

P O L S K A A K A D E M I A N A U K
I N S T Y T U T G E O G R A F I I

P R A C E G E O G R A F I C Z N E N r 1

J A N F L I S

K R A S G I P S O W Y
N I E C K I N I D Z I A Ń S K I E J

W A R S Z A W A 1 9 5 4

P A Ń S T W O W E W Y D A W N I C T W O N A U K O W E

P O L S K A A K A D E M I A N A U K

I N S T Y T U T G E O G R A F I I

*

P R A C E G E O G R A F I C Z N E

N R 1

Komitety redakcyjny

S. LESZCZYCKI (przewodniczący)

R. GALON, M. KLIMASZEWSKI, J. KOSTROWICKI, B. OLSZEWICZ, A. WRZOSK

L. KUBIATOWICZ (sekretarz redakcji)

Rada redakcyjna

J. BARBAG, J. CZYZEWSKI, J. DYLIK, K. DZIEWONSKI,

R. GALON, M. KLIMASZEWSKI, J. KONDRACKI, J. KOSTROWICKI,

S. LESZCZYCKI, A. MALICKI, B. OLSZEWICZ,

J. WĄSOWICZ, M. KIELCZEWSKA-ZALESKA, A. ZIERHOFFER

Redaktor pracy nr 1

M. KLIMASZEWSKI

Sekretariat redakcji: Instytut Geografii PAN, Warszawa, ul. Krakowskie Przedmieście 30

P R A C E G E O G R A F I C Z N E
NR 1

JAN FLIS

KRAS GIPSOWY
NIECKI NIDZIAŃSKIEJ

WARSZAWA 1954
PAŃSTWOWE WYDAWNICTWO NAUKOWE

ГЕОГРАФИЧЕСКИЕ ТРУДЫ
№ 1

ЯН ФЛИС

ГИПСОВЫЙ КАРСТ
НИДЗЯНСКОЙ МУЛЬДЫ

*

GEOGRAPHICAL TRANSACTIONS
NR 1

JAN FLIS

GYPSUM KARST OF THE NIDA TROUGH

PRZEDMOWA DO „PRAC GEOGRAFICZNYCH“

Od kilku lat na konferencjach geografów wysuwany był postulat poważnego podjęcia seryjnego wydawnictwa, które publikowałoby obszerniejsze, oryginalne rozprawy geograficzne, oparte na gruntownych i źródłowych badaniach. Równocześnie wskazywano na potrzebę wyzyskania doświadczeń dawniejszych wydawnictw podobnego typu, jak „Prace Geograficzne“ ukazujące się pod redakcją prof. Eugeniusza Romera, „Prace Instytutu Geograficznego Uniwersytetu Jagiellońskiego“, „Badania Geograficzne“ wydawane przez Instytut Geograficzny Uniwersytetu Poznańskiego, „Prace wykonane w Zakładzie Geograficznym Uniwersytetu Warszawskiego“ oraz „Prace Zakładów Geograficznego i Geologicznego Uniwersytetu im. Stefana Batorego“.

Instytut Geografii Polskiej Akademii Nauk uznał ten postulat za słuszny i wstawił w plan wydawniczy na rok 1954 wydawnictwo seryjne pt. „Prace Geograficzne“, nad którym prace zostały zapoczątkowane przez Polskie Towarzystwo Geograficzne. Będzie się w nim zamieszczać oryginalne rozprawy, zarówno z zakresu geografii fizycznej jak i z geografii ekonomicznej, a także studia z zakresu kartografii i historii geografii.

„Prace Geograficzne“ nawiążą do chlubnych osiągnięć wspomnianych wyżej wydawnictw polskich. Umożliwią one naukowcom opracowującym problematykę geograficzną z terenu Polski publikowanie wyników oryginalnych prac wraz z materiałami dowodowymi, przez co przyczynią się do dalszego rozwoju geografii polskiej. Będzie ono wydawnictwem obsługującym wszystkie polskie ośrodki geograficzne.

Celem zapewnienia wydawnictwu właściwego poziomu pod względem ideologicznym i merytorycznym Wydział III Polskiej Akademii Nauk na wniosek Instytutu Geografii PAN powołał Komitet Redakcyjny. Do jego obowiązków należy nie tylko ocena zgłaszanych rozpraw, lecz także inicjo-

wanie prac w pewnych dziedzinach, zapewniających właściwy rozwój geografii polskiej.

Redakcja dołoży starań, aby prace drukowane nie kontynuowały błędów i tendencji geografii burżuazyjnej, lecz reprezentowały metodologię marksistowską oraz tematykę, która posiada znaczenie dla rozwoju gospodarki i kultury narodowej.

Poza Komitetem Redakcyjnym dla każdego tomu wydawnictwa powołany zostanie redaktor, którym będzie zazwyczaj kierownik instytutu lub zespołu katedr geograficznych danego ośrodka. Obok autora będzie on również odpowiedzialny za przedstawione wyniki opracowania.

„Prace Geograficzne” otwiera rozprawa dr Jana Flisa, adiunkta Uniwersytetu Jagiellońskiego, pt. „Kras gipsowy Niecki Nidziańskiej”. Redaktorem tomu jest prof. dr Mieczysław Klimaszewski, kierownik zespołu katedr na tym Uniwersytecie.

Prof. dr Stanisław Leszczycki

Redaktor Naczelny Wydawnictwa

SPIS TREŚCI

	Str.
Wstęp ,	9
Dotychczasowe prace na temat gipsów nadnidziańskich	11
Geologia skał gipsowych	13
Stratygrafia	13
Tektonika	17
Rozmieszczenie i morfologia gipsów	23
Systematyka i geneza form krasowych	51
Dolina Nidy a występowanie gipsów	60
Zagadnienie wieku krasu	63
Literatura	66
Spis rysunków	69
Резюме ,	70
Summary ,	72

WSTĘP

Terenem moich badań była południowa część Niecki Nidziańskiej. Niecka ta jako całość obejmuje szerokie obniżenie leżące między Wyżyną Krakowsko-częstochowską na zachodzie a Górami Świętokrzyskimi na północo-wschodzie. Pod względem geologicznym jest ona synkliną jurajską wypełnioną utworami wieku kredowego a częściowo miocenijskiego. Utwory te są zdyslokowane późniejszymi ruchami. Wśród utworów miocenijskich znajdują się warstwy gipsów i ilów gipsowych. Występują one na rozległych obszarach południowej części niecki, a w szczególności na wschód od doliny dolnej Nidy.

Na Płaskowyżu Proszowickim [33] * gipsy występują sporadycznie i nie odgrywają poważniejszej roli morfologicznej. Na Garbie Wodzisławskim brak ich zupełnie. W Lejku Wiślickim, stanowiącym najniższą część Niecki Nidziańskiej, gipsy nie tylko są najszerzej rozprzestrzenione, ale także miąższość ich jest największa. Morfologia obszaru jest tu w ścisłym związku z ich występowaniem. Na Garbie Pińczowskim gipsy występują na niewielkiej powierzchni i nie odgrywają w morfologii poważniejszej roli. Na Poziomie Szydłowskim charakter występowania gipsów jest inny niż w Lejku Wiślickim; są tu one przeważnie przykryte utworami sarmackimi i z tego powodu ich morfologia jest zupełnie odrębna.

Skały gipsowe posiadają własności fizyczne, które tak silnie wpływają na przebieg procesów rzeźbotwórczych, że wytwarzają specyficzny zespół form. Do tych fizycznych cech gipsu należy: mała twardość minerału skałotwórczego, zdolność tworzenia olbrzymich kryształów, łupliwość doskonała wzdłuż płaszczyzny symetrii kryształów, a wyraźna w dwóch innych kierunkach, duża plastyczność skały przy możliwościach rekrystalizacji, wreszcie bardzo wysoki stopień rozpuszczalności, zwłaszcza w słonej wodzie [1, 27, 28, 64].

* Liczby w [] odnoszą się do spisu literatury zamieszczonego na końcu pracy.

Badania terenowe prowadziłem jako część rozpoczętego przez Polskie Towarzystwo Geograficzne kartowania morfologicznego Polski, którego celem jest wykonanie mapy morfologicznej całego kraju. Objąłem nimi wschodnie stoki Garbu Wodzisławskiego, dolinę dolnej Nidy oraz Lejek Wiślicki, Garb Pińczowski i południowo-zachodnią część Poziomu Szydłowskiego. Zagadnienia związane z morfologią gipsową postanowiłem wyodrębnić z całości problemów morfologicznych obszaru i przedstawić oddzielnie. Nie zostały objęte moją pracą tereny gipsowe Wyżu Proszowickiego, jak również drobne wystąpienia gipsowe we wschodniej części Poziomu Szydłowskiego.

Pracę wykonałem pod kierownictwem prof. dr M. Klimaszewskiego, z zasiłku Polskiego Towarzystwa Geograficznego i Wydziału Nauki Ministerstwa Oświaty.

DOTYCHCZASOWE PRACE NA TEMAT GIPSÓW NADNIDZIAŃSKICH

Jakkolwiek już Zejszner [72] i Kontkiewicz [34, 35] zwrócili w swych geologicznych pracach uwagę na liczne wertepy gipsowe w omawianym regionie, pierwsze obszerniejsze studium na temat krasowej morfologii gipsów nadnidziańskich opublikował dopiero Lencewicz [43]. W swej pracy o morfologii Wyżyny Małopolskiej poświęcił cały rozdział zjawiskom krasowym. Kras gipsowy uważał za wytwór okresu przedlodowcowego. Najście lodowca i akumulacja glacialna oraz eoliczna przerwały cykl krasowy. Dopiero w miarę odsłaniania się warstw gipsowych spod pokrywy utworów dyluwialnych odżywają zjawiska krasowe, jakkolwiek mogą się one odbywać również pod cienką pokrywą młodszych utworów. Lencewicz wskazał za Kontkiewiczem na zapadliska gipsowo-krasowe pod pokrywą piaskowców sarmackich w okolicy Skadel i Jarząbka, na południo-wschód od Chmielnika oraz koło Staszowa na lewym brzegu strugi płynącej przez Staszów. Według Lencewicza zapadliska próżni krasowych zdarzają się bardzo często i czasem wystarczy ciężar zwierzęcia, by się utworzyły. Zasadniczo wyróżnił dwa typy wertepów: o stromych ścianach bocznych oraz o stokach łagodnych, pokrytych zwietrzeliną, o dnie błotnistym wypełnionym niekiedy wodą małego jeziora. Obie formy wertepów łączył w szereg rozwojowy. Stadium początkowe powstaje według niego w ten sposób, że wody powierzchniowe wsiąkając w szczeliny poszerzają je rozpuszczając gips. Wody krasowe wymywają pod powierzchnią ziemi pieczary. Leżą one pod wertepami powstałymi przez krasowe poszerzenia szczelin. Przez zawalenie się stropów pieczary poprzednia forma wertepu przeobraża się w wertep zapadliskowy o stromych ścianach. W dalszym jego rozwoju ściany stają się coraz mniej strome i pokrywają się zwietrzeliną. Proces ten przyspiesza człowiek zaorywując systematycznie wertepy. Lencewicz dopuścił więc genezę leja krasowego zarówno przez powierzchniowe ługowanie gipsów w miejscach predysponowanych szcze-

linami, jak i przez zapadliska stropów pieczar. Obie formy wiązał ze sobą genetycznie, uważając pierwszą za stadium początkowe.

Wszystkie stadia rozwoju wertepu obserwował Lencewicz obok siebie w niewielkich odległościach i wysnuł stąd wniosek, że proces krasowienia postępuje bardzo szybko, a jego początek następuje zasadniczo w momencie, kiedy czynniki zewnętrzne usuną warstwy nakrywające gipsy. Początek rozwoju sąsiednich wertepów nie był równoczesny, stąd znajdują się one obecnie w różnych fazach. W monografii Polski [45, str. 307], omawiając zjawiska krasowe w gipsach, pomija genezę lejów przez wylugowanie na powierzchni, a jako przyczynę ich tworzenia podaje wyłącznie zapadliska pieczar. Terenem, gdzie spotkał najliczniejsze i najbardziej interesujące formy wertepów, jest według niego okolica na północ (raczej na północo-zachód i zachód) od wsi Szaniec.

Specjalną uwagę poświęca Lencewicz dwu formom, które nazywa we francuskim tekście *la doline**. W dolinach: skorocickiej, unikowskiej i owczarskiej spostrzegł współdziałanie procesów krasowych z erozją działającą na powierzchni. Świadczyć o tym mają podziemne odcinki potoków, jaskinie w stromych stokach dolin, występowanie licznych wertepów. Wiek tych dolin ma być całkiem młody, gdyż w jaskiniach i dnach lejów nie spotyka się śladów utworów dyluwialnych. Pod względem morfologicznym dolina skorocicka jest w stadium młodości, unikowska i owczarska wykazują kolejno późniejsze stadia rozwojowe. Lencewicz spostrzegł na terenie gipsowym wypukłe formy kopuł; uznał je za bardzo charakterystyczną cechę krajobrazu gipsowego, ale nie objaśnił ich genezy.

Tym samym terenem zajmował się Sawicki [63] dając krótki opis zjawisk krasowych na terenie wsi Skorocice. Sawicki doszedł do wniosku, że w gipsowym krasie Małopolski spotykamy wszystkie pierwiastki typowego krasu, jeno w rozmiarach drobnych, w odosobnieniu, a nie gromadnie, wreszcie w stadium morfologicznie przejrzałym lub zgrzybiałym. Opisał wertepy, pieczary, rzeki podziemne, po-

* Termin *la doline* prowadzi do nieporozumień. W niemieckiej formie *die Doline* został użyty przez różnych niemieckich autorów, ostatecznie Cvijić [6] wyrobił mu obywatelstwo w niemieckiej i innych terminologiach. W sensie Cvijića słowo to jest synonimem polskiego lej krasowy albo wertep w wypadku krasu gipsowego, choć Cvijić wyraźnie przestrzega, by nie przenosić tego terminu na studniowate formy w gipsach czy lessach. W swym podręczniku geomorfologii [7] podkreśla, że słowa *dolina* użył w niemieckiej swej pracy [6] w znaczeniu leja krasowego (*vrtacz*), a nie w znaczeniu doliny, tj. podłużnej formy wklęsłej ułożonej wzdłuż linii odwodnienia. Lencewiczowska *la doline* jest synonimem cvijiczowskiego *dolovska korita*, niemieckiego *Dolinenthal*, o ile nie serbskiego *uvala*.

tężne wywierzyska, a wreszcie młode formy zboczowe ślepych dolin krasowych.

Drobny, ale cenny przyczynek do morfologii obszaru gipsowego dał Gąsiorowski [25] opisując podziemne jezioro krasowe w Siesławicach.

Malicki [50] zwrócił uwagę na krasowe formy wklęsłe i na gipsowe formy wypukłe. Opisał, interesujące już Lencewicza, formy stożkowych lub kopulastych wzniesień gipsowych ustawionych w długie szeregi i porównał je z grzbietami Gorganów. Specjalną uwagę zwrócił na kopulaste lub dzwonowate nabrzmienia warstw gipsowych, opisane już przez Kontkiewicza [35]. Tłumaczy je pęcznieniem gipsów, o czym będzie mowa poniżej.

GEOLOGIA SKAŁ GIPSOWYCH

Niecka Nidziańska stanowi pod względem geologicznym obszerne synklinorium, leżące między antyklinorium świętokrzyskim a monoklinem dębnicko-siewierskim. Oś synklinorium przebiega w kierunku południowo-wschodnim, obniżając się w tę stronę. Całe synklinorium jest częścią — jeśli stosować niezmiernie obrazową terminologię Nowaka [59] — krezy miocénskiej Paratetydy *. Wszędzie w obrębie niecki głębokie jej podłoże stanowi opoka kredowa. Na linii Zawichost-Kurdwanów, którą Teisseyre uważał za uskok, kreza wygina się i przechodzi w czaszę subkarpackiego obniżenia tektonicznego. W obrębie Niecki Nidziańskiej utwory młodsze od opoki kredowej, tj. miocénskie, wykształcone są w facji odmiennej niż w dnie czaszy, tworzą mianowicie północną fację brzegową osadów Paratetydy.

Stratygrafia

Stratygrafia utworów miocénskich w obrębie Niecki Nidziańskiej nie jest jeszcze definitywnie uzgodniona przez geologów. Obok podziału stratygraficznego Friedberga [22, 23] mamy podział Czarnockiego i Kowalewskiego [10, 14, 15, 16]. Drobne zmiany w podziale Friedberga wprowadził Nowak [59]. Opieram się na tym ostatnim, gdzie jednak używam innych określeń wieku, tam powołuję się na danego autora.

* Nowak nazwał Paratetydą morze miocénskie, będące kontynuacją poprzednio istniejącej Tetydy, przesuniętą jednak na północ. Basen Paratetydy porównuje pod względem południkowego profilu do głębokiego talerza. Synklinorium podkarpackie stanowi czaszę, Niecka Nidziańska jest analogią krezy talerza.

Tabela stratygraficzna

Piętro	Zalew	Wykształcenie warstw
Sarmat	V	Zlepienie, piaski, słabo spojone piaskowce, ility, ku południowi seria przechodzi w fację ilastą.
Torton górny (poziom bułowski)	IV	Zlepienie i piaskowce.
Torton środkowy (poziom grabowiecki)	III	Seria syndesmowa — wapienie płytowe, margle i ility.
Torton dolny (poziom opolski)	II	Seria gipsowa, lokalnie wapienie ratyńskie lub margle pectenowe; warstwa erwiliowo-modiolowa; warstwy przegrzebkowe górne (baranowskie), margliste i piaszczysto-ilaste; wapienie litotamniowe, lokalnie litawskie; margle, lokalnie piaski i konglomeraty, lokalnie (w depr. połanieckiej) ility.
Helwet	I	Utwory słodkowodne okolic Korytnicy.
Kreda		Opoka.

Na opoce kredowej zalegają w Niecce Nidziańskiej utwory mioceneskie, świadczące o kilkakrotnym w tym okresie zalewie morskim. Przybrzeżne osady tych transgresji przedstawiają się na północnej krawędzi synklinorium Paratetydy jako utwory o dużej zmienności, zarówno w kierunku pionowym jak i poziomym.

Nowak wykazał na obszarze Paratetydy pięć transgresji morskich. Utworów morskich najstarszej—helweckiej transgresji nie znamy z terenu Niecki Nidziańskiej. Stratygraficznie odpowiadają jej zapewne słodkowodne utwory helwetu z okolic Korytnicy. Druga transgresja — dolno-tortońska (opolian Friedberga) zaczyna się warstwami ilastymi spotykanymi tylko w synklinach, którymi pobrużdżone jest synklinorium. Wnet jednak zalew morza rozszerzył się na cały obszar synklinorium, pozostawiając swe osady w po-

staci piasków, konglomeratów i margli korbulowych. Już w tym okresie zaczęło się zagęszczanie roztworu, jakim jest woda morska, a to zapewne skutkiem gorącego i suchego klimatu. Na korbulowych marglach leżą bowiem wapienie litotamniowe lub litawskie. Rozwój litotamniów świadczy o zagęszczeniu roztworu węglanu wapnia. Rozpoczyna się cykl sedymentacji chemicznej. Rychło musiała nastąpić w nim przerwa skutkiem napływu świeżych wód, spowodowanego może ruchami tektonicznymi. Nad wapieniami pojawiają się bowiem klastyczne warstwy przegrzebkowe (baranowskie według Czarnockiego), w których stropie leży charakterystyczna warstwa modiolowa lub erwiliowa. Kowalewski stwierdził pewną dyskordancję między warstwami litotamniowymi a baranowskimi. Nie jest więc wykluczone, że druga — według Nowaka — transgresja miała w strefie przybrzeżnej poważną oscylację. Dopiero po osadzeniu warstwy modiolowej dochodzi do poważnej sedymentacji chemicznej, wyrażonej potężną serią gipsów i ilów gipsowych. Gipsy osadzają się na krezie, natomiast w dnie czaszy zastępują je warstwy krakowieckie, nie wykazujące tak silnej zmienności w przekroju pionowym, jak utwory przybrzeżne krezu.

Według Nowaka gipsy tworzą na całym obszarze Paratetydy poziom przewodni, mianowicie osadzały się tu wszędzie w czasie tego samego cyklu chemicznej sedymentacji. Jakkolwiek twierdzenie to nie da się utrzymać w całej rozciągłości na obszarze Paratetydy, gdzie stwierdzono istnienie przynajmniej dwóch poziomów gipsowych, to jednak na węższym obszarze Niecki Nidziańskiej nie zostało ono podważone. Jest to stwierdzenie bardzo ważne, pozwala bowiem badać nachylenie tortońskiej powierzchni w sposób nie nastroczający poważniejszych trudności metodycznych.

Trzecia transgresja — według Nowaka — zaznacza się w poziomie grabowieckim, który Nowak zalicza do górnej części dolnego tortonu, wydzielając ewentualnie oddzielne podpiętro tortonu środkowego. Czarnocki natomiast uważa, że poprzednia transgresja nie kończy się sedymentacją gipsów, ale na gipsach leżą zgodnie warstwy syndesmiowe (grabowiecki poziom Nowaka). Pozorną dyskordancję tłumaczy Czarnocki podziemnym ługowaniem gipsów. Na północy naszego obszaru, ponad główną masą gipsów wykształconych w postaci olbrzymich kryształów, spoczywa warstwa druzgotu gipsowego, miejscami gips tabliczkowy. Nie przemawia to za ciągłością sedymentacji. Być może są to ślady przybrzeżnych oscylacji.

Dwie następne transgresje: górno-tortońska i sarmacka, pozostawiły osady w postaci piasków, słabo spojonych piaskowców, a w części południowej ilów. Utwory tych transgresji nie zostały na naszym terenie dostatecznie rozdzielone. Mówiąc niżej o utworach

sarmackich nie wykluczam możliwości, że częściowo mogą one należeć do serii buhłowskiej.

Po ustąpieniu morza dolno-sarmackiego gipsy były wszędzie pokryte jego utworami, gdyż zasięg morza był na północy szerszy od występowania gipsów. Utwory sarmackie są w wysokim stopniu przepuszczalne, toteż istniała możliwość ługowania gipsów pod ich nadkładem, a więc mógł się rozwijać podziemny kras w sensie *P e n c k a* [60], inaczej zwany krasem zakrytym [62].

Z chwilą ustąpienia morza sarmackiego następuje na naszym obszarze, trwający do dziś, okres lądowy, w czasie którego gipsy mogły ulegać procesom denudacyjnym.

Poważnym zahamowaniem procesów niszczenia w lądowym okresie posarmackim było plejstocénskie zlodowacenie. Aż do czasu ostatecznego rozstrzygnięcia zagadnienia ilości zlodowaceń i ich zasięgu przyjąć musimy, że teren nasz objęty był przynajmniej jednym, a mianowicie maksymalnym zlodowaceniem polskim (krakowskim). Wystąpiły wtedy zjawiska glacialnej i fluwioglacialnej akumulacji, powstrzymującej procesy krasowania.

Po ustąpieniu lodowca klimat uległ kilkakrotnie zmianie. W czasie interglacjałów mazowieckiego i eemskiego klimat był co najmniej tak ciepły jak dziś. W czasie natomiast glacjałów środkowo-polskiego i bałtyckiego jakkolwiek teren nasz nie był pokryty lodowcem, sąsiedztwo lodowca i zimny klimat powodowały zjawiska trwałej marzłoci. Dowody na to znalazłem w okolicy Lipy na wschód od Korytnicy w postaci niezmiernie typowych inwolucji, tj. kopalnych gruntów poligonalnych. W czasie glacjału bałtyckiego nastąpiła też peryglacialna akumulacja eoliczna, której rezultatem było powstanie pokrywy lessowej.

Reasumując powyższy przegląd wydarzeń geologicznych od chwili osadzenia się gipsów do dziś, stwierdzamy możliwość istnienia następujących faz niszczenia powierzchni gipsowej:

a) Przerwa między poziomem opolskim a grabowieckim. Przerwa ta niekoniecznie istniała na całym obszarze gipsów: wystąpiła zapewne tylko w obszarze przybrzeżnym. Panował wtedy klimat pustynny, a potem półpustynny, co stwierdziły prace *Bolewskiego* [5] i *Krajewskiego* [38]. W stropie serii siarkonośnej, będącej wiekowym odpowiednikiem warstw gipsowych, stwierdził *Bolewski* zjawiska opalizacji piasków, które mogły ulec tej zmianie wyłącznie w pustynnym klimacie. Nad warstwą opalowego piaskowca znalazł *Bolewski* żółtą ziemię, którą uznał za utwór powstały w warunkach półpustynnych.

b) Przerwa między poziomem grabowieckim a buhłowskim. Teren nasz podlegał w tym czasie ruchom tektonicznym,

które spowodowały, że nieckowata synklina została zondulowana wtórnymi, drugorzędnymi siodłami i łekami. Równocześnie teren podlegał niszczeniu, które doprowadziło do zniwelowania go. W jądrach antyklin odsłoniły się starsze warstwy. Nie jest wykluczone, że jednym z czynników niwelujących była abrazja transgredującego morza sarmackiego.

c) Okres od regresji morza sarmackiego do zlodowacenia, głównie pliocen. Na początku tego okresu gipsy przykryte były płaszczem utworów sarmackich i atakowane być mogły zasadniczo dopiero po zniszczeniu warstw nadległych. Procesy niszczenia odbywały się w klimacie ciepłym i wilgotnym. Klimat jednak stopniowo oziębiał się. Utwory sarmatu leżą dziś na wysokości 80—100 m ponad dnem doliny Nidy.

d) Okres glacialny. Cały obszar pozostawał pokryty płaszczem lodu. W okresie tym mogły zachodzić zjawiska glacijotektoniczne. Lodowiec pozostawił moreny; miejscami działał niszcząco przez wyprzatanie zwietrzeliney i szlifowanie wypukłych form. Zjawiska krasowe musiały być zatrzymane w swym rozwoju ze względu na marzłość gruntu pod pokrywą lodu.

e) Okres względnego postglacjału (tj. od ustąpienia lodowca z naszego obszaru do końca plejstocenu). Silne zmiany klimatu w tym okresie powodowały, że warunki rozwoju rzeźby były również zmienne. W okresie interglacjalnym mazowieckim i eemskim panowały stosunki klimatyczne zbliżone do dzisiejszych. Czynniki atmosferyczne i wody płynące niszczyły osady morenowe i fluwioglacjalne, a następnie mogły atakować poddyluwialne podłoże. W okresie glacjału środkowopolskiego, wobec tego, że czoło lodowca znajdowało się blisko naszego terenu, zachodziły na nim zjawiska trwałej marzłości i związane z nimi procesy peryglacjalnego denudowania terenu. W glacialu bałtyckim czoło lodowca znajdowało się dość daleko od naszego obszaru. W tym czasie nastąpiło osadzenie lessów, które na prawym brzegu Nidy pokrywają rozległe powierzchnie, na interesującym nas terenie gipsowym występują tylko fragmentarycznie na niewielkich powierzchniach.

f) Holocen. Obok naturalnych czynników zmieniających morfologię terenu ma także wpływ gospodarka ludzka. Wyraża się to przede wszystkim w powstawaniu form związanych z dożywaniem gipsu dla celów przemysłowych i na budowę dróg, do czego niestety, z braku innego materiału, gips jest do dziś używany.

Tektonika

Tektonika synklinorium nidziańskiego jest skomplikowana. Czarnocki stwierdził, że tektonika mioceńska różni się wyraźnie od tektoniki warstw starszych, kredowych i jurajskich. Antykliny mioceńskie

pokrywają się nieraz z synklinami warstw kredowych i odwrotnie. Ta inwersja tektoniki nie dotyczy naszego tematu. Interesuje nas jedynie tektonika miocenu jako tych warstw, w których występują gipsy. Tam więc, gdzie zachodzi inwersja, omawiać będę wyłącznie tektonikę mioceńską.

Od północo-wschodu ograniczona jest Niecka Nidziańska w sensie geologicznym strefą uskokową, stwierdzoną przez Czarnockiego [12], biegnącą na południe od Chęcin, przez Pierzchnicę, na północ i południe od Szydłowa, na południe od Staszowa i przez Strzegom. W obrębie synklinorium nidziańskiego wyróżnił Czarnocki trzy większe depresje, oddzielone dwiema liniami wypiętrzeń. Ponieważ osie depresji zapadają, ogólnie mówiąc, ku południo-wschodowi i łączą się tam z większą jednostką o charakterze synklinialnym, mianowicie z obniżeniem podkarpackim, czyli — według terminologii Nowaka z czasą Paratetydy — przeto trzy nasze depresje noszą cechy zatok zapadliny podkarpackiej. Wymieniając od wschodu, są to zatoki: połaniecka, solecka i działoszyscka. Pomiedzy depresją połaniecką a solecką wznosi się wypiętrzenie wójczańsko-pińczowskie. Ma ono charakter fleksury, której oś biegnie przez Pińczów, Busko i na północ od Wójczy. Między depresją solecką a działoszyską wznosi się wypiętrzenie, któremu geologowie nie nadali specjalnej nazwy, a które przebiega mniej więcej na linii Wodzisław — Nowy Korczyn i pokrywa się z Garbem Wodzisławskim.

Te zasadnicze rysy synklinorium nidziańskiego powstały przed tortonem. W czasie potortońskiego synklinorium podlegało ponownym fałdowaniom, które wytworzyły podrzędne niecki i fałdy. Ich przebieg wyznaczył Czarnocki na mapce dołączonej do sprawozdania z poszukiwań ropy naftowej [17]. Ani w tekście, ani na mapie nie podał Czarnocki nazw poszczególnych jednostek tektonicznych, choć je wymienił w innej swojej pracy [18]. Nie znajduję jednak tu nazw dla dwóch jednostek wykreślonych na mapie. Prowizorycznie będę je nazywał synkliną kobylnicką i fałdem sieleckim.

Wszystkie te elementy tektoniczne, zarówno zatem fałdy jak i synkliny, podlegają poprzecznym deniwelacjom. Czarnocki [9] przypisywał je dawniej solnym wysadom permskim występującym głęboko w podłożu, później uznał je jednak za skutek interferencji kierunków sudeckich z karpackimi [11].

W niektórych miejscach terenu obserwacja upadów warstw gipsowych wykazuje, że w drobnych szczegółach tektonika ich jest bardziej jeszcze skomplikowana. Chodzi tu o zupełnie drobne nabrzmienia warstw gipsowych, pojawiające się sporadycznie. Przeważnie warstwy gipsowe mają upady łagodne, nie przekraczające 15° , w pewnych jednak miejscach obserwuje się odosobnione kopulaste wypiętrzenia o zasięgu pozi-

mym kilku do kilkudziesięciu metrów i deniwelacji kilku metrów. Pierwszy zwrócił uwagę na nie Kontkiewicz [35]. Wiele przykładów zaobserwował Malicki [50]. Nie wydaje się rzeczą prawdopodobną, by tego rodzaju wypiętrzenia mogły być zjawiskiem tektonicznym w ścisłym tego słowa znaczeniu; są to raczej zjawiska pseudotektoniczne. Przemawia za tym fakt, że niżej leżące warstwy kredowej opoki nigdzie nie wykazują tak drobnych form tektonicznych (nie wykazują ich również plastyczne warstwy podgipsowe miocenu). Wypiętrzenia gipsowe nie są więc zapewne spowodowane procesami głębokich ruchów skorupy ziemskiej, są niezależne od tektoniki podłoża, a więc są wynikiem sił zewnętrznych.

Klasycznym przykładem analogii na innych terenach gipsowych są południowe podnóża gór Harcu. Cechszyńskie pokłady gipsu i anhydrytu występują tam w dwóch piętrach w sąsiedztwie warstw solonośnych od Sangerhausen przez Nordhausen po Osterode oraz w górach Kyffhäuser. Badania na tym terenie przeprowadzali Beyrich [3], Biese [4], Fulda [24], Haefke [27, 28], Hoffmann [32], Meyen [57], Nauwerck [58], Penck [60] i Spethmann [67]. Obok właściwości litologicznych gipsu wchodzi na tym obszarze w grę i inne okoliczności. Przeważnie pierwotną skałą jest tu nie gips, ale anhydryt. Zwłaszcza w starszym „gipsie”, dokąd nie dochodzi woda gruntowa, spotyka się siarczan wapnia w postaci bezwodnej, skutkiem jego hydratyzacji powstaje gips-hydrat, przy czym objętość skały silnie wzrasta. Malicki [50] podaje, że objętość skały wzrasta przy tym procesie o 20 do 30%. Według moich teoretycznych obliczeń przy ciężarze gatunkowym gipsu 2,32 a anhydrytu 2,9 przyrost objętości powinien wynosić 58%*.

Wzrost objętości, który w dalszym ciągu nazywać będę pęcznieniem gipsu, powoduje szereg zjawisk pseudotektonicznych w postaci kamienia trzewiowego Wieliczki lub kopulastych wypiętrzeń i odkłuc międzywarstwowych, obserwowanych przez Beyricha na południe od Harcu.

Drugą cechą specjalną, obok pęcznienia gipsu na obszarze południowego podnóża Harcu jest obfite występowanie tak w obrębie gipsu, jak i pod nim olbrzymich mas solnych. Skutkiem szybszego wylugowania soli powstają pod warstwami gipsowymi lub wśród nich próżnie. Fulda zwraca uwagę na zjawisko krasowego osiadania warstw stropowych nad solą. Nie tworzą się przy tym gwałtowne zapadliska, ale warstwy stropowe powoli się obniżają, przeważnie zachowując się zupełnie plastycznie. Nad pozostałymi niewylugowanymi filarami lub murami solnymi, tworzą się

* Ciężar drobinowy anhydrytu CaSO_4 wynosi $40,08 + 32,06 + 4 \cdot 16 = 136,14$. Ciężar drobinowy gipsu $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ wynosi $136,14 + 4 \cdot 1,008 + 2 \cdot 16 = 172,172$. Stosunek objętości anhydrytu do gipsu jest równy stosunkowi ciężarów drobinowych pomnożonemu przez odwrotny stosunek ciężarów właściwych tych dwóch ciał, czyli:

$$(136,14 : 172,172) \cdot (2,32 : 2,9) = 1 : 1,58$$

kopulaste wybrzuszenia osiadających warstw gipsowych. Na terenie więc podgórzia Harcu występują kopulaste wypiętrzenia gipsowe dwóch rodzajów: powstałe przez pęcznienie gipsów i przez krasowe ich osiadanie.

Malicki wysunął dla gipsów Niecki Nidziańskiej koncepcję pęcznienia gipsów [50]. Aby ją przyjąć, musielibyśmy znaleźć argumenty, że istotnie dzisiejsze gipsy osadzone zostały pierwotnie w postaci anhydrytu. Nie znam ani z literatury, ani z własnych poszukiwań śladów anhydrytu w złożach nidziańskich; pozytywnego argumentu nam brak. Teoretycznie z wody morskiej może osadzać się zarówno gips-hydrat jak i anhydryt. Warunki osadzania się jednej albo drugiej postaci podają Hoff [31] i Artini [1]*.

W gipsach nadnidziańskich brak śladów soli kuchennej. Udowodnił Czarnocki [9], a potwierdził Rośłoński [61], że solanki regionu Buska i Solca nie pochodzą, jak dawniej przypuszczano, z pokładów gipsów mioceńskich, ale z głębszego podłoża, przypuszczalnie permskiego. Nie znajdujemy więc i na tej drodze przesłanek, by dzisiejsze gipsy uważać za uwodnione anhydryty.

Możemy natomiast wysunąć kilka argumentów przeciwko hipotezie Malickiego. Badania Kreutza [39] wykazały, że w czasie osadzania się wielkich kryształów gipsu-selenitu następował okresowy przypływ słodszej wody, co zaznacza się rocznymi nawarstwieniami kryształów. Owe nawarstwienia, zgodne ze ścianami krystalizacji gipsu, świadczą o tym, że osadzał się tu bezpośrednio gips-hydrat; nie mógł więc później przechodzić hydratyacji. Odnosi się to w każdym razie do warstw o wielkich kryształach. Wskazane przez Malickiego pęcznienie dotyczy tych właśnie warstw.

Przeciw hipotezie Malickiego znaleźlibyśmy jeszcze inne argumenty. Miejscami warstwy gipsu leżą zupełnie spokojnie na dużych przestrzeniach, jak to np. obserwujemy w okolicy Woli Zagojskiej. Albo musielibyśmy przyjąć, że w jednych miejscach osadzał się bezpośrednio gips-hydrat, a w innych anhydryt, albo wyjaśnić, dlaczego w jednych miejscach gips pęcznieje w czasie procesu hydratyacji, w innych zaś nie. Pierwsza alternatywa doprowadziłaby nas do konieczności przyjęcia odmiennych

* Roztwór siarczanu wapnia w normalnych warunkach ciśnienia w temperaturze poniżej 50° osadza się zawsze jako hydrat, w wyższej zaś jest dopiero możliwe osadzanie się anhydrytu. Temperatura powyżej 50° nie jest możliwa do przyjęcia dla większych basenów wodnych. Jeśli jednak roztwór, z którego strąca się gips, jest roztworem złożonym, w skład którego wchodzi inne sole, wtedy strącanie się osadów podlega innym prawom. Jeśli w roztworze prężność pary jest niska, wtedy nawet w niskich temperaturach strąca się anhydryt. Taką niską prężność pary wykazują roztwory bogate w chlorki alkaliczne i magnezowe. Wtedy jednak osadom gipsu-anhydrytu towarzyszą z reguły osady soli kuchennej i innych.

warunków sedymentacji w miejscach leżących bardzo blisko siebie i to w warstwach równowiekowych, co jest nie do przyjęcia. Także niesposób znaleźć argument, że wobec powszechnej hydratyzacji pęcznienie gipsu występuje tylko sporadycznie i lokalnie.

Obserwując okazy, które powstały przez hydratyzację anhydrytu, widzimy ich drobnokrystaliczną strukturę. Odnosi się to zarówno do kamienia trzewiowego Wieliczki, gipsów z podnóży Harcu, jak i alabastrowych gipsów Alp Włoskich [20, 54, 55]. Musielibyśmy więc przyjąć, że po hydratyzacji naszych rzekomych anhydrytów powstałe w ten sposób gipsy uległy rekrytalizacji, wtedy jednak nie możemy wytłumaczyć obserwowanych przez Kreutza nawarstwień w kryształach selenitu.

Po tych wywodach wolno nam twierdzić, że hipoteza Malickiego co do pęcznienia gipsów w rejonie nadnidziańskim nie jest poparta dostatecznymi argumentami i odrzucić ten sposób objaśnienia genezy wypiętrzeń gipsowych.

Ewentualność osiadania krasowego gipsu obserwowanego u podnóży Harcu nie znajduje na naszym terenie analogii stratygraficznych. Gipsy nasze nie są podścielone utworami solnymi. Osiadanie występować by mogło tylko wtedy, gdyby dolne partie gipsu zostały wyługowane, zaś — nienaruszone ługowaniem — warstwy wyższe osiadały. W takiej sytuacji musielibyśmy obserwować częściej fleksurowe wygięcia, rzadziej — dzwonowate wybrzuszenia warstw. W miejscu fleksur obserwowalibyśmy zanikanie warstw spagowych. Tego nigdzie nie znalazłem. Nie wykluczam jednak takiego tłumaczenia. Proces taki mógłby się odbyć szczególnie łatwo, jeśliby przed zlodowaceniem obszaru nastąpiło wyługowanie spagowych warstw na dużych przestrzeniach. Najście lodowca (olbrzymie ciśnienie na podłoże) mogło być przyczyną wgniecenia warstw zawieszonych. Nie występowało przy tym zawalenie stropów, ponieważ wewnątrz pieczar wypełnione być musiało zamarznąłą wodą krasową. Lód ten podtrzymywał stropy; był jednak dostatecznie plastyczny, by poddać się powolnemu wygniataniu. Profil warstw miocénskich w Łagiewnikach pod Buskiem, podany przez Czarnockiego [15], świadczy o tym, że warstwy gipsowe są w wysokim stopniu plastyczne i że mogą osiadać nawet pod własnym ciężarem. Widać bowiem na nim przechylenie warstwy gipsowej pozbawionej podpory pod wpływem wymycia spod niej sypkich piasków.

Na inny sposób wyjaśnienia genezy tych zagadkowych form pseudotektonicznych zwrócił uwagę J. Tokarski w dyskusji na ten temat. Nie jest bowiem rzeczą wykluczoną, że formy te są pierwotne, to znaczy w ten sposób osadzał się gips skutkiem nierównomiernego narastania kryształów, spowodowanego prądami wody przynoszącej w to miejsce gęstszy roztwór. Przeciw tej koncepcji wydaje się świadczyć

okoliczność, że warstwy gipsowe mają w kopule jednakową miąższość, przy nierównomiernym zaś narastaniu powinny wykazywać zwiększenie miąższości na kulminacji antykliny.

Osobiście skłaniam się do przyjęcia innej koncepcji. Do powstania takich form może doprowadzić trwała marzłość gruntu. W obszarach trwałej marzłości, jak to przedstawił Susłow [69] na podstawie licznych prac geografów radzieckich, przemarznięcie gruntu sięga miejscami do 600 m w głąb. Powierzchniowa warstwa aktywna rozmarza i zamarza co rok. W czasie jej zamarzania od góry między powierzchniową warstwą sezonowej marzłości a dolną warstwą stałej marzłości znajduje się warstwa niezamarznięta jeszcze, nasiąknięta wodą skutkiem nieprzepuszczalności podłoża. W miarę jej przemarzania skutkiem wzrostu objętości marznącej wody zwiększa się ciśnienie, które doprowadzić może do wypiętrzenia zamarzniętej warstwy stropowej. Wytwarza się wtedy pagórek kilkumetrowej wysokości. Zjawiska takie spotyka się na terenie Syberii, a w Jakucji noszą one nazwę *bugunnjachów* lub *bajdżerachów*.

Jeśli chodzi o nasz obszar, to niewątpliwie przeszedł on okres trwałej marzłości. W okolicy Jawora i Lipy, na północ od badanego obszaru, obserwowałem charakterystyczne inwolucje, które bez wątplenia świadczą o istnieniu wiecznej marzłości. Na niedalekim obszarze Wyżyny Łódzkiej Dylik [21] stwierdził ponad wszelką wątpliwość istnienie całego zespołu zjawisk peryglacialnych związanych z trwałą marzłością. Na terenie gipsowym jednak działanie trwałej marzłości musiało mieć cechy specyficzne. Gips nie jest przepuszczalny. Woda gromadzi się tylko w szczelinach i w krasowych pieczarach. Zamarzanie jej w szczelinach pionowych lub w pieczarach może doprowadzić do wytworzenia się olbrzymich ciśnień. Efekt tego ciśnienia, zwłaszcza nad pieczarą, ujawnić się może jedynie w wybrzuszeniu stropu pieczary. Związek typowych kopuł gipsowych z pieczarami potwierdzają obserwacje. Oczywiście, drobne nabrzmienia mogą powstawać nad bardzo nieznacznymi zluźnieniami między dwiema warstwami gipsu, rozmytymi nieco przez krasowe ługowanie. Najbardziej typowe jednak formy w Aleksandrowie i w Skorocicach znajdujemy nad pieczarami. W Wiślicy nie stwierdziłem istnienia pieczary pod kopułą gipsową, tradycja miejscowa jednak mówi o znajdujących się w tym właśnie miejscu lochach — być może poszerzonych pieczarach.

Obserwacje poczynione w terenie nie pozwalają na rozstrzygające objaśnienie zjawiska. Ponieważ ostatnia koncepcja powstania kopulastych wybrzuszeń w związku z pieczarami i trwałą marzłością wydaje mi się najprawdopodobniejsza, przyjmuję ją, dopóki dalsze badania i obserwacje nie wyświetlą problemu. Jeśli moje przypuszczenie okazałoby się słuszne, musielibyśmy przyjąć istnienie krasu już przed ostatnim zlodowaceniem, co oczywiście nie wyklucza dalszego jego rozwoju w czasach późniejszych.

ROZMIESZCZENIE I MORFOLOGIA GIPSÓW

Ogólny obraz rozmieszczenia gipsów na powierzchni terenu lub pod płaszczem młodszych utworów o niezbyt dużej miąższości przedstawia załączona mapa (rys. 1). Omawianie go rozpoczynam od południa.

W okolicy wsi Czarkowy pokazują się wychodnie gipsów w postaci kilku skałek, opisanych przez K r a j e w s k i e g o [38]. Leżą one na prawym brzegu Nidy i zapadają pod kątem około 15° ku północo-wschodowi. Tworzą skrzydło synkliny skotnickiej. W obrębie samej synkliny gipsy nie pokazują się na powierzchni; widać je dopiero na fałdzie wójczańskim. Tworzą tu trzy niewielkie wyspy wznoszące się ponad zatorfione dno doliny Nidy. Na największej z nich leży Wiślica. Na powierzchni gipsowej skały odsłaniają się tu charakterystyczne p i e r ś c i e n i e, z których M a l i c k i [50] słusznie wnosi, że warstwy gipsowe wypiętrzone są kopulasto i ścięte falistą powierzchnią. Na drugiej wyspie wznosi się grodzisko wiślickie. Występują tu dwie gipsowe k o p u ł y. Jedną z nich opisał i n a s z k i c o w a ł K o n t k i e w i c z [35]. Trzecią wyspę tworzy wzgórze 184 m na północo-zachód od Wiślicy. Ma ono formę rogalika, którego jeden bok przykryty jest skrasowiałą czapą gipsową. Jest to miniaturowy grzbiet monoklinalny wygięty wokół lokalnej elewacji fałdu wiślickiego.

Począwszy od Wiślicy, w obrębie całej depresji soleckiej, występowanie gipsów na powierzchni jest bardzo charakterystyczne w wyniku intersekcji pofałdowanych warstw gipsowych z morfologiczną powierzchnią, nie wykazującą zbyt wielkich deniwelacji (do 85 m). Ponieważ oś depresji soleckiej w najogólniejszym zarysie zapada ku południo-wschodowi, gipsy więc obrzeżają depresję od północo-zachodu budując wyraźny p r ó g d e n u d a c y j n y.

W bardziej szczegółowym przebiegu progu widać wpływ drugorzędnych deniwelacji tektonicznych. Na osi synklin próg wysuwa się ku północo-zachodowi, to jest na zewnątrz depresji, na liniach zaś siodła cofa się ku południo-wschodowi ku jej osi. Wytwarzają się w ten sposób na synklinach gipsowe „półwyspy“ ograniczone z trzech stron wyraźnymi progami denudacyjnymi opadającymi na zewnątrz. Na liniach siodła wytworzyły się „zatoke“, obrzeżone progami, których strome stoki zwrócone są ku zatoce. Dna zatok zajmują podmokłe łąki i torfowiska leżące najczęściej bezpośrednio na kredowej opoce.

Osie drugorzędnych elementów tektonicznych wykazują poprzeczne depresje i elewacje. Intersekcja warstw gipsowych uwiadczenia je w ten sposób, że w obrębie półwyspów w miejscu poprzecznej elewacji zaznacza się zwężenie półwyspu, w miejscu depresji odgałęzia się półwysep drugorzędny, który nazywać będę „występem“. W zatokach w miejscu depresji następuje zwężenie ich, w miejscu elewacji poszerzenie w rozleglejszą meckę.



Rys. 1. Występowanie gipsów i przebieg kuesty gipsowej w związku z tektoniką obszaru

W okolicy Wiślicy dno doliny Nidy wytwarza pierwszą rozległą zatokę, częściowo zamkniętą wyspą grodziska. Leży ona zapewne na linii poprzecznej elewacji, która zaznacza się również dalej na północo-wschodzie w Chotlu Czerwonym na osi fałdu badrzychowickiego. Z silnie podmokłego dna zatoki wznosi się w odległości 1 km na północo-wschód od grodziska mała wyspa gipsowa. Na stokach obrzeżających zatokę widać na różnych wysokościach liczne wertepy. Są one zaorywane. W dnie zatoki obecność wertepów zdradzają okrągłe gniazda torfowiska.

Na osi fałdu sieleckiego od zatoki odgałęzia się wtórna zatoka w kierunku północo-zachodnim. Zbocza jej są mało wyraźne. Tylko gdzieś niedługo odslaniają się niskie ścianki gipsowe. Jedna z nich, wysoka na 1,5 m, tworzy zamknięcie leja źródłowego. Bije spod niej obfite wywierzyisko. Zachowanie się tu ścianki jest rezultatem działającej erozji wstecznej wywierzyiska. W innych miejscach denudacja zatarła krawędź kotlinki. Bardziej ostre formy występują w zwięźeniu między obiema zatokami. Znajduje się tu jeziorko wertepowe oraz młody wertep otwierający drogę do pieczary, której dno wypełnia stagnująca woda.

Występowanie lejów wertepowych w dnie zatoki i na jej peryferiach, zaobserwowane cofanie się progu obrzeżającego zatokę, występowanie gipsowego świadka w środku zatoki w postaci wspomnianej wyspy — wszystko to przemawia za tym, że cała zatoka powstała i rozszerza się skutkiem procesów krasowych, jest więc krasową kotliną. W jej dnie powstają po dłuższych deszczach długotrwałe rozlewiska, a w kilku jego miejscach znajdują się stałe jeziorka. Kilka z nich, u wylotu zatoki, jest starorzeczami Nidy. Głębiej w zatoce leżą silnie zarastające krasowe jeziorka-mokradła.

Na teren zatoki wpływają z zewnątrz dwie stałe strugi: jedna — z Sielca, mając otwartą drogę wprost ku Nidzie nie korzysta z niej, ale przełamuje się przez gipsowy występ między Wiślicą a Gorysławicami; druga struga — z Łąk Królewskich, mimo otwartej drogi w dolinę Maskalisa przełamuje się przez gipsowe wzniesienie i wpływa w zatokę. Nadto w północo-zachodnim obrzeżeniu zatoki zaobserwowałem okresowo czynny podziemny kanał. Przypuszczam, że oba przełomy były początkowo również tylko podziemnymi kanałami, które dopiero w miarę rozwoju stały się powierzchniowymi formami. Przełom potoku sieleckiego leży dokładnie na osi synkliny szczerbakowskiej. Podziemny spływ tą drogą predysponowany był tektonicznie. Przełom drugiego potoku leży na skrzydle synkliny. Jego kierunek jest subsekwentny w stosunku do tektoniki.

Zatoka wiślicka ogranicza od północo-zachodu występ gorysławicki. W Gorysławicach na placu kościelnym dostrzegł Malicki żłobki krasowe. Powierzchnia gipsu jest tu poorana płytkimi żłobkami, w których tworzeniu brała udział nie tylko woda deszczowa, ale i koła wozów. Uważam te formy raczej za koleiny niż za żłobki krasowe.

Na północo-zachód od występu goryslawickiego leży zatoka, którą nazywam żydowiecką. Jest ona mniejsza od zatoki wiślickiej i wyraźniej obrzeżona. Ubytek materiału w związku z powstaniem tej formy obejmuje nie tylko gips, ale i warstwy niższe, nie krasowiejące. Albo więc gipsy wypełniały tu starszą wklęsłą formę, a potem nastąpiło jej ekshumowanie wskutek krasowienia gipsów, albo powstała w gipsach krasowa kotlina, która została potem pogłębiona przez procesy normalnej denudacji. W pierwszym wypadku mielibyśmy analogię popław z terenu Pokucia, opisanych przez Malickiego [49].

Na północ od Sielca wysoczyzna miocenska tworzy występ dobiegający do Nidy. Od północy ogranicza go zatoka kobylnicka, leżąca na osi fałdu sieleckiego. Przechodzi ona ku wschodowi w wąską dolinę, odwodnioną przez strugę wypływającą w Lasku z jeziora wertepowego.

Na osi synkliny kobylnickiej znajduje się typowy półwysep kobylnicki. Na jego całej powierzchni, od Skotnik po Zagaje, obserwujemy liczne zasmarowane leje krasowe, wypełnione przeważnie jeziorkami. W wielu miejscach obserwuje się tu formy podobne do młodych wertepów; są to jednak kamieniołomy gipsowe, założone być może na krawędziach dawnych wertepów.

Na północo-wschodzie półwysep kobylnicki opada wyraźnym progiem w podłużną nieckę wiśniowsko-skotnicką, leżącą na osi fałdu badrzychowickiego. Niecka ta jest ograniczona również od północo-wschodu wyraźnym progiem, który na zachód od Aleksandrowa tworzy występ rozdzielający nieckę na dwie części. Dno niecki jest podmokłe i posiada kilka małych jeziorek. Na progu, na wschód od Aleksandrowa (rys. 2), widać na obnażonych gipsowych ściankach wkopów krasowe zagłębienia w postaci jam o średnicy kilku decymetrów, głębokich na 1 m, oddzielonych od siebie wąskimi ściankami gipsu grubokrystalicznego. Ścianki te mają górną powierzchnię zaokrągloną i tworzą drobne formy łebków gipsowych. Pionowe powierzchnie ścianek są wyraźnie ogładzone i wymyte. Nie spostrzegłem żadnych szczelin, z którymi jamy mogłyby znajdować się w związku. Jamy formą swego dna przypominają raczej kotły eworsyjne, niż leje krasowe powierzchniowego ługowania. Musimy je uznać za formy powierzchniowego ługowania, które odbywa się pod powierzchnią przepuszczalnych warstw luźnego materiału. Proces ten wytłumaczyć można w ten sposób, że woda przesiąkając przez luźny materiał gromadzi się w nieznacznych obniżeniach gipsowego podłoża, stanowiącego warstwę wodoszczelną; rozpuściwszy gips, podsiąka ku górze w okresach suszy. W ten sposób usuwanie gipsu odbywa się przez kapilarne podsiąkanie. O tym, że istotnie taki proces zachodzi, świadczą często obserwowane wykwitły gipsu na piaskach lub na rędzinie. Pojawiają się one po dłuższych okresach suszy, znikają po deszczach. Gdyby zjawisko ługowania gipsów od-



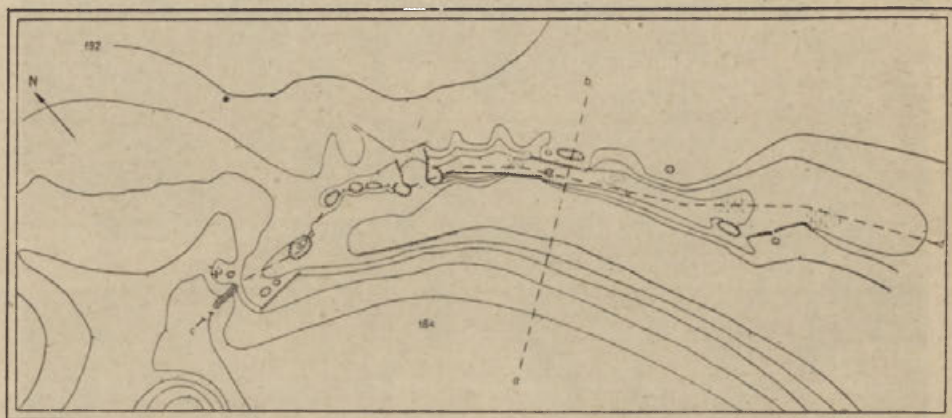
Rys. 2. Obnażona sztucznie powierzchnia gipsów pod Aleksandrowem. Na niej widoczne jamy krasowe (fot. mgr. J. Pokorny)

bywało się na odsłoniętej ich powierzchni, wtedy skutkiem odparowania wody nastąpiłoby ponowne strącanie gipsu w zagłębieniach. Być może, że mała część wody z rozpuszczonym gipsem przesiąka niedostrzegalnymi szczelinami w głąb. Gdyby jednak ten proces zachodził na większą skalę, powinny by powstać lejkowate rozszerzenia u góry szczelin.

Na północ od progu obrzeżającego w części wschodniej nieckę skotnicko-wiśniowską obserwujemy równoległe do niego podłużne obniżenie. Południowo-wschodni jego odcinek jest krótką dolinką o zgrzybiałych formach. Struga odwadniająca ją płynie zaledwie 200—300 m dnem doliny, po czym skręca w lewo ku południo-zachodowi. Tworzy ona krótki przełom przez grzbiet gipsowy. W przełomie znajduje się wertep wypełniony krasowym jeziorkiem. Za przełomem struga wpływa w obniżenie niecki skotnicko-wiśniowskiej. Wertep na linii przełomowej części doliny oraz jej forma nieregularna posiadająca kilka rozszerzeń, zmienną asymetrię zboczy, brak zdecydowanej osi doliny — nasuwają przypuszczenie, że przełom powstał w związku ze zjawiskami krasowymi w gipsach. Poparcie tego przypuszczenia znajdują w sąsiednich formach krasowych.

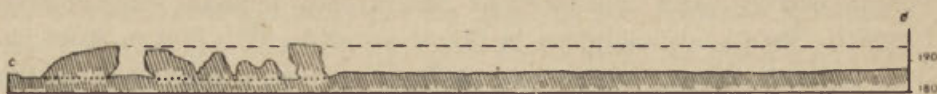
W przedłużeniu bowiem podłużnej części opisanej doliny leży obniżenie również o charakterze doliny, ale bez powierzchniowego stałego

odwodnienia (rys. 3). Zaczyna się ono doliną otwartą o zgrzybiałych formach. W dnie jej przekopano sztuczny rów osuszający, który jednak w okresach deszczu nie może odprowadzić nadmiaru wody (rys. 4). Przy



Rys. 3. Dolina Aleksandrowska

pierwszych domach w Aleksandrowie forma dolinna nagle zwęża się i pojawiają się na jej zboczach gipsowe ścianki, wysokie na około 4 m. Występują one początkowo tylko po lewej stronie doliny, a poniżej — po obu stronach. Dno doliny jest tu silnie podmokłe. W jednym miejscu po



oraz dwukrotne. ciek podziemny

Rys. 4. Profil poprzeczny i podłużny doliny Aleksandrowskiej

lewej stronie osi doliny wznosi się gipsowa skałka — świadek. Na wysokości, tuż przy krawędzi zboczy doliny, leży kilka świeżych ostrokrawędzistych wertepów. Ta część doliny kończy się głębokim zapadliskiem. Struga okresowo tędy płynąca ginie tu w ponorze. Dolina jest ślepa.



Rys. 5. Pierwszy wertep w dolinie aleksandrowskiej z wylotem podziemnego kanału
(fot. mgr. J. Pokorny)

Zamyka ją naturalny gipsowy rygiel. Wysokość jego jest prawie taka, jak zboczy doliny, tj. około 6 m, szerokość wynosi około 15 m. Oddziela on górny opisany odcinek doliny od odcinka dolnego. Trudno dostępny, zawalony kanał podziemny łączy oba odcinki doliny ze sobą umożliwiając odpływ wody pod ryglem. Dolny odcinek nie zasługuje w pełni na nazwę doliny. Składa się on bowiem z pięciu wertepów ułożonych wzdłuż linii podziemnego odwodnienia. Wertepy łączą się ze sobą podziemnym korytarzem. Korytarz ten jest trudno dostępny, miejscami zawalony. Nie stanowi on drogi dzisiejszego odwodnienia podziemnego, które odbywa się na pewnych odcinkach w jeszcze niższym poziomie.

Pierwszy wertep tuż poniżej grobli ma głębokość około 8 m, ściany z trzech stron pionowe, a nawet miejscami przewieszane (rys. 5). Jedynie od strony północnej możliwe jest zejście w dno wertepu. W dniu tym pokazuje się w pewnych okresach czasu wartki potoczek, który bezpośrednio po ukazaniu się ginie w ponorze pod przeciwną ścianą wertepu. Dalsze trzy wertepy są znacznie płytsze, zbocza mają łagodne i zarosłe chwastami. Dopiero następny piąty wertep ma znaczne wymiary, a jego głębokość wynosi około 8 m. Z trzech stron otoczony on jest przewieszonymi ścianami; łagodniejsze zbocze z północnej strony pozwala na zejście w jego dno. Podziemny potoczek stale płynie po jego dnie. Warstwy gipsowe

odslonięte na ścianach wertepu wykazują kopułowate wygięcie, podobne do kopuły gipsowej na wiślickim grodzisku.

Kształt obu dużych wertepów, gruz leżący w ich dnach i przepływający po dnie potoczek przemawiają za przyjęciem zapadliskowego ich powstania. Przemawia za tym również i następująca okoliczność: największy, piąty z wertepów leży niemal na kulminacji dość wąskiego gipsowego grzbietu. W takim położeniu nie mógł on być rozmywany przez wody spływające z powierzchni, gdyż ewentualna powierzchnia alimentacyjna tych wód niewiele byłaby większa od samego wertepu.

Idąc dalej w kierunku spływu wody podziemnej natrafiamy, na skłonie gipsowego grzbietu, na trzy mniejsze wertepy o bardzo świeżych formach i ostro zarysowanych krawędziach. Na południe od figury pod niską gipsową ścianą bije wywierzynisko aleksandrowskiego potoku. Po kilku metrach potok jeszcze raz ginie pod wąskim i niskim gipsowym mostkiem, a następnie spływa wzdłuż drogi do Kobylnik w dno nieckiskotnicko-wiśniowskiej.

Cały opisany zespół form jest niewątpliwie krasowego pochodzenia. Jest to jeden ze znakomitych, choć miniaturowych przykładów krasowej doliny *in statu nascendi*. Rozwój form przebiega tu szybciej w górnej części doliny, niż w dolnej. Najwyższy odcinek doliny aż do pierwszych domów w Aleksandrowie, nie objęty załączonym szkicowym planem, ma charakter zgrzybiałej doliny erozyjnej.

Ponieważ na jej stokach widoczne są miocénskie iły nadgipsowe, w które wcięta jest forma doliny, przeto ten odcinek powstał bez udziału procesów krasowych. Odcinek doliny między pierwszymi domami w Aleksandrowie a gipsową groblą nosi charakter całkowicie obnażonej młodej doliny krasowej. Wertepy rozwijające się nad krawędzią doliny, powodują jej poszerzanie, powstawanie skałek-świadków w dnie doliny oraz tworzenie się drobnych odgałęzień doliny. Wobec krasowego powstania doliny świadki w jej dnie należy nazwać *humami* (*chomami*). Dolny odcinek nie jest jeszcze obnażony. Wyznaczają go nieliczne wertepy na powierzchni, a pod nią — podziemne korytarze.

Rozważając przyczyny szybszego rozwoju form w górnym odcinku doliny, wolniejszego — w dolnym, biorę pod uwagę dwie ewentualności. W górnym odcinku formy krasowe wcinają się płycej, od 4 do 6 m, w dolnym głębiej — 8 m. Możemy przypuszczać, że rozwój form krasowych odbywa się dłużej przy większej miąższości gipsu, szybciej przy mniejszej. Oczywiście, zawalanie się stropów nad podziemnymi krasowymi próżniami następuje tym szybciej, im te stropy są cieńsze. Drugą przyczyną szybszego rozwoju form w górnym odcinku może być siła erozyjna wody, która w procesie krasowym nie zależy w tej mierze, co w normalnym procesie erozyjnym, od szybkości prądu i ilości wody. W gór-

nych partiach swej drogi woda gruntowa dłużej styka się z powierzchnią ługowanych skał, rozpuszczając gips nasycy się przynajmniej częściowo, co powoduje, że w dalszej swej drodze ma mniejszą zdolność ługowania, o ile jej nie utraciła zupełnie dzięki nasyceniu. Nadto mając niedaleko otwarty swobodny odpływ, płynie szybciej i krócej styka się z powierzchnią skał, wreszcie nie wypełnia ustawicznie próżni skalnych. Ponieważ w opisywanej poniżej dolinie skorocickiej górna część, mimo że głębsza, posiada dalej posunięte w rozwoju formy, niż płycej wcięty odcinek dolny, przeto za główny powód szybszego starzenia się form w górnym odcinku krasowej doliny należy przyjąć słabnącą z biegiem rzeki zdolność ługowania.

Jeszcze jedna cecha aleksandrowskiej doliny zasługuje na podkreślenie. Dolina ciągnie się na całej swej długości równolegle do progu gipsowego ograniczającego nieckę skotnicko-wiśniowską. Pomiędzy niecką a doliną powstaje w ten sposób grzbiet gipsowy szerokości 40 do 50 m. Dalszy rozwój doliny doprowadzić musi do zniknięcia oddzielającego grzbietu i poszerzenia w ten sposób niecki. Tego rodzaju poszerzenie form destrukcyjnych w obrębie gipsowego krasu jest zjawiskiem częstym (zwróć na to jeszcze uwagę). Tu przypomnę podobny szczegół w samej dolince aleksandrowskiej. W górnej części, po jej prawej stronie, w odległości około 80 m od gipsowego pomostu, tuż nad krawędzią, widzimy silnie wydłużony wertep, a w jego przedłużeniu mniejszy wertep okrągły. Formy te leżą na linii równoległej do krawędzi doliny. Ich rozwój doprowadzi do poszerzenia doliny. Prawdopodobnie przez jakiś czas z dna poszerzonej doliny wznosić się będzie świadek-chom, podobnie jak to obserwujemy przy pierwszych domach w Aleksandrowie, w wyższej części naszej doliny. Obserwowana forma silnie wydłużonego wertepu powstała wskutek procesów krasowych, mimo podobieństwa do opisywanych przez Malickiego [49] „wertebów“, które według niego powstały przez rozszczepienie-skał. Na poprzecznych ścianach wertepu nie zdołałem zaobserwować żadnej szczeliny.

Ze względu na bardzo ciekawą i pouczającą morfologię dolina aleksandrowska zasługuje w równej mierze na ochronę, jak i analogiczna znacznie większa dolina skorocicka znajdująca się już pod ochroną.

Minąwszy drogę biegnącą z Kobylnik do Skorocic wchodzimy w ciekawą formę niecki. Leży ona w środku wspomnianego występu, który rozdziela nieckę wiśniowsko-skotnicką na dwie części. Nieckę aleksandrowską obrzeżają gipsowe grzbiety. Tylko od wschodu jest ona otwarta w stronę aleksandrowskiej doliny. Gipsowe grzbiety opadają łagodnymi skłonami ku niecce aleksandrowskiej, natomiast ich zewnętrzne stoki w stronę niecki skotnicko-wiśniowskiej są strome. Warstwy gipsowe mają upad ku aleksandrowskiej niecce, ich czoła natomiast pokazują się na



Rys. 6. Denudacyjny próg gipsowy w okolicy Woli Zagojskiej. Erozyjne rozcinanie progu prowadzi do wyodrębnienia poszczególnych kopulastych wzniesień. W dali występ krzyżanowicki. Po lewej stronie szeroka dolina Nidy (fot. mgr. J. Pokorny)

zewnątrznych stromych stokach. Jakkolwiek całość przypomina obserwowaną w Chotlu Czerwonym formę kołnierza, to jednak upad warstw jest tu odwrotny. Niecka Stawów pod Chotlem jest inwersyjna, obserwowana niecka pod Aleksandrowem jest zgodna z tektoniką.

Od opisanego występu aż do Skotnik Dolnych ciągnie się grzbiet gipsowy, mający charakter monoklinalnego grzbietu lub denudacyjnego progu. Warstwy gipsowe mają tu upad ku północo-wschodowi. Linia grzbietowa jest urozmaicona kilkoma kopami. Podobne kopy gipsowe wieńczą także zachodnie i północne krawędzie występu aleksandrowskiego (rys. 6). Form tych nie można mieszać z gipsowymi kopułami tego typu, jaki obserwowaliśmy na grodzisku wiślickim. Tam forma stoi w ścisłym związku z pseudotektonicznym układem warstw, tu żadnego związku pomiędzy tektoniką a formą samych kop (nie grzbietu jako całości) nie obserwowałem.

W Skotnikach Dolnych denudacyjny próg gipsowy tworzy wyraźny występ. Od północy jest on oddzielony od dalszego ciągu progu rozcięciem doliny skotnickiej. Odwadniający ją potok wypływa z małego jeziora leżącego na południe od Skorocic. Jezioro — mimo braku powierzchniowego dopływu — ma stały dość obfity odpływ, a ponieważ kilkaset metrów dalej na północ ginie skorocicki potok w nieco wyżej położonym

jeziorku, należy przypuszczać, że pomiędzy obu jeziorami istnieje podziemny przepływ. W takim wypadku potok skotnicki byłby dalszym biegiem potoku skorocickiego.

Zachodnia część wsi Skotniki Dolne leży w zatoce obrzeżonej denudacyjnym progiem gipsowym. Próg rozciągnięty jest w jednym miejscu krótką doliną. Na jej zboczach widać warstwy gipsowe, a w jednym miejscu obserwowałem wylot niedużej pieczary, w poziomie około 2 m ponad strugą płynącą w dnie doliny. Nieco dalej w górę doliny bije zasilające strugę źródło, w którym łatwo rozpoznać krasowe wywierzyisko. Źródło wytwarza mały zbiornik z bardzo czystą wodą. W dnie zbiornika — w gipsowych skałach — widać liczne szczeliny, przez które obficie płynie woda. Po silnych opadach otwierają się wywierzyiska położone dalej w górę doliny, skutkiem czego potok wydłuża się wstecz. W okresach suszy górne wywierzyiska zamierają, pozostaje ponad dolnym wywierzyiskiem krótki odcinek suchego koryta.

Północno-zachodnią część występu zagojskiego budują margle i wapienie podgipsowe, spoczywające na kredowej opoce. Gipsy zostały tu całkowicie zniszczone.

Między występm zagojskim a występem krzyżanowickim obserwujemy szeroko otwartą zatokę. Od północo-wschodu ogranicza ją stok progu denudacyjnego, uwieńczony wysokimi kopami gipsowymi. Kopy te osiągają wysokości 222, 215, 219, 222, 227, 229, 227 m n.p.m., to jest 42—53 m nad poziomem Nidy. Począwszy od Woli Zagojskiej Górnej wyniosłości kop nagle wzrastają i osiągają 232, 240 i 241 m n.p.m., to jest 52 i 61 m nad poziomem Nidy. Na całej długości tego progu da się śledzić profil stratygraficzny. U dołu leżą margle kredowe (opoka). Na nich spoczywa warstwa około 7 m miąższości złożona z kruchych margli, stanowiących wiekowy odpowiednik wapieni litawskich. Dalej w stronę Krzyżanowic warstwa ta istotnie zastąpiona jest wapieniami litawskimi. W marglach trafiają się soczewki i wkłady wapienia twardego, ale porowatego, który Czarnocki [16] paralelizuje z utworami rafowymi Miódoborów. Na wspomnianych marglach leży dwumetrowa warstwa margli glaukonitowych, wyżej margle gipsowe oraz seria gipsów. W obrębie serii gipsowej wyróżniają się dwa stratygraficzne poziomy: dolny — złożony z gipsów, tworzących olbrzymie kryształy, górny — z gipsów marglistych, płytowych. Cała seria opada pod kątem 15—20° ku północo-wschodowi.

Na stokach progu największe nachylenia zboczy (przeciętnie około 30°) wykazują gipsy i margle glaukonitowe. Kruche margle oraz kredowa opoka tworzą znacznie słabiej nachylone części stoków. W ten sposób stoki progu są z reguły wklęsłe.

Kopy gipsowe, uszeregowane jedna obok drugiej na całej długości krawędzi, wytwarzają pewnego rodzaju grzbiet. Północno-wschodnie jego

stoki są jednak mniej strome, a wysokie zaledwie na kilka do kilkunastu metrów. Opadają ku podłużnemu obniżeniu biegnącemu równolegle do progu. Obniżenie to wyścielone jest mioceńskimi łożami nadgipsowymi. Obserwujemy tu zgodność formy z tektoniką, obniżenie bowiem leży na osi synkliny skorocickiej.

Na omawianym odcinku próg rozcięty jest w czterech miejscach. Pierwsze głębokie rozcięcie wykorzystuje droga z Winiar do Zagości. Jest to stromościenna krótka dolina przełomowa o dużym spadku. Przełom ten nie ma stałego odwodnienia. Dolina jest poszerzona przez eksploatację gipsu na zboczach i pogłębianą przez koła wozów.

Drugą dolinę przełomową znajdujemy na południowym końcu Woli Zagojskiej. Przepływa przez nią potok o dużym bardzo spadku, płynący z Winiar. Przełomowa dolina obnaża wysoką ścianę gipsową. Obserwuje się tu wyraźny upad warstw w odwrotnym kierunku niż spływ wody w przełomie. U swego wylotu sięga przełom aż do kruchych margli, a nawet do opoki kredowej. W północno-wschodniej górnej części nie sięga on spągu warstw gipsowych. W tej części, pod ścianą gipsową, obserwujemy wylot podziemnego tunelu, z którego wypływa bardzo czysta woda potoku. Pod względem morfologicznym wywierzyisko należy do źródeł podkrawędnych (według klasyfikacji Haefkego [28]). W stosunku do tektoniki jest ono źródłem przewalowym (według nomenklatury Smoleńskiego [65]). Warstwą wodonośną są tu skrasowskie gipsy, stropową warstwę tworzą nieprzepuszczalne ły mioceńskie, a spagową wodoszczelną — margle gipsowe i glaukonitowe. Wylania się więc problem, dlaczego wody krasowe nie spływają w kierunku osi synkliny skorocickiej. Otóż w Woli Zagojskiej istnieje poprzeczna depresja na osi synkliny skorocickiej. Świadczy o niej seria gipsowa o większej tu miąższości, niższy w tym miejscu spąg gipsów oraz wygięcie gipsowego progu denudacyjnego ku południo-zachodowi.

Następne dwa rozcięcia progu znajdują się w obrębie Woli Zagojskiej. Wykorzystują je polne drogi łączące Górną i Dolną Wolę Zagojską. Oba te rozcięcia nie mają stałego odpływu i są znacznie płytsze od poprzednio opisanych.

W przysiółku Leszcze próg gipsowy skręca ku zachodowi i wytwarza występ krzyżanowski. U jego nasady znajduje się kilka dolinek, rozcinających próg; jedna z nich zaczyna się na południe od Sołectwa. W źródłowym jej leju obserwujemy kilka głębokich wertepów. Na stromych zboczach doliny widnieją wyloty bardzo małych pieczar i podziemnych kanałów. Z powodu małych wymiarów są one niedostępne.

Druga dolina zaczyna się na północo-zachód od dawnego folwarku w Leszczu. Strome zbocza gipsowe tworzą tu amfiteatralne zamknięcie doliny. Miejscami zbocza mają postać niemal pionowych ścian. W prze-

ciwieństwie do poprzednio opisanej dolina ta ma stałe odwodnienie. Potok nią spływający bije dwoma obfitymi wywierzyskami, znajdującymi się na wysokości około 210 m n.p.m., tj. 31 m nad poziomem Nidy. Wywierzysko znajduje się w spągowych warstwach gipsu. Spagową warstwą wodoszczelną są tu podgipsowe margle. Na ścianach amfiteatralnego zamknięcia doliny, ponad wywierzyskami, znajdują się wyloty podziemnych kanałów rozszerzonych w małe pieczary. Leżą one na wysokości 226 m n.p.m., tj. 47 m nad poziomem Nidy, a 16 m nad poziomem czynnych wywierzysk.

Wierzchowina występu krzyżanowickiego jest nierówna i pogarbiona. Mimo to dopatrzeć się w niej można dwóch poziomów: poziom wyższy leży na wysokości około 248 m n.p.m., tj. 68 m nad poziomem Nidy; niższy — 228—232 m n.p.m., tj. 48—52 m nad poziomem Nidy. Ponad tymi niewyraźnymi poziomami wznoszą się kopy gipsowe, na lekko falistej zaś powierzchni poziomów występuje wiele wertepów. W kilku miejscach zagęszczenie ich jest tak duże, że możemy mówić o polach wertepowych. Pod tym względem występ krzyżanowicki nie ma równego sobie obszaru na terenie całego krasu nadnidziańskiego.

Obserwuje się tu różne formy wertepów. Za najmłodsze stadium uważam dziurę lub szczelinę szeroką na kilka zaledwie decymetrów. Pod nią widać lub można wyczuć wsadzonym kijem rozszerzoną próżnię. Większość wertepów stanowi formy młode i niewielkich rozmiarów. Ich zarys poziomy jest przeważnie okrągły, czasem owalny, nie brak także wertepów silnie wydłużonych. Boczne ściany wertepów są przeważnie skaliste, bardzo często jednak z jednej strony bodaj występuje łagodne zbocze pokryte zwietrzeliną. Głębokość wertepów waha się od 1 do 5 m, średnica dochodzi do 10 m. Zwykle z jednej strony ściana wertepu jest przewieszona. U samego jej dołu znajduje się niska pozioma szczelina powstała przez rozszerzenie zluźnień międzywarstwowych.

Krażenie wody w gipsie na występie krzyżanowickim odbywa się przede wszystkim szczelinami międzywarstwowymi. Szczeliny te zostają poszerzone skutkiem ługowania stropu i spągu szczeliny. Osłabiony i niepodparty należycie strop wali się, przy czym dużą rolę odgrywają piaszczyny łupliwości minerału. Gruz wypełnia dno wertepu. Składa się on z odłamków gipsu z domieszką rędziny i żwiru eratycznego. Żwir eratyczny znajduje się na całej powierzchni występu krzyżanowickiego, przeważnie jako pojedyncze, rozsiane drobne otoczaki; rzadziej zachował się w postaci cienkiej warstwy.

Gruz gipsowy spoczywający w dnie wertepu ulega szybkiemu rozpuszczeniu przez wodę. Woda napływa w dno wertepu albo z powierzchni, albo podziemnymi poziomymi szczelinami międzywarstwowymi. W jednym i w drugim wypadku największy dopływ świeżej wody istnieje na

obwodzie wertepu. Skutkiem tego gruz ulega rozmyciu szybciej na obwodzie, dłużej zachowuje się w środku dna wertepu, gdzie wytwarza się w ten sposób łagodne wzniesienie. Dno ma kształt obciętego dna butelki. Taki typ wertepu nazywam *wypukłodennym*. Wertepy wypukłodenne są najczęściej spotykanym typem wśród małych wertepów występu krzyżanowickiego.

Pewne podobieństwo do wertepu wypukłodennego wykazuje forma, którą nazywam wertepem *pochyłodennym*. Dno takiego wertepu nachylone jest w jednym kierunku lub też tworzy formę półstożka. Skalista ściana gipsowa nie obwodzi wertepu wokół, a tylko ogranicza go z jednej, dwu lub trzech stron. Najczęściej tworzy ona półksiężyc. Z pozostałych stron wertep obwiedziony jest zboczami o bardziej łagodnym spadku. Zbocza te niepostrzeżenie przechodzą w dno wertepu. W ten sposób najniższe miejsca w dnie leżą na jednej stronie obwodu wertepu. Najczęściej odsłaniają się w tym miejscu poziome szczeliny międzywarstwowe, ponad którymi wiszą ścianki gipsowe.

W dwu wypadkach zaobserwowałem połączenie wertepu z większą pieczarą. Jedną z tych form opisał *Malicki* [48]. Wertep ten znajduje się w odległości stukilkudziesięciu metrów od opisanego amfiteatralnego zamknięcia doliny nad folwarkiem Leszcze. Jest to największy z wertepów na występie krzyżanowickim. Jego średnica wynosi kilkanaście metrów, głębokość około 5 m. Jest to wertep pochyłodenny. Pochyłość dna zwrócona jest ku wschodo-południo-wschodowi. Najniższy punkt dna leży pod gipsową ścianą, w której znajduje się otwór wiodący do obszernej pieczary. Strop pieczary ma kształt kopuły, która ku wschodo-południo-wschodowi obniża się niemal do poziomu dna pieczary i wytwarza w ten sposób niedostępną poziomą szczelinę. Ponieważ niedaleko w tym kierunku na ścianach opisanego zamknięcia doliny w Leszczu ukazują się na nieco niższym poziomie wyloty podziemnych kanałów, których kierunek zgodny jest z obserwowanym kierunkiem szczelin w pieczarze, należy przypuszczać, że istnieje połączenie między pieczarą a systemem obserwowanych kanałów.

Wertepy opisanych typów leżą często tak blisko siebie, że wytwarza się skutkiem ich połączenia wertep *bliźniaczy*. Nie nazywam tej formy *uwałem*, ponieważ poszczególne wertepy mimo połączenia się ze sobą zachowują pewną odrębność. Na ścianach jednego z takich bliźniaczych wertepów, na południe od wsi Koryta, zaobserwowałem również wejście do miniaturowej pieczary. Wertepy bliźniacze należą w tym wypadku do typu wypukłodennych.

Oprócz wymienionych typów spotyka się na występie krzyżanowickim wertepy o dnie *wklęsłym* w postaci misy lub odwróconego stożka. Zbocza ich pokryte są zwietrzeliną. Ten typ wertepów jest tu stosunkowo

rzadszy i występuje przeważnie w odosobnionych formach, a nie w zgrupowaniach.

Półwysep synkliny skorocickiej posiada na swym zakończeniu kilka mniej wyraźnych występów; sięgają one ku północo-wschodowi poza synklinę skorocicką, przekraczają oś fałdu soleckiego i dochodzą do osi synkliny pińczowskiej. Oś fałdu soleckiego tworzy tu poprzeczną depresję, co wynika ze względnie niskiego położenia łańcuchów nadgipsowych we wkopach drogi z Chrobrza do Bogucic. Gipsy na tym obszarze pokryte są przeważnie gliną zwałową. Ujawniają się na powierzchni na peryferiach półwyspu. Formy krasowe są tu rzadkie.

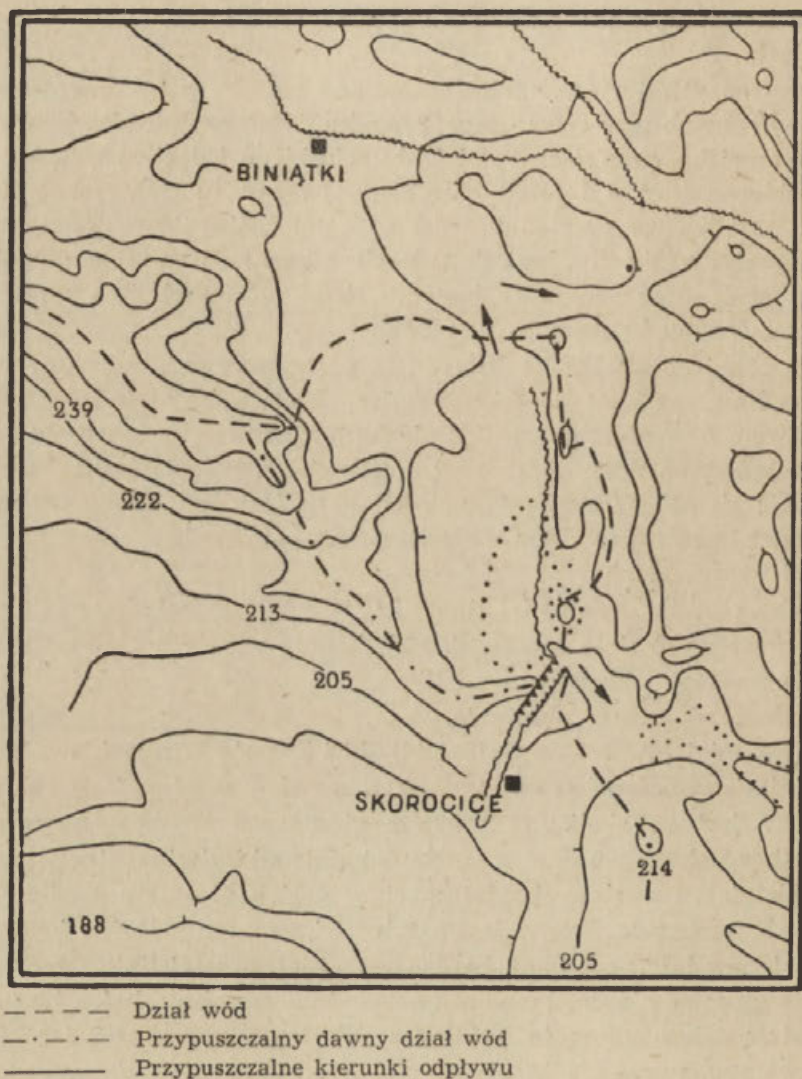
Idąc północno-wschodnią krawędzią półwyspu synkliny skorocickiej, z Marzęcina przez Małe Kostki do Winiar, obserwujemy między Kostkami i Sołectwem a Winiarami szeroką nieckę odwodnioną w kierunku południowo-wschodnim przez jeden ze źródłowych strumieni Maskalisa. Potok ten płynie niemal dokładnie wzdłuż osi fałdu soleckiego. Mamy więc tu do czynienia z inwersją rzeźby. Źródłowa niecka potoku obrzeżona gipsowymi progami tworzy zatokę.

Między punktem triangulacyjnym 262 m a Winiarami obserwuje się na gipsowej wierzcholinie szereg zjawisk krasowych. Widoczne są tu odosobnione wertepy wklęsłodenne. Kilka z nich uszeregowanych jest wzdłuż osi łagodnego dolinnego obniżenia.

Między miejscowościami Gaik, Biniątki i Parcele Winiarskie północno-wschodnią krawędź półwyspu wytwarza wyraźny występ. Z trzech stron obrzeżony jest on skalistym progiem gipsowym. Wysoczyzna występu wznosi się na około 230 m n. p. m. Na południe od kulminacyjnego punktu widać bliźniaczy wertep, składający się z dwóch zrosniętych, silnie wydłużonych wertepów. Forma jest o tyle ciekawa, że podłużne krawędzie obu wertepów leżą na jednej, bardzo wyraźnej, prostej linii. Obserwując warstwy gipsowe nie dostrzegłem tu wyraźnej szczeliny, która by usprawiedliwiała takie położenie wertepów. Wertepy leżą subsekwentnie do upadu warstw gipsowych. Mogły się wytworzyć bez predyspozycji szczelin pionowych. Wyrównany przebieg północnego zbocza wertepów może być rezultatem zaorywania łagodnych zboczy. Zbocza południowe są strome, skaliste, odsłaniające wejście do szerokich niskich pieczar, rozwiniętych na zluźnieniach międzywarstwowych.

Na południowo-zachodnim stoku występu leży we wcięciu dolinnym jeziorko krasowe.

Na północ od wsi Skorocice spotykamy bardzo ciekawy zespół form krasowych, który był już poprzednio przedmiotem zainteresowań morfologicznych. Opisany on został przez Lencewicza [42], następnie przez Sawickiego [63], a ostatecznie przez Malickiego [49].



Rys. 7. Okolice Skorocic

Na wstępie opisu doliny skorocickiej pragnę zwrócić uwagę na jej stosunek do ogólnej rzeźby terenu i do tektoniki. Leży ona blisko działu wodnego między bezpośrednią zlewnią Nidy a zlewnią jej dopływu — Maskalisa (rys. 7). Ten dział biegnie od Sołectwa gipsowym wzniesieniem przez Winiary, wzgórze z punktem triangulacyjnym 256 m i dalej w kierunku Parcel Winiarskich. Tu nagle skręca ku północo-wschodowi, schodzi z gipsowego wzniesienia i w Chotlu Zielonym tworzy typowy dolinny dział wód na wyniosłości 214 m n. p. m., to znaczy na nieco tylko wyższym

poziomie, niż poziom kosteckiej strugi pod Biniątkami. Dział wód, przekroczywszy pod Chotlem Zielonym dolinne obniżenie, wstępuje na południowy grzbiet, składający się z szeregu kop gipsowych. Wznoszą się one swymi szczytami ponad 222 m n.p.m. Grzbiet ten oddziela górną część doliny skorocickiej od obniżenia we wsi Choteleckie Góry, odwodnionego do Maskalisa. Na wschód od górnego stawu w dolinie skorocickiej dział wód znów przecina w poprzek dolinne obniżenie na wyniosłości nieco poniżej 205 m n.p.m. Obniżenie to ciągnie się w kierunku południowo-wschodnim od doliny skorocickiej na odcinku powyżej górnego stawu do Łatanic. Dział wód przekroczywszy je przechodzi niewyraźną linią na wzgórze Kamieniec (214 m n.p.m.).

Doliny dział wód na wschód od górnego stawu leży nieco wyżej od poziomu potoku skorocickiego, ale znacznie niżej od górnego poziomu rygla „Wysokiej Drogi“, który ślepo zamyka górną część doliny skorocickiej. Potok skorocicki przepływa podziemnym kanałem pod rygłem Wysokiej Drogi. Gdyby jednak zamknąć podziemne arterie wodne, wytworzyłoby się w dnie doliny skorocickiej jezioro, które znalazłoby odpływ wspomnianym obniżeniem dolinym w stronę Łatanic, z łatwością przekraczając dział wód w tym miejscu. Ponieważ, jak wykazał Lencewicz, cały zespół skorocickich form krasowych powstał niedawno, zanim więc wytworzyło się dzisiejsze krasowe podziemne odwodnienie, musiał istnieć powierzchniowy odpływ wód suchą dziś doliną w stronę Łatanic. Gruba warstwa rędzinnej gleby w suchej dolinie nie pozwoliła mi stwierdzić śladów takiego przepływu.

Taka koncepcja nie rozwiązuje zagadnienia dolinnego działu wód pod Chotlem Zielonym. Widzę tylko jedno wytłumaczenie. Pierwotnie dział wód biegł z Parcel Winiarskich ku południo-wschodowi, w poprzek dzisiejszej doliny skorocickiej, przez wzgórze Kazalnica wprost na Kamieniec. Tak dyktuje przebieg głównych wzniesień. Zatoka leżąca między wzgórzem winiarskim a grzbietem Choteleckich Gór była odwodniona na północ do strugi płynącej przez Biniątki. Rozwój zjawisk krasowych na wychodniach gipsów, otaczających zatokę z trzech stron, doprowadził do zmiany kierunków odwodnienia. W pierwszym okresie odpływ ten nastąpił doliną ku Łatanicom, obecnie jesteśmy świadkami powstawania krasowego przełomu i tworzenia się powierzchniowego odpływu w stronę Skorocic. W obecnej chwili odpływ ten odbywa się częściowo podziemnie.

Kierunek odpływu podziemnego w dolinie skorocickiej uwarunkowany został biegiem warstw gipsowych. W stosunku do tektoniki jest to kierunek subsekwentny podobnie jak w dolinie aleksandrowskiej. Wyobraźmy sobie — w nachylonej serii warstw gipsowych — istnienie wyłącznie szczelin międzywarstwowych. Same warstwy gipsu stanowią ośrodek nieprzepuszczalny. Woda w każdej szczelinie dąży do wyrównania poziomu.

Nie może ona spływać po upadzie warstw, gdyż tam nastąpiło już nasylenie wodą, a odpływu na powierzchnię nie ma. W wodzie wypełniającej szczeliny wyróżnić można dwie strefy. W dolnej strefie musimy przyjąć bezruch wód. Nasycone gipsem wody są tu cięższe od wód napływających z powierzchni. Wody napływające mogą ciec tylko w górnej strefie i to prawie zgodnie z biegiem warstw. Im bardziej zahamowany jest odpływ wód w poszczególnej szczelinie, tym linia cieku bardziej zbliża się do biegu warstw; im swobodniejszy odpływ, tym silniej odchyła się kierunek odpływu od kierunku biegu warstwy ku kierunkowi ich upadu.

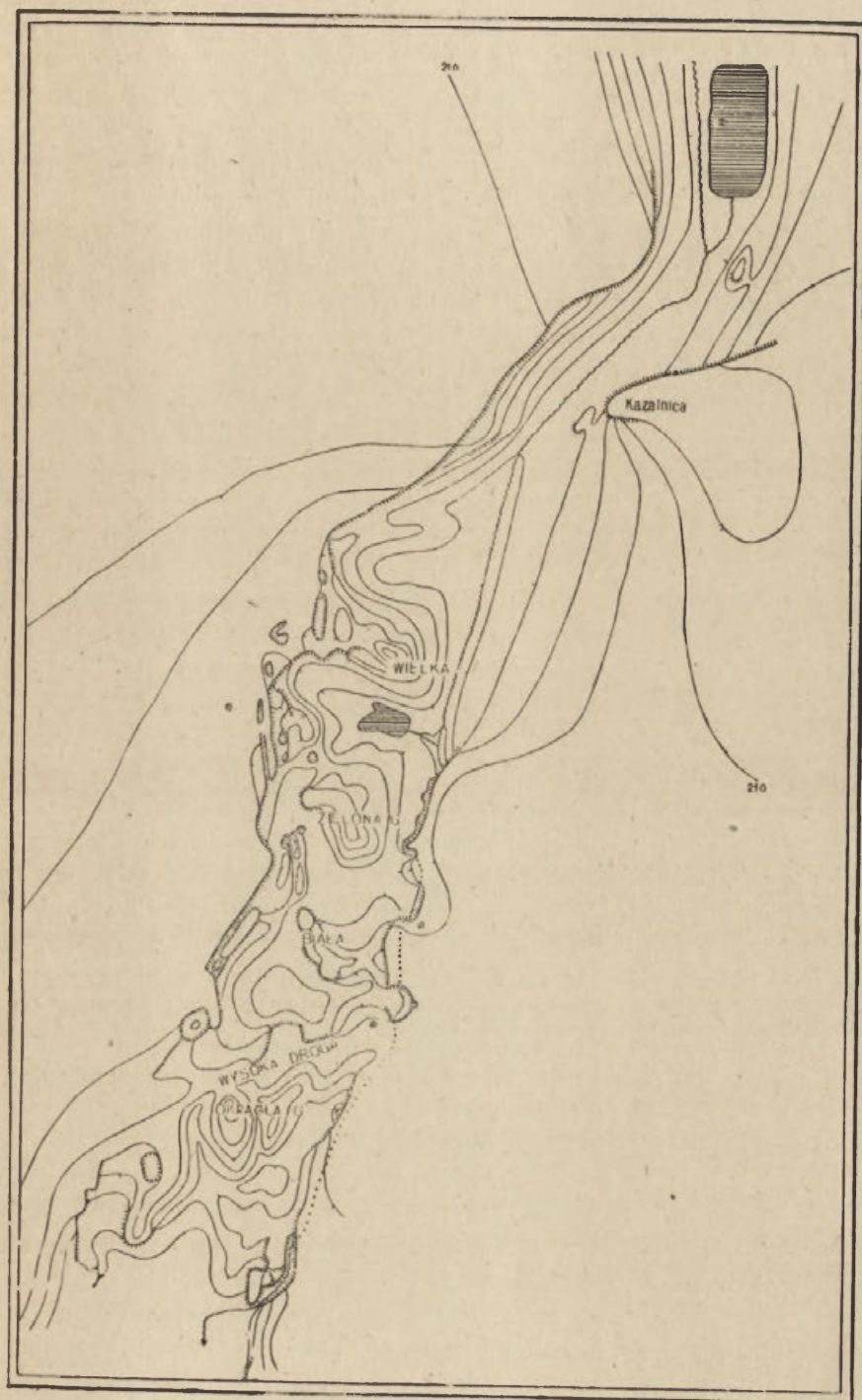
Dolina skorocicka ma kierunek południowo-południowo-zachodni. Upad warstw gipsowych jest tu południowo-wschodni. Dolina ma tendencję przesuwania się ku wschodowi, zgodnie z upadem warstw, na co zwróć jeszcze uwagę.

Dolina skorocicka składa się z czterech różnych odcinków. Najwyższy odcinek obejmuje skaptowaną zatokę i kończy się powyżej górnego stawu (rys. 8). Nie jest on przedstawiony na załączonej mapce. Odcinek drugi kończy się w miejscu, gdzie potok po raz pierwszy ginie w ponorze, to jest około 50 m w dół doliny od dolnego stawu. Odcinek następny kończy się dolnym wywierzyiskiem przy pierwszych domach we wsi. Ostatni odcinek kończy się we wsi stawem.

Najwyższy odcinek wykazuje wyraźnie na asymetrię zboczy. Lewe zbocze budują gipsowe warstwy Choteleckich Gór. Zbocza te są strome i wysokie. Mają one charakter denudacyjnego progu gipsowego. Prawe zbocza są łagodnymi skłonami i dopiero w odległości około 600 m od osi doliny przechodzą w wyraźny stromy próg gipsowy. Podłoże doliny tworzą warstwy opoki kredowej.

Drugi odcinek doliny posiada powierzchniowe odwodnienie. Dno doliny ma tu szerokość około 20 m. Zbocza doliny osiągają wysokości do 13 m; miejscami są skaliste i prawie pionowe, miejscami bardziej łagodne. Charakterystycznym objawem jest przewężenie doliny wytworzone przez skałkę, zwaną Kazalnicą. Szerokość doliny, mierzona między górnymi jej krawędziami, wynosi tu zaledwie 40 m, podczas gdy przeciętnie około 80 m. W dnie doliny leżą dwa charakterystyczne wzniesienia skaliste. Jedna z tych skałek ma wysokość względną 2 m, druga około 5 m. Obie swym kształtem przypominają wydłużone mutony. Obie leżą na lewym brzegu potoku w pobliżu Kazalnicy. Odcinek jako całość ma charakter bramy dolinnej, tak charakterystyczny dla dolin okolic Ojcowa.

W trzecim odcinku dolina nie posiada powierzchniowego odpływu, a odwodniona jest potokiem podziemnym, który tylko miejscami ujawnia się na powierzchni. Dno doliny składa się z szeregu mis bezodpływowych. Misy te rozdzielone są przeważnie płaskimi i niewysokimi garbami. Tylko



Rys. 8. Dolina skorocicka

w jednym wypadku przegradza dolinę poprzeczny rygiel wysoki na około 8 m, zwany „Wysoką Drogą”. Małicki wyraża się, że droga wiedzie po nasypie. Rygiel opisany, po którym biegnie droga, jest naturalną przegradą doliny. Świadczy o tym fakt, że skały gipsowe są tu widoczne *in situ* na dużym odcinku jego północnych stoków. Nasyp tylko nieznacznie w niektórych miejscach, podwyższa tę naturalną formę.

Z dna doliny wznoszą się na tym odcinku odosobnione wzniesienia gipsowe (8 do 12 m wysokie) w postaci kopulastych lub stożkowych pagórków wyspowych, podłużnych grzęd i ostróg dolinnych. Zbocza doliny są skaliste na całej długości tego odcinka, wysokie na 6 do 12 m, przy czym wysokość ścian maleje w dół doliny.

Dzieląc dolinę na odcinki, przyjąłem dla wydzielenia trzeciego odcinka kryterium podziemnego odwodnienia; pod względem morfologicznym jednak odcinek ten zaczyna się już od miejsca, gdzie wznosi się Wysoka Góra. Jest to ostroga dolinna wysuwająca się od prawego zbocza doliny. Na jej nasadzie obserwujemy dwa podłużne wklęsłodenne wertepy o skalistych bocznych ściankach. Oba wertepy łączą się podziemnym korytarzem. Niższy wertep ma otwarte okno na południowy stok Wielkiej Góry. Ponad oknem wisi naturalny most skalny o rozpiętości 10 m. Mamy tu przykład powstawania formy dolinnej skutkiem krasowych zapadlisk. Łatwo można przewidzieć dalszy rozwój formy, bo skoro nad korytarzem łączącym oba wertepy nastąpi zawalenie mostu, a następnie stropów, powstanie dolina; ostroga Wielkiej Góry stanie się odosobnioną wyspową górą, chomem, wznoszącą się z dna doliny skorocickiej.

Idąc dalej w dół doliny, obserwujemy na południe od Wielkiej Góry nieckę. Dno jej wypełnia sztuczny staw. Kiedyś musiał on mieć większą powierzchnię, obecnie zajmuje około 2 arów. Ze stawu odpływa stała struga. Ponieważ staw nie ma powierzchniowego przypływu, musi się w jego dnie znajdować źródło. Od zachodu ogranicza nieckę pionowa ściana gipsowa. W poziomie górnej krawędzi ściany, w niewielkiej od niej odległości, obserwuje się szereg podłużnych wertepów ułożonych w ten sposób, że dłuższymi swymi osiami leżą na linii równoległej do przebiegu ściany (rys. 9). Nieco dalej na zachód widać odosobniony wertep o zarysie okrągłym i wklęsłym dnie.

Obserwowany szereg wertepów powstał w związku ze szczeliną, która wytworzyła się skutkiem rozszczepienia skał nad ścianą doliny. Najbardziej południowy fragment obserwowanego szeregu jest jeszcze szczeliną, zaledwie nieco poszerzoną zjawiskami ługowania gipsu. Pozostałe formy są wprawdzie predysponowane szczeliną, ale powstały skutkiem procesów krasowych. Na ścianach poprzecznych, oddzielających poszczególne wertepy, obserwować można, że szczelina jest zaledwie dostrzegalna i że nie usprawiedliwia w żadnym wypadku tak szerokiej formy wertepu.



Rys. 9. Szczeliny powstałe przez rozszczepienie eksponowanych ścian gipsowych na prawych zboczach doliny skorocickiej (fot. mgr. J. P o k o r n y)

Najbardziej północne z tych zagłębień jest wertepem bliźniaczym. W jego dnie obserwowałem gipsowy gruz i płat świeżej darni. Przemawiałoby to za bardzo świeżym powstaniem wertepu, a przynajmniej za niedawnym jego poszerzeniem przez zapadlisko.

Na południe od opisanej niecki wznosi się ze środka dna doliny wyspowy pagórek, wysoki na około 8 m, który od strony zachodniej ma strome skaliste stoki. Nazwijmy go Zieloną Górą ze względu na bujną szatę stepowej roślinności. Zielona Góra stanowiła kiedyś, podobnie jak dziś Wielka Góra, ostrogę wysuwającą się od prawego zbocza doliny. Odcięcie ostrogi nastąpiło skutkiem rozwoju krasowych zapadlisk u nasady ostrogi. Stało się to zapewne niedawno, świadczy o tym świeżość form wertepów leżących między zboczem doliny a wyspą Zielonej Góry.

Między Zieloną Górą a Wysoką Drogą leży kilka bezodpływowych zagłębień, pomiędzy którymi wznosi się wyspowa góra. Ze względu na gipsowe piargi na jej zboczach nazwałem ją Białą Górą. W innym miejscu bezodpływowe zagłębienia rozdziela grzęda biegnąca równolegle do prawego zbocza doliny u jego stóp. Pomiedzy grzędą, wysoką miejscami na 6 m, a ścianą zbocza doliny leży szereg krasowych zapadlisk. Obserwujemy tu na długości około 30 m zagłębienie o charakterze szczeliny, poszerzonej w formę podłużnego wertepu. Najbardziej południowy wer-



Rys. 10. Lewe zbocze doliny w Skorocicach. Widać upad warstw i szczeliny międzywarstwowe. Koryto potoku znajduje się pod przewieszonymi ścianami zboczowymi. W dali wlot potoku do podziemnego korytarza (fot. mgr J. Pokorny)

tep tego szeregu posiada w swym środku duży blok gipsowy, zapewne szczątek oberwanego stropu.

Poszerzanie doliny następuje w ten sposób, że wzdłuż jej krawędzi wytwarzają się szczeliny przez rozszczepienie skał. Predysponują one rozwój podłużnych wertepów, skutkiem tego wytwarzają się obniżenia równoległe do doliny. Po zniszczeniu grzędy oddzielającej je od doliny dno dolinne poszerzy się obejmując sąsiednie obniżenie. W obrębie poszerzonego dna doliny pozostaną wypowe pagórki — chomy.

Zupełnie podobny charakter posiada dolina skorocicka poniżej Wysockiej Drogi na odcinku przedstawionym na załączonej mapce.

Charakterystyczną cechą trzeciego odcinka doliny skorocickiej jest jej odwodnienie wzdłuż lewego zbocza, a miejscami podziemne poza doliną pod jej zboczami (rys. 10).

Po przyjęciu dopływu płynącego ze stawu pod Wielką Górą potok skorocicki zbliża się ku skalistemu lewemu zboczowi doliny. Skały są tu przewieszane. Potok płynie pod przewieszką. Na wschód od Zielonej Góry potok po raz pierwszy ginie w podkrawędziowym ponorze, a po 12 m podziemnej drogi ukazuje się znów w dnie zapadliska (rys. 11). Około 20 m dalej po raz drugi ginie w ponorze. Przebywa teraz trzydziestometrową drogę podziemną. Nad wlotem tego podziemnego odcinka widoczne jest



Rys. 11. Wielki wertep o charakterze studni krasowej nad krawędzią lewego zbocza doliny skorocickiej. Wyraźnie widać związek wertepu z podziemnymi pieczarami. Z lewej strony młodszy wertep bliźniaczy sięga swym dnem do poziomu znacznie wyższego niż wertep główny (fot. mgr J. Pokorny)

świeże zapadlisko, które jednak nie komunikuje się z podziemnymi korytarzami dzisiejszego odwodnienia. Osiąga ono poziom wyższy nieczynnych dziś dróg wód krasowych. Potok ponownie pokazuje się na powierzchni w dnie owalnego wertepu o średnicy około 20 m a głębokości 9 m. Przepłynąwszy jego dno, potok płynie podziemnymi korytarzami pod Wysoką Drogą i następnie w skałach tworzących lewe zbocze doliny, na długości prawie 140 m aż do dolnego wywierzyska. W połowie tego odcinka w skalistym zboczu doliny otwiera się okno, wiodąc do podziemnych korytarzy (rys. 12). W oknie tym widoczny jest potok zachowujący jednak charakter podziemnego biegu wody, gdyż płynie pod stropem pieczary otwartej tylko z boku. Poniżej dolnego wywierzyska potok płynie wąską skalistą gardzielą, zanim skręci w prawo i zajmie położenie w środku dna doliny.

Bieg potoku skorocickiego w trzecim odcinku doliny wskazuje bardzo wyraźnie na to, że podziemne odwodnienie powoduje przesuwanie się osi doliny w lewo, a więc w kierunku uwarunkowanym upadem warstw.

Charakterystyczną cechą doliny skorocickiej jest to, że na lewym zboczu doliny nie obserwuje się podłużnych wertepów szczelinowych, predysponowanych rozszczepianiem warstw. Nie pozwala na to przeciwny upad warstw.



Rys. 12. Wnętrze podziemnego korytarza w Skorocicach. Na stropach brak kominów krasowych. W dnie bloki oderwanego stropu (fot. mgr J. Pokorny)

Dolina skorocicka jest niezwykle na terenie Polski przykładem powstawania doliny krasowej, potwierdzającym koncepcję, że w obszarze krasowym mogą się tworzyć doliny nie przez wgłębną erozję rzeki, ale przez krasowe podziemne ługowanie skały, a następnie przez zawalanie stropów. Ponieważ dolina na pewnym odcinku ma charakter przełomu, trzeba więc do klasyfikacji przełomów wprowadzić nowy typ — przełom krasowy.

Malicki w cytowanej rozprawie opisuje na terenie doliny skorocickiej przykłady gipsowych kopuł. Jedną z nich obserwujemy w Pieczarze Dzwonów, inną na południe od wschodniego przyczółka Wysockiej Drogi. W obu wypadkach pseudotektoniczna forma kopuły występuje nad podziemnymi pieczarami.

Na południe od wsi Łatanice, na wschodnich stokach wzgórza Kamieniec, występuje silne zagęszczenie wertepów, pomiędzy którymi niezdecydowanie płynie struga ze stoków Kamieńca. Prawie nie spotyka się tu pojedynczych zagłębień, niemal wszystkie wertepy zrastają się ze sobą, tworząc często formy zasługujące na nazwę uwałów, gdyż poszczególne wertepy tracą tu swą odrębność.

Między Łatanicami a Chotelkiem, na wschód od grzbietu Choteleckich Gór, występuje szereg gipsowych wzniesień w postaci kop wysokich na około 10 m. Kopy te wznoszą się ponad równiną, pokrytą przeważnie

wilgotnymi łąkami. Przypuszczać należy, że są one krasowymi świadkami istniejącej tu kiedyś gipsowej płyty.

Na osi fałdu soleckiego przerywa się wstęga wychodni gipsowych. Dopiero nieco dalej na północ, na skrzydle synkliny pińczowskiej występuje duży płat gipsowy między Chotelkiem a Siesławicami. Na zjawiska krasowe w tym obszarze zwrócił uwagę Gąsiorowski [25].

Opisane przez Gąsiorowskiego zjawisko wskazuje na to, że zupełnie płytko pod powierzchnią gipsowej wierzchowiny znajduje się zbiornik krasowej wody bez wyraźnego przepływu. Woda uwieczona jest w szczelinach międzywarstwowych skał gipsowych, leżących tu niemal poziomo. Szczeliny poszerzone przez ługowanie zamieniły się w podziemne próżnie, które skutkiem zawałów odsłaniają się miejscami na powierzchni. Ze względu na brak wyraźnego upadu zawały te rozrzucone są nieregularnie i z biegiem czasu doprowadzić muszą do wytworzenia się rozległej krasowej niecki o podmokłym dnie.

Dolina skorocicka pokazuje nam mechanizm tworzenia się krasowych dolin, w Siesławicach zaś odtworzyć możemy przebieg procesów tworzenia się szerszych niecek krasowych, które w tym wypadku da się nazwać popławami *in statu nascendi*.

Na południo-zachód od opisanego podziemnego jeziora, skały gipsowe tworzą wysoki próg, opadający pionowymi ścianami. U podnóża progu widać szereg bardzo dużych wertepów, z których w kilku miejscach prowadzą wejścia do poszerzonych szczelin międzywarstwowych.

Na grzbiecie wójczańsko-pińczowskim warstwy gipsowe zastąpione są wapieniami pogipsowymi na całej jego północno-zachodniej części. Gipsy występują tam tylko w postaci drobnych wtrąceń i nie wytwarzają wyraźnych form terenu. Dopiero we wschodniej części grzbietu w okolicach Buska pojawiają się większe masy gipsu. Obserwujemy je na wschód od Owczar, między Broniną a Buskiem i między Buskiem a Łagiewnikami. Wychodnie warstw gipsowych pokazują się najczęściej na stokach grzbietów lub odosobnionych wzgórz.

Form krasowych jest tu niewiele. Sawicki [63] zwrócił uwagę na wertepowe jezioro w Broninie, Czarnocki [9] na wertep w Owczarach, a Lenciewicz [42] opisał krasową dolinę w Owczarach. Na południe i południo-zachód od wertepowego jeziora w Broninie ciągnie się pas gipsów, wzdłuż którego występują płaskie bezodpływowe zagłębienia o charakterze uwału lub wertepów o skalistych zboczach. Pojedyncze formy wertepów obserwuje się również na zachód od Łagiewnik na północnych stokach wzgórza 284 m.

W oderwaniu od peryferycznego progu gipsowego pojawiają się gipsy dalej ku wnętrzu synkliny soleckiej, a mianowicie na elewacjach osi fałdów. Na osi fałdu badrzychowickiego występuje elewacja w okolicy wsi

Chotel Czerwony. Zaznacza się ona morfologicznie w ten sposób, że wskutek inwersji rzeźby na samej kulminacji tektonicznej leży kotlinka otoczona z trzech stron gipsowym progiem w kształcie kołnierza.

Odosobnione wystąpienie gipsu spotykamy we wsi Górki, gdzie na skrzydle fałdu sieleckiego wznosi się gipsowy pagór. Wiele form na jego powierzchni przypomina wertepy, ale trudno stwierdzić ich genezę z powodu zdeformowania ich przez eksploatację gipsu.

Na północ od grzbietu pińczowskiego gipsy występują na powierzchni przerywanymi płatami od wsi Szaniec aż po Stawiany i Samostrzałów. W Szańcu tworzą wyraźny poziom morfologiczny, opadając ostro zarysowanym progiem w podmokłe dno doliny małego dopływu Sanicy. Poziom ten leży na wyniosłości około 250 m n.p.m., tj. 30 m nad poziomem doliny. Na stromych stokach progu pokazują się warstwy gipsowe, wykazujące upad ku północo-wschodowi. W rozcięciu progu we wsi Szaniec bije słabe wywierzysko.

Między wsiami Szaniec i Galów na powierzchni gipsowego poziomu obserwuje się bardzo liczne wertepy. Są wśród nich formy bardzo młode. Tak np. niedawno zbudowana droga z Szańca do Galowa została naderwana zapadliskiem o średnicy około 4 m. Zapadlisko to powstało w odległości około 800 m od Szańca. Pierwotnej głębokości leja nie udało mi się stwierdzić, gdyż zarząd drogowy przystąpił niezwłocznie do jego zasypywania. W momencie obserwacji lej miał jeszcze około 5 m głębokości, mimo że pochłonął wiele fur nawożonego gruzu, którym starano się go zapęłnić.

Wertepy na omawianym terenie są w ten sposób rozmieszczone, że da się je łączyć w pewne wyraźne linie. Jedna taka linia wertepów zaczyna się od opisanego świeżego zapadliska. Stąd ku wsi Szaniec i ku wspomnianemu wywierzysku występuje szereg wertepów wzdłuż linii niemal równoległej do krawędzi gipsowej. Szereg ten zaczyna się świeżymi lejami, ale w miarę zbliżania do Szańca wertepy stają się coraz obszerniejsze, a równocześnie mają zbocza coraz łagodniejsze. Drugi taki szereg wertepów można śledzić na wschód od Galowa. Zaczyna się on drobnymi, ale świeżymi lejami; w dalszym ciągu znajdują się dwa wertepy — jeziora, na zachód od których leży dolina ciągnąca się ku wsi Galów. Na zboczach doliny pokazują się skały gipsowe.

Oprócz tych szeregów wertepowych obserwuje się na omawianym terenie wertepy pojedynczo rozmieszczone lub też ich większe zgrupowania na niewielkiej przestrzeni. Takie zgrupowania obserwujemy na północo-zachód od Szańca u stóp progu, który wytwarzają piaskowce sarmackie. Zagęszczenie wertepów doprowadza do powstania szerokich niecek — uwałów. W dnie uwałów obserwuje się tworzenie drugiej generacji wertepów, sięgających swymi dnami poniżej dna uwału. Proces

krasowienia objął początkowo tylko górną warstwę gipsu, obecnie rozpoczyna się w warstwie niższej. Jeszcze raz świadczyłoby to o tym, że w procesach krasowych na naszym terenie główną rolę odgrywają szczeliny międzywarstwowe, nie zaś pionowe.

Obserwacje w okolicach Szańca zdają się przeczyć poprzednio zaobserwowanemu zjawisku, że doliny krasowe szybciej starzeją się w górnych odcinkach, wolniej — w niższych. Być może grało tu rolę stopniowe odsłanianie powierzchni gipsowej spod nadkładu sarmatu lub innych warstw nadgipsowych, tu i ówdzie dających się zaobserwować.

Między Galowem a Unikowem obserwuje się pojedyncze wertepy. Na północ od Unikowa, niemal na granicy występowania gipsów na powierzchni, obserwujemy krasową dolinę, opisaną przez Lencwicza [42]. Deniwelacje są tu znacznie mniejsze niż w dolinie skorockiej i nie przekraczają 5 m. Dolna część doliny poniżej młyna, przedstawia zgrzybiałą formę o łagodnych zboczach, natomiast powyżej młyna zbocza doliny są skaliste, zbudowane z gipsów. Odpływ wody jest tu hamowany naturalnymi groblami gipsowymi i woda rozlewa się w kilku miejscach, tworząc jeziorka mające ze sobą słabą podziemną komunikację. Miejscami zwierciadło wody ginie pod nawisami ścian gipsowych. Jeziorka zasilane są podkrawędnymi wywierzyskami.

Cały zespół form doliny unikowskiej jest pośrednim ogniwem między doliną skorocką a powstającą kotliną krasową w Siesławicach. Podziemne odwodnienie nie posiada w górnej części doliny wyraźnej linii cieków. Odpływ wód odbywa się w kierunku przeciwnym słabemu upadowi warstw i to właśnie może być przyczyną stagnacji wody. Świadczy to równocześnie o braku wyraźnych szczelin pionowych. Wody podziemne wykorzystują szczeliny poziome. Poniżej młyna gipsy zostały rozcięte i wytworzył się ciek wodny. Powyżej młyna brak zdecydowanego cieku powoduje powstawanie zapadlisk krasowych na szerszej powierzchni i doprowadzić musi do powstania szerokiej kotlinki krasowej.

Na terenie Szarbkowa gipsy nie pokazują się na powierzchni, ale pokryte są gliną zwałową i piaskami plejstocеныskimi. Zarówno na powierzchni piasków, jak i miejscami w glinach znajduje się wiele bezodpływowych zagłębień. Niektóre z nich są wypełnione jeziorkami. Najliczniej występują one w lesie na wschód od Szarbkowa. Przypuszczać należy, że zagłębienia te są wynikiem zjawisk krasowych, odbywających się w gipsach leżących w spągu utworów plejstocеныskich.

Na północ od Szarbkowa znajduje się równoleżnikowa szeroka dolina, u wylotu której leży wieś Chwałowice. Od północy obrzeża ją grzbiet ciągnący się od Borkowa do Janowa. Na zboczach doliny pokazują się wszędzie gipsy. Ku północy ich warstwy podnoszą się i spoczywają na starszych utworach miocenu, budujących grzbiet Borków—Janów. Na

zachodnim końcu grzbietu zarówno gipsy, jak i starsze od nich utwory ścięte są i nakryte niezgodnie sarmackimi piaskowcami.

Zarówno w źródłowej części doliny, jak i na północnych jej zboczach, występują liczne wertepy o skalistych ściankach. Na południe od Borkowa widzimy większą bezodpływową nieckę, zapewne uwał. Dalej na północo-zachód wertepy spowodowały powstanie charakterystycznego kopulastego wzgórza. Jest ono mianowicie świadkiem płyty gipsowej, zniszczonej z trzech stron skutkiem rozwoju wertepów. Tylko od strony północno-wschodniej łączy się ten chom wąską szyją ze stokami wzgórza oznaczonego kotą 274.

Najbardziej północna część obszaru objętego moimi badaniami tym się charakteryzuje, że płyta gipsowa jest przeważnie pokryta piaskowcami sarmackimi, a w związku z tym występują tu zjawiska podziemnego krasu w sensie Pencka [60] lub krasu zakrytego według terminologii Różyckiego [62].

Na północ od grzbietu ciągnącego się od Borkowa do Janowa, a na wschód od Gartatowic leży szeroka niecka o dnie podmokłym. W miejscu, gdzie znajduje się młyn w Śmigowcu, struga przełamuje się przez gipsowe wzniesienie, obrzeżając z tej strony nieckę. Niecka ma powierzchnię około 1 km². Otoczona jest wzniesieniami zbudowanymi z gipsów i piaskowców sarmackich. Występowanie lejów i płytkich zagłębień krasowych na peryferii niecki, jak również przełom strugi w Śmigowcu świadczą o tym, że niecka powstała skutkiem procesów krasowych, jest więc obszernym uwałem.

Na wschód od niecki wznosi się próg zbudowany w dolnej części z gipsów, w górnej z piaskowców sarmackich. Między Sędziejowicami a Chomentówkiem powierzchnia piaskowców kulminuje w punkcie 276. Cała ta powierzchnia pokryta jest gęsto wertepami wklęsłodennymi o zboczach przeważnie zupełnie łagodnych. Na zboczach nie pokazują się wychodnie gipsów, a wklęsła forma ujawnia się w warstwach sarmatu. Zjawiska krasowe odbywają się w spągu warstw, w których wytwarza się na powierzchni forma wertepu. Ten typ wertepu odpowiada opisanemu przez Łozińskiego jako typ II [46]. Proponuję nazwać go wertepem pokrywowym ze względu na to, że forma powstaje tu nie w warstwach podlegających krasowieniu, ale w ich pokrywie. Omawiany teren jest miejscem występowania najliczniejszych w krasie nidziańskich wertepów pokrywowych. Liczba ich wynosi ponad 20. Trafiają się między nimi formy duże o średnicy ponad 100 m, z reguły jednak płytkie i słabo zarysowane.

Na północ od linii łączącej Gartatowice z Dużym Śladkowem gipsy występują na powierzchni z wyjątkiem kulminacyjnych wzniesień terenu, zbudowanych z utworów sarmackich. Można tu prześledzić wiele wertepów. Niezmiernie jednak trudno ocenić, czy mamy do czynienia z pier-

wotną ich formą, czy są one przekształcone przez gipsowe kamieniołomy, czy wreszcie pozorny wertep nie jest tylko wnęką opuszczonego kamieniołomu. Eksploatacja gipsu rozpoczyna się tu bowiem bardzo często od ścian naturalnego wertepu, który skutkiem tego przekształca się we wnękę kamieniołomu.

Na północo-wschód od Gartatowic znajduje się duży kamieniołom. Na jego południowych ścianach obserwowałem przekroje form krasowych, które odsłoniła eksploatacja gipsu. Są to głębokie leje krasowe, przechodzące miejscami w pionowe szczeliny. Dochodzą one do głębokości 4 m. Wyraźnie można obserwować dwie generacje tych form, starsza dochodzi do głębokości 3 m (leje krasowe wypełnione są żółtą gliną), młodsza jest silniej rozwinięta, mimo to nie zdołała zniszczyć całkowicie form starszych (leje wypełnione są czarną rędziną).

Ta obserwacja każe wyróżnić obok zapadliskowych lejów krasowych również leje powstałe z powierzchniowego rozmywania szczelin.

Na terenie wsi Sędziejowice gipsy ukazują się na powierzchni w sąsiedztwie stacji kolei wąskotorowej oraz na wschód od wsi w stronę Śladkowa. Tuż przy stacji, na północ od toru, cały teren gipsowy rozkopany jest starymi robotami i tworzy chaos hałd i wnęk kamieniołomów. Na południe od stacji znajdują się nowe kamieniołomy. Idąc od stacji w stronę wsi napotykamy dwa wertepy o średnicy około 20 a głębokości 3—4 m. Mają one dość łagodne zbocza, pokryte krzewiastą roślinnością. W ich dnie woda stagnująca okresowo osadziła warstwę namułu. Kilka podobnych wertepów obserwowałem na wschód od wsi w stronę Śladkowa.

Na północ od toru kolejowego obserwujemy szerokie dolinne obniżenie. Odwadnia je struga płynąca w stronę Stawian. Ze względu na to, że w dnie obniżenia widać tu i ówdzie niskie gipsowe wzniesienia, a w innych miejscach bezodpływowe zagłębienia, uważam całą formę za daleko posuniętą w rozwoju uwał.

Podobna forma znajduje się jeszcze dalej na północ. Odwadnia ją struga płynąca ze Samostrzałowa do Stawian. Na południo-wschód od Samostrzałowa w lewo od drogi do Sędziejowic wznosi się strome wzgórze zbudowane z piaskowców sarmatu. Na nim znajduje się wielki pokrywowy wertep o średnicy około 50 m, a głębokości kilkunastu metrów.

SYSTEMATYKA I GENEZA FORM KRASOWYCH

Na podstawie dokonanych obserwacji można podzielić formy gipsowe naszego obszaru na grupy i odtworzyć ich genezę.

Typowych podłużnych żłobków krasowych nigdzie na terenie gipsowego krasu nie zaobserwowałem. Nie można bowiem za nie uważać form

na placu w Gorysławicach ze względu na to, że powstały one przy współdziałaniu kół wozów. Na terenie gipsowym występują tylko drobne formy jam krasowych zaobserwowane w okolicy Aleksandrowa. Przy ich opisie starałem się objaśnić genezę.

Do form, których powstanie wytłumaczyć można tylko powierzchniowym ługowaniem, należą również leje krasowe, jakie obserwowałem na ścianach kamieniołomu w Gartatowicach. Ich związek ze szczelinami jest słabo widoczny. Ledwo dostrzegalne szczeliny nie zostały poszerzone w krasowe kominy. Na powierzchni sąsiedniego terenu nie zauważyłem nigdzie ani lejów tego typu, ani jam krasowych. W wielu innych kamieniołomach nigdzie takich nie obserwowałem. Kopalne leje w Gartatowicach są w moich spostrzeżeniach unikatem.

Do form powstałych przez powierzchniowe ługowanie zaliczyć nie mogę obserwowanych w Skorocicach nadkrawędziowych szczelin. Tworzą się one przez rozszczepienie skał. Ich poszerzanie zachodzi nie tylko skutkiem rozpuszczania gipsu, ale znacznie szybciej przez jego złuszczenie.

Wysnuć stąd należy wniosek, że formy powierzchniowego ługowania są zjawiskiem bardzo rzadkim. Gips szybciej ulega niszczeniu pod wpływem wietrzenia i złuszczenia niż pod wpływem chemicznej działalności strużek wodnych spływających po jego obnażonej powierzchni. Rozpuszczająca działalność wody może tylko tam doprowadzić do tworzenia się form, gdzie woda dłuższy czas styka się z powierzchnią skały, więc w podziemnych szczelinach, zaś na powierzchni gipsu jedynie pod pokrywą glebową, o czym szerzej mówiłem opisując formy jam w Aleksandrowie.

Na powierzchni gips oczywiście również ulega rozmywaniu. Dotyczy to zwłaszcza zwietrzeliny gipsowej, która łatwo nasiąkając zatrzymuje wodę. Ponieważ jednak równie szybko, a może nawet szybciej wietrzeje mechanicznie, przeto powstałe formy nie noszą cech form krasowych.

Przy okazji pragnę porównać wyniki moich spostrzeżeń z wynikami dokonanymi przez innych badaczy na różnych gipsowych terenach. Co do drobnych żłobków, ewentualnie jam, to moje obserwacje zgodne są z ogólnymi dotychczasowymi spostrzeżeniami. Zgodne są zwłaszcza ze spostrzeżeniami H a e f k e g o [27, 28] co do powstawania jam pod warstwą gleby. Formy obserwowane przez niego są jednak znacznie większe.

Co do genezy lejów krasowych przez ługowanie, to większość badaczy albo ich w ogóle nie spostrzega, tłumacząc powstanie wszystkich lejów przez zapadliska [24, 44, 45, 50], albo też dopuszcza tylko w nielicznych przypadkach możliwość ich powstawania przez powierzchniowe ługowanie [27, 28, 42]. Wyjątek stanowi M a l i c k i [48], który na terenie Podola Pokuckiego stwierdza, że krasowe formy wer-

tepów powstają przede wszystkim wskutek ługowania chemicznego skały przez wodę wpływającą w szczeliny.

Polemizując z Łozińskim twierdzi Malicki, że powstanie wertepów uwarunkowane jest klaważami i spękaniem pionowymi, czego nie dostrzegali Łoziński oraz że wertepy powstają w większości wypadków przez powierzchniowe ługowanie gipsów. Podaje on następujące argumenty przeciw zapadliskowej teorii wysuwanej przez Łozińskiego. Gdyby przyjąć teorię zapadliskową, należałoby się spodziewać, że około $\frac{1}{4}$ powierzchni Podola Pokuckiego musiałaby być „podminowana” przez pieczary gipsowe. W rzeczywistości są one bardzo rzadkie i z reguły wąskie, szczelinowe. Na ścianach wertepów widać niewyruszone warstwy skalne. Przeważają wertepy skalne. Wertepy są płytkie, a w razie przyjęcia teorii zapadliskowej musiałby być głębokie, tak głębokie, jak wielka jest miąższość warstw gipsowych. Tylko w bardzo nielicznych wertepach spotkać można gruz skalny w ich dnie. W dnach wertepów obserwuje się szczeliny prowadzące w głąb skały. Warstwy skalne w dnie wertepu są nienaruszone.

Powyższe argumenty mają, według Malickiego, świadczyć przeciw teorii zapadliskowej. Malicki wylicza szereg przykładów wertepów, które bezspornie powstały przez zapadliska. Wynika stąd niezbicie, że przynajmniej część wertepów powstała zgodnie ze zwalczaną teorią reprezentowaną przez Łozińskiego. Co do innych wertepów argumenty Malickiego nie są słuszne. Jak wiemy z prac Lencewicz [42], Łozińskiego [46] i innych, proces krasowienia rozwija się w gipsach bardzo szybko. W tworzeniu się formy zapadliskowego wertepu możemy wyróżnić trzy stadia:

- a) wytworzenie się i rozwój pieczary,
- b) zawalenie stropu,
- c) dalsze przekształcanie wertepu aż do zaniku formy.

Stadium b) trwa niezmiernie krótko w porównaniu z innymi stadiami, toteż bardzo trudno zaobserwować bezpośrednio zawalenie stropu. Jeżeli założymy, że stadium a) trwa krótko w porównaniu ze stadium c), to według mego zdania stosunek powierzchni podminowanej do powierzchni wertepów winien się równać stosunkowi długości czasu trwania stadium a) do c). Nie wiem, na jakiej podstawie Malicki ustalił na $\frac{1}{4}$ stosunek terenów „podminowanych” do ogólnej powierzchni krasowiejącej. Żadnego argumentu na poparcie tego nie przytoczył. Myślę, że w ogóle nie da się ustalić stosunku powierzchni podminowanej do krasowiejącej, z korzyścią natomiast byłoby ustalenie stosunku powierzchni „podminowanej” do zawalonej. Przecież jest faktem stwierdzo-

nym, że zapadliska mają miejsce także wtedy, gdy teren jest bardzo mało podminowany. Malicki podaje tego przykłady na tym samym terenie.

Wydaje mi się, że błąd Malickiego tkwi w tym, iż przyjął równoczesny początek tworzenia form na całym obszarze. Otóż obserwacje w Niecce Nidziańskiej pozwalają stwierdzić, że na terenie gipsowym spotykamy obok siebie formy, których początek rozwoju zupełnie nie jest równoczesny. Jedne z nich dobiegają do kresu swego rozwoju, inne tuż obok znajdują się w stanie embrionalnym. W takim wypadku nie da się ustalić żadnego współczynnika. Gdybyśmy jednak założyli, że proces przebiega z jednakową intensywnością od bardzo dawna, wtedy obszar „podminowany” powinienby pozostawać w takim stosunku do powierzchni wertepów, w jakim pozostaje stadium a) do stadium c). Jedynie słusznym wnioskiem z tego byłoby twierdzenie, że w krasie gipsowym stadium a) trwa znacznie krócej niż stadium c), ponieważ jest o wiele więcej wertepów niż podziemnych wydrążań.

Nienaruszone położenie warstw gipsowych na krawędziach i na dnie wertepu wcale nie świadczy przeciw zapadliskowej jego genezie. Również przy zawaleniu się stropu warstwy, które nie oberwały się, pozostają nienaruszone, zwłaszcza gdy skała jest silnie spękana. Już zupełnie niezrozumiałą jest argument dotyczący położenia warstw na dnie wertepu. Przecież nie mogły być one wyruszone przez zawalenie się stropu. Nie można również rozumieć tego argumentu w ten sposób, że chodzi tu o rozróżnienie gruzu leżącego w dnie wertepu od warstw znajdujących się poprzednio w dnie podziemnej pieczary. Nie użyto by wtedy słowa „warstwa”, a zresztą argument mówiący o występowaniu gruzu został oddzielnie postawiony.

Argument dotyczący głębokości wertepów byłby przekonujący, gdybyśmy zrobili założenie, że krasowienie odbywa się zawsze od samego spagu warstw krasowiejących. Wbrew temu wiemy, że próżnie pieczar wytwarzają się często blisko stropu warstw, znacznie wyżej od spagu. Takie położenie wydrążań świadczy o małej roli pionowych spękań lub o istnieniu lokalnego poziomu wód krasowych.

Gdyby brak gruzu był zjawiskiem powszechnym, to w dużej mierze zachwiałby teorią zapadliskową. Gruz jednak, jak to Malicki sam obserwuje, znajduje się w nielicznych wertepach. Brak jego w innych da się wytłumaczyć szybkim usuwaniem go przez wodę.

W nidziańskim krasie gipsowym formy krasowego korodowania powierzchni skał są zjawiskiem rzadkim. Powodem tego jest szybkie mechaniczne wietrzenie gipsu oraz względna nieprzepuszczalność warstw gipsowych, spowodowana małą ilością pionowych spękań i kliważy. Zjawisko to potwierdza między innymi wyjątkowe tylko pojawianie się w gip-

sowych pieczarach kominów krasowych, które są tak pospolite i charakterystyczne dla jaskiń w wapieniach.

Wertepy. Jak już nadmieniałem, pod nazwą wertepu rozumiem wklęsłą bezodpływową formę, powstałą przez zawalenie stropu nad podziemnymi pieczarami. Różne typy wertepów podzielić można ogólnie na wertepy zwykłe, powstałe w obrębie skał krasowiejących, co najwyżej pod cienką warstwą gleby, oraz wertepy pokrywowe, to jest takie, których wklęsła forma tkwi w warstwach nie krasowiejących, stanowiących pokrywę warstw krasowiejących. Dno takiego wertepu leży najczęściej powyżej stropu warstw krasowiejących. Ta klasyfikacja zgadza się z klasyfikacją Łozińskiego [46]. Wertepy pokrywowe opisał Pencik [60] na terenie południowych podnóży Harcu.

Świeże zwykłe wertepy mają z reguły ostrokrawędzistą formę, a na ich ścianach widoczne są wychodnie gipsu. Ich klasyfikację opartą na kształcie dna wprowadziłem opisując wertepy w okolicy Krzyżanowic.

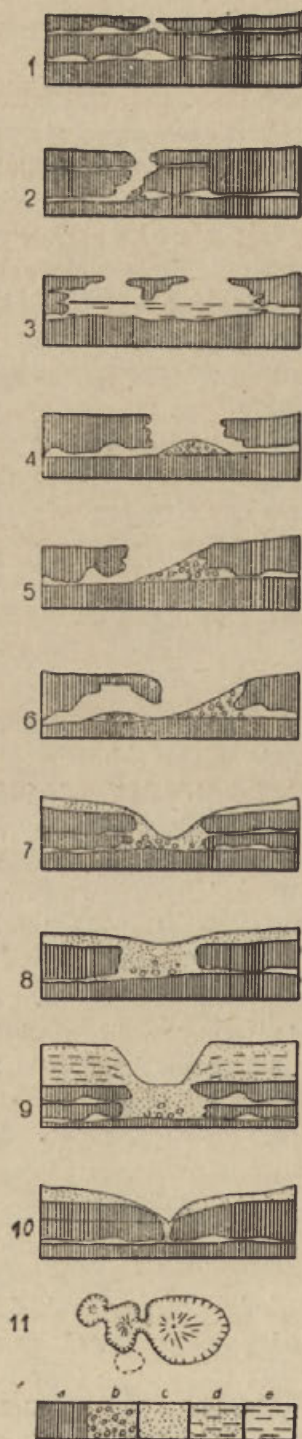
Wyróżniam:

- a) studnię krasową,
- b) wertep wypukłodenny,
- c) wertep pochyłodenny,
- d) wertep wklęsłodenny.

Do typu a) zaliczam początkowe, bardzo małe formy wertepów, obserwowane na występie krzyżanowickim, oraz znacznie większe formy, np. wertepy w Siesławicach. Zapadanie stropu nie obejmuje całej podmianowanej powierzchni; otwór rozszerza się ku dołowi przechodząc w niezawalone części podziemnych pieczar. Do tego typu zaliczyć należy liczne wertepy Siesławic, w których pokazuje się zwierciadło podziemnego jeziora, a także duży wertep koło Szańca, który pochłonął część drogi bitej. Studnie krasowe uważam za najmłodsze stadium.

Typy b) i c) objaśniłem opisując okolice Krzyżanowic. Różnią się one od poprzedniego typu tym, że przewieszane resztki stropu zawaliły się już. Brak tu rozszerzenia formy u dołu. Nie wyklucza to oczywiście wąskich poziomych szczelin na wysokości dna wertepu lub też wydrążeń w formie korytarzy wiodących do sąsiednich pieczar. Gruz gipsowy spadły do wnętrza zawalanej pieczary jest bardzo szybko usuwany przez przepływającą dnem wertepu wodę. Gruz ten znika najszybciej pod ścianami wertepu, gdyż tam jest największy dopływ świeżej wody. Jeśli dopływ ten następuje ze wszystkich stron, powstaje wertep wypukłodenny. Wypukłość tworzy resztką nie usuniętego gruzu. Jeśli z jednej strony brak dopływu świeżej wody, powstaje wertep pochyłodenny, ponieważ gruz utrzymuje się po jednej stronie wertepu.

Typ d) może być pod względem genezy różny. Może to być zupełnie świeży wertep, jeśli wypełnia go obficie gruz gipsowy. Z biegiem czasu



gruz zostanie usunięty i wertep przekształci się w wypukło- lub pochyłodenny. Jeśli jednak w dno wertepu poprzednich typów dostaje się z zewnątrz zwierzelina, której woda nie nadaje usuwać, wtedy wertep staje się również wklęsłodenny. Jest on wtedy ostatnim stadium zamierającego wertepu.

Rozwój wertepu odbywać się może albo wskutek procesów krasowych, albo pod wpływem normalnej działalności denudacyjnej. W pierwszym wypadku wertep stopniowo poszerza się dlatego, że jego ściany są podmywane od spodu. Z biegiem czasu ścianki gipsowe odpadają i forma coraz bardziej się poszerza. Bardzo często owo poszerzanie następuje w ten sposób, że obok starszego wertepu powstaje nowy, zrastający się z nim. Tworzy się wskutek tego wertep bliźniaczy. Tę fazę przeobrażeń poprzedza typ wertepu połączonego z pieczarą pod jego boczną ścianą. Dalszy rozwój zjawiska doprowadzi do powstania uwału.

Jeśli jednak procesy krasowe zostaną lokalnie zatrzymane przez zamulenie podziemnych dróg, wtedy długo utrzymuje się stromość ścian gipsowych, ponieważ gips wietrzeje przez złuszczenie. Zagłębienie poszerza się, z biegiem czasu jednak w dnie gromadzi się coraz więcej zwierzeliny, przekształcając pierwotną formę. Powstaje wertep wklęsłodenny z wyraźnymi gip-

Rys. 13. Schematyczne profile różnych typów wertepów: 1 — studnia krasowa, początkowa forma wertepu (Krzyżanowice); 2 — studnia krasowa znacznie większych rozmiarów (Szaniec); 3 — studnie krasowe odsłaniające powierzchnię podziemnego zbiornika wody (Siesławice); 4 — wertep wypukłodenny; 5 — wertep pochyłodenny; 6 — wertep pochyłodenny z pieczarą (Krzyżanowice); 7 — wertep wklęsłodenny; 8 — wertep zanikający wskutek wypełniania i zaorywania; 9 — wertep pokrywowy w krasie zakrytym; 10 — lej krasowy powstały przez powierzchniowe ługowanie; 11 — plan wertepu bliźniaczego. Linia przerywana — zarys pieczary (Krzyżanowice); a) gipsy, b) gruz gipsowy i drobna zwierzelina, c) gleba, d) piaski lub piaszkowce, e) woda

sowymi ściankami. Potem ścianki zanikają i pozostaje lejowate lub mi-sieczkowate zagłębienie. Czasem gromadzi się w nim woda i powstaje jezioro wertepowe. Forma zanika skutkiem zaorywania.

Oprócz opisanych wyżej wertepów uwarunkowanych poziomymi szczelinami istnieją wertepy predysponowane szczelinami pionowymi. Na naszym terenie ten typ wertepów jest znacznie rzadszy. Przykładem ich są wertepy zaobserwowane nad krawędzią doliny skorocickiej. Formą wyjściową jest tu szczelina powstała przez rozszczepienie skał. Zjawisko to uwarunkowane jest lekkim nachyleniem warstw gipsowych w kierunku doliny. Ale i tu odgrywają rolę szczeliny poziome. Pieczara bowiem, która doprowadziła do zawalenia stropów, rozwinęła się na przecięciu pionowej szczeliny z międzywarstwową szczeliną poziomą, wzdłuż której nastąpiło poziome przesunięcie gipsowego bloku. Wertep taki ma charakterystyczny silnie wydłużony zarys w kierunku przebiegu pionowej szczeliny. Dlatego też można ten typ nazywać wertepem podłużnym. Należy tu podkreślić, że mamy na myśli zapadliskową formę, a nie samą szczelinę, powstałą przez rozszczepienie, której nie można nazwać wertepem, mimo że Malicki tak ją określa. Również nie chodzi tutaj o szczelinę rozszerzoną następnie przez powierzchniowe ługowanie gipsu czy inne procesy niszczące.

W wielu wypadkach wertepy stanowią formę występującą w pewnych ugrupowaniach, a mianowicie jako pola i linie wertepów. Linie wertepów obserwowałem kilka razy. Powodem takiego ugrupowania mogą być pionowe szczeliny. Dotyczy to nadkrawędziowych podłużnych wertepów, obserwowanych w dolinie skorocickiej. W innych wypadkach ugrupowanie wertepów w linię tłumaczę w ten sposób, że przy nachyleniu warstw gipsowych wody krasowe w szczelinie międzywarstwowej: w dolnej strefie stagnują, w górnej zaś odpływają niemal zgodnie z biegiem warstw. Tylko w strefie przepływu tworzą się krasowe wydrążenia. Wydrążenia te leżą wzdłuż biegu warstw. Nad nimi na powierzchni terenu tworzą się linie wertepów.

Pola wertepów o dużym zagęszczeniu nie są zjawiskiem zbyt częstym na naszym obszarze. Obserwowałem je w Łatanicach, Krzyżanowicach, Szańcu itd. Występują one przy poziomym położeniu warstw.

Dalszym stadium rozwoju form krasowych jest utworzenie się obszerniejszej formy wklęsłej wskutek stopniowego zrastania się wertepów, które tworzą się coraz to w innym miejscu. Jeżeli wertepy uszeregowane były linijnie, powstaje dolina krasowa, jeżeli tworzyły pola, powstaje uwał lub popława.

Doliną krasową nazywam podłużną formę wklęsłą, powstałą przez zrastanie się szeregu wertepów ułożonych wzdłuż linii, pierwotnie podziemnego odwodnienia. Nie jest to więc

synonim niemieckiego terminu *die Doline*, wprowadzonego do literatury przez Cvijića, ale terminu *Dolinenthal*. W stadium początkowym dno doliny krasowej nie ma jednolitego spadku; przedstawia zamknięte niecki i padoły odgródzone poprzecznymi grzędami lub ryglami. Dolina jest ślepa. Na niektórych odcinkach odwodnienie odbywa się drogą podziemną, jak np. w dolinie skorocickiej, aleksandrowskiej i unikowskiej. W stadium dojrzałym odwodnienie odbywa się na powierzchni na całej długości doliny, jak np. w Skotnikach i Owczarach.

Tempo rozwoju doliny krasowej bywa zwykle szybsze w jej górnym odcinku niż w dolnym. Wyjątek stanowi dolina unikowska.

Charakterystyczną cechą dolin krasowych jest występowanie bram skalnych, które nie wyróżniają się odpornością materiału od innych miejsc na zboczach doliny. Prócz bram obserwuje się w dolinach krasowych dość częste chomy czyli krasowe ostańce. Leżą one w dnie i mają postać skalistych bloków lub też mają stoki bardziej łagodne i pokryte zwietrzeliną.

Rozwój doliny krasowej odbywa się przez poszerzanie się jej skutkiem rozwoju podłużnych wertepów, uszeregowanych wzdłuż doliny. Mamy tego przykłady w dolinach skorocickiej i aleksandrowskiej.

Najmłodsze stadium rozwoju wykazuje dolina aleksandrowska. W dolnym jej odcinku wertepy krasowe nie połączyły się jeszcze ze sobą. Jest tu dolina *in statu nascendi*. Nieco późniejsze stadium przedstawia dolina skorocicka. Zachowała ona jeszcze podziemne odwodnienie, a w jednym miejscu wyraźny rygiel poprzeczny. Charakterystyczną jej cechą jest przesuwanie się osi doliny w kierunku upadu warstw. Dalsze stadia wykazują doliny unikowska i owczarska, najstarsze — dolina szaniecka.

Kotliny krasowe. Rozwój wertepów ułożonych nieregularnie na powierzchni pól wertepowych doprowadza do powstania kotlin krasowych. Cechą, po której poznajemy, że kotlina powstała wskutek zjawisk krasowych, jest ich rozwój czasem jeszcze na jej dnie, z reguły na jej peryferiach, zachowanie się chomów w dnie kotliny i występowanie w jej obrębie jezior krasowych lub ich szczątków.

Zastanawiając się nad klasyfikacją krasowych kotlin rozważam, czy niektóre z naszych większych kotlin krasowych nie zasługują na nazwę polji. Według terminologii Smoleńskiego [65] poljem nazywa się na obszarze krasowym rozległą kotlinę tektoniczną o płaskim dnie, podczas gdy uwałę — kotlinę powstałą przez połączenie sąsiednich lejów krasowych. Czy należy za kryterium wyróżnienia polja od uwału przyjąć rozległość kotliny, czy jej tektoniczną genezę, czy wreszcie płaskie dno? Ponieważ w krasie gipsowym, jak to już stwierdził Sawicki [63], wszystkie formy występują w wymiarach znacznie zmniejszonych w porównaniu z krasem wapiennym, musimy uznać kryterium rozległości za

nie decydujące. Co do tektonicznej genezy, to nie sędzę, by którykolwiek z autorów szukających genezy polja uważał je za formę tektoniczną *sensu stricto*. Przymiotnik „tektoniczna” odnosi się do tektonicznej predyspozycji powstania polja, które jest krasową formą destrukcyjną, obejmującą niemal cały obszar predysponowany tektonicznie. Nasze kotliny w krasie gipsowym są tektonicznie predysponowane. Wydaje mi się, że najbardziej istotnym kryterium jest dno kotliny, jego forma i położenie względem poziomu wód gruntowych. W poljach dno leży w poziomie wahań zwierciadła wód gruntowych. W związku z tym wglębny rozwój zjawisk krasowych osiągnął tu już swój kres. Wody okresowo zalewające polje pozostawiają na jego dnie warstwę namułu. W przeciwieństwie do tego dno uwału leży powyżej poziomu wód gruntowych, procesy pogłębiania formy przez rozwój zjawisk krasowych mogą się jeszcze odbywać; z tego powodu dno uwału bywa urozmaicone nową generacją wertepów. Dno uwału nie jest wyrównane do jednego poziomu, jak to ma miejsce w polju.

Ostatecznie poljem nazywam kotlinę krasową, która prawie osiągnęła już kres swego rozwoju w głąb i wszerz. Jej dno położone jest w obrębie sezonowych wahań poziomu wód gruntowych; pokrywa ono niemal cały obszar, który może ulec skrasowieniu w danych warunkach. Jeśli zgodzimy się na taką definicję, odpowiednikiem serbskiego słowa polje wydaje mi się polska popława. Termin ten stosuje Malicki jako polski synonim uwału. W terminie popława tkwi źródłosłów wskazujący na zalewanie dna niecki przez stagnującą wodę. Dlatego uważam, że należy zachować dostatecznie spolszczoną nazwę uwał, terminu zaś popława używać na oznaczenie kotlin krasowych o okresowo zalewanym dnie, a więc polji.

Na naszym terenie widzimy liczne zamknięte formy uwałów. Obserwowałem je w Łatanicach, Szańcu, Broninie i na południe od Borkowa. Zamkniętych form popław na naszym obszarze nie ma. Wszystkie popławy mają powierzchniowe odwodnienie. W niektórych popławach otwarcie ich nastąpiło wskutek wytworzenia się wąskiego przełomu. Ten typ reprezentuje popława na wschód od Śmigowca. Najczęściej jednak popławy są dość szeroko otwarte z jednej strony i tworzą zatoki. Do prawie zamkniętych popław należą: niecka wiśniowsko-skotnicka i śmigowiecka; do popław otwartych zaliczam zatokę grodziska wiślickiego, zatokę żydowiecką itd.

Mimo krasowego pochodzenia wiele większych form kotlinowych wydrążonych jest nie tylko w gipsach, ale również w nie krasowiejących warstwach podgipsowych. Omówiłem to zagadnienie opisując zatokę żydowiecką.

Zależność form od tektoniki. Podkreślałem kilkakrotnie zależność rozwoju form krasowych od tektoniki warstw gipsowych. Owa

zależność wskazuje, że krążenie wód krasowych odbywa się przede wszystkim szczelinami międzywarstwowymi, a szczeliny pionowe odgrywają stosunkowo nieznaczną rolę. Należy zanotować fakt, że wskutek dostosowania się dolin krasowych do tektoniki układają się one subsekwentnie w stosunku do warstw gipsowych.

Zwróciłem uwagę na zależność większych form od tektoniki. Zgodność przebiegu kuesty gipsowej z układem elementów tektonicznych wydzielonych przez Czarnockiego jest bardzo daleko posunięta i przejawia się w tworzeniu zatok i półwyspów. Ściśle mówiąc, kuesty są tworzone nie tylko przez same gipsy. Przeważnie do ich wytworzenia przyczyniają się na równi z gipsami margle podgipsowe. Ogólnie: kuesta ma znacznie młodsze formy, tam gdzie przebiega w niewielkiej odległości od doliny Nidy. Na północy, gdzie oddala się ona od doliny, zaznacza się znacznie słabiej, jest przerywana, rozdziela się na kilka mniejszych stopni lub w ogóle zanika.

Dolina Nidy a występowanie gipsów.

Obserwacja przebiegu kuesty gipsowej i jej stosunek do doliny dolnej Nidy oraz stwierdzona tendencja dolin krasowych do układania się niemal zgodnie z biegiem warstw gipsowych nasuwa przypuszczenie, że istnieje związek między przebiegiem tej doliny a tektoniką gipsów.

W tym miejscu pragnę zrewidować poglądy Lencewicza co do klasyfikacji dolin Niecki Nidziańskiej. Lencewicz dwukrotnie publikował szkic mający ilustrować i naocznie uzasadnić tezę, że rzeki Niecki Nidziańskiej, w ich liczbie dolna Nida, Szreniawa, Nidzica, Wschodnia i Czarna, w ogólnym swoim biegu są rzekami konsekwentnymi. Na szkicu z 1916 r. [42] związek ten uwidocznił jest w najogólniejszych zarysach. Na mapce z 1937 r. [44] linie strukturalne miocenu wyznaczają bieg rzeki nawet w najdrobniejszych szczegółach.

Termin konsekwentna dolina pochodzi od Davisa. W pierwotnym znaczeniu tego terminu chodziło o stosunek kierunku biegu rzeki czy doliny do prapowierzchni, w którą dolina została wcięta, a nie do tektoniki obszaru. Później jednak termin ten został przeniesiony przez geologów (por. Książkiewicz M. [41]) na inne pojęcie, ma mianowicie oznaczać stosunek biegu rzeki do tektoniki podłoża. W tym znaczeniu używa go Lencewicz, gdy pokazuje linie strukturalne miocenu dla dolnego odcinka doliny Nidy, a kredy dla środkowego jej odcinka. Ani powierzchnia warstw tortońskich, ani kredowych nie była powierzchnią pierwotną, na której rozwinęła się sieć rzeczna. Za taką powierzchnię mógłby być uważany tylko strop sarmatu. Prapowierzchni sarmatu nie umiem odtworzyć, ponieważ utwory sarmackie zachowały się na zbyt

ograniczonej powierzchni. Podobnie jak Lencewicz używać więc będę terminów konsekwentny, subsekwentny itd. w znaczeniu nieco odmiennym od davisowskiego. Poszukiwać będę związku między układem sieci dolinnej a tektoniką obszaru.

Łatwo stwierdzić, choćby śledząc intersekcję warstw gipsowych, że linie strukturalne miocenu wykreślone na mapie Lencewicza są aprioryczne, dostosowane do układu sieci lub też interpolowane na podstawie nielicznych punktów w dolinach rzek głównych. Są one niezgodne z rzeczywistością, ponieważ nie oddają elementów tektonicznych stwierdzonych przez Czarnockiego i innych geologów. Nawet tak wielkie elementy, jak depresja solecka, działoszycka i połaniecka, nie ujawniają się na szkicu Lencewicza, nie mówiąc już o drugorzędnych elementach w obrębie depresji soleckiej.

Obserwując dolny bieg Nidy począwszy od Sobkowa, to jest od miejsca, gdzie Nida opuszcza rusztową budowę Gór Świętokrzyskich wraz z ich triasowym i jurajskim obrzeżeniem, widzimy wyraźnie, że bieg ten jest na dłuższych odcinkach równoległy do pasa wychodni warstw gipsowych i że jest w stosunku do gipsów subsekwentny. Rzeka swymi wygięciami naśladuje dość szczegółowo przebieg linii strukturalnych gipsu. Mianowicie od Sobkowa do Korytnicy przebieg doliny jest zgodny z biegiem południowo-zachodniego skrzydła depresji połanieckiej, której oś wskazuje płaty tortonu we wsi Lipa. Natrafiwszy na zanurzający się ku południo-wschodowi fałd wójczańsko-pińczowski, dolina Nidy wygina się w prawo. Minąwszy między Soboniowicami a Skowronnem oś synkliny pińczowskiej trzyma się aż do Pasturki jej południowo-wschodniego skrzydła, po czym znów skręca w prawo w poprzek osi fałdu soleckiego. Aż do Wiślicy dolina Nidy stanowi południowo-zachodnią granicę występowania gipsów depresji soleckiej. Począwszy od Wiślicy Nida płynie raz wzdłuż jednego, raz wzdłuż drugiego skrzydła synkliny szczycnickiej.

Zjawisko wyjątkowej zgodności dolnej Nidy z elementami tektonicznymi będzie jaśniejsze, gdy uprzytomnimy sobie, że fałdy na naszym obszarze mają postać fleksur o wiszącym skrzydle północno-wschodnim, a stromiej opadającym skrzydle południowo-zachodnim oraz że osie wszystkich elementów upadają na ogół ku południo-wschodowi. Zgodność ta jest uderzająca, ale w zupełnie odmiennym znaczeniu niż u Lencewicza. Nida nie płynie po linii największego spadku powyginanej powierzchni tortońskiej, ale raczej równoległe do biegu warstw po skrzydłach elementów tektonicznych. Od Sobkowa po Wiślicę płynie po obwodzie dawnej tortońskiej zatoki, dopiero poniżej Wiślicy dostosowuje się mniej więcej do osi zapadającej synkliny szczycnickiej.

Wyobrażam sobie, że zanim dolina Nidy wcięła się do dzisiejszego jej poziomu, płynęła znacznie wyżej po powierzchni jakiejś praformy, w tym

wypadku wynurzonego dna morza sarmackiego. Leżało ono około 80—100 m powyżej dzisiejszego poziomu Nidy, o czym świadczą płyty sarmatu w północnej części naszego obszaru. Pokusić się musimy o odtworzenie, bodaj z grubsza, struktury zniszczonej przez wytworzenie się doliny Nidy.

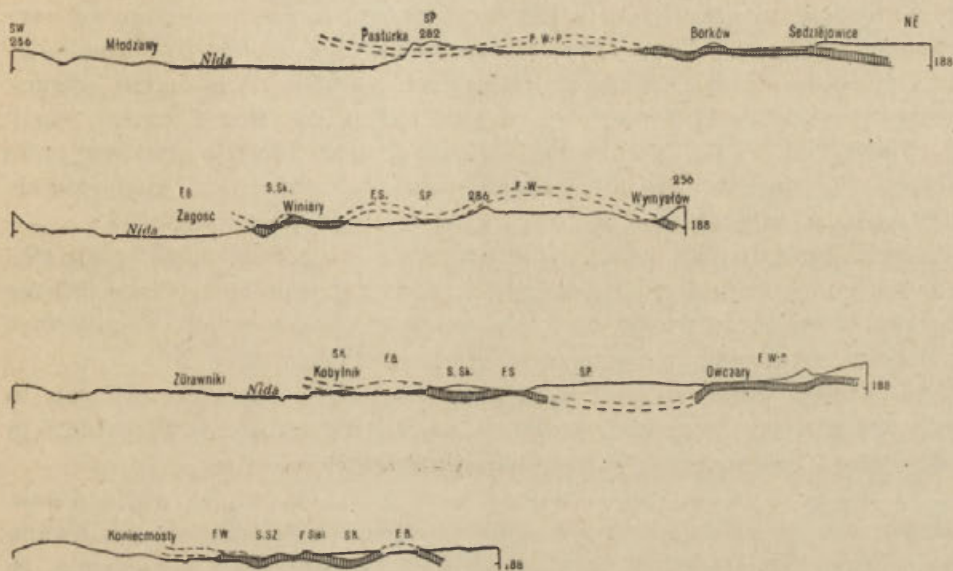
Brzeg zatoki sarmackiej musiał opierać się o Garb Wodzisławski, który swymi kulminacjami (337 m n.p.m.) znacznie wyżej sięga, niż najwyższe ślady sarmatu na naszym terenie (297 m n.p.m.). U stóp grzbietu miąższość sarmatu zapewne malała aż do wyklinowania się. Główna masa materiałów sarmackich pochodziła z północy; nie mógł jej dostarczyć zbudowany z opoki półwysep dzisiejszego Garbu Wodzisławskiego.

Nie umiem w szczegółach odtworzyć powierzchni wynurzonego sarmackiego dna, ale zachowane fragmenty utworów sarmatu wiele mówią. Płyta sarmacka wykazuje silne spłaszczenie wierzchowinowe. Kulminuje ona na północ od Szańca na wyniosłości 297 m n.p.m. Stąd obniża się ku osi depresji połanieckiej a równocześnie w kierunku zapadania tej osi. Powierzchnia ta nachylona jest nie ku dolinie Nidy, ale w przeciwnym kierunku.

Pod utworami sarmatu leżała ścięta powierzchnia pofałdowanego tor-tonu. Znowu nie umiem jej odtworzyć, przynajmniej w obrębie ubytku spowodowanego powstaniem doliny Nidy. Wolno nam jednak przypuszczać, że warstwy gipsowe na ogół podnosiły się ku zachodowi i spoczywały tam na skrzydłach antykliny wodzisławskiej. Wschodnie warstw gipsowych leżały mniej więcej na linii dzisiejszej doliny Nidy, ale w poziomie około 80—100 m wyższym niż dzisiejsze dno doliny.

W konsekwencji nasuwa się przypuszczenie, że pas wychodni gipsowych, znajdujący się ewentualnie pod pokrywą przepuszczalnych i o niezbyt dużej miąższości piaskowców sarmackich, był w początkowym stadium rozwoju doliny Nidy strefą atrakcyjną dla procesów erozyjnych, podobnie jak to przedstawił Nowak [59], jeżeli chodzi o stosunek Dniestru do gipsów pokuckich. Nie potrzeba nawet przyjmować uprzedniego zdenudowania płaszcza sarmackiego, o ile on w ogóle sięgał tak daleko. Widzieliśmy bowiem, że zjawiska krasowe rozwijać się mogą także pod nim.

Wyobrazić sobie trzeba, że pierwotnie, bezpośrednio po ustąpieniu morza sarmackiego, odwodnienie odbywało się konsekwentnie; przypuszczam, że wzdłuż osi trzech wielkich depresji Niecki Nidziańskiej. W depresji połanieckiej rolę osi hydrograficznej odgrywała, jak można się domyślać, Wschodnia wraz z Sanicą, w obrębie niecki soleckiej oś odwodnienia leżała na przedłużeniu biegu Strumienia ku północo-zachodowi, w depresji działoszyckiej zaś — była mniej więcej zgodna z dzisiejszym biegiem Nidzicy.



Rys. 14. Profile morfologiczno-geologiczne w poprzek doliny Nidy: F. W. — fałd wiślicki; S. Sz — synklina szcherbakowska; F. Siel — fałd sielecki; S. K. — synklina kobylnicka; F.B. — fałd badrzychowicki; S. Sk. — synklina skorocicka; F. S. — fałd solecki; S. P. — synklina pińczowska. F. W. — P — fałd wójczański-pińczowski.

Rozwój zjawisk krasowych w pasie wychodni gipsowych zburzył konsekwentną sieć wodną. Wody górnej Nidy znalazły subsekwentną drogę wzdłuż tych wychodni, a rzeki Wschodnia i Sanica pozbawione zostały swych górnych dorzeczy.

Stopniowe pogłębianie doliny dolnej Nidy doprowadziło do tego, że wyżłobiona jest ona dziś w utworach kredowych, leżących pod gipsami. Dolina Nidy jest więc epigenetycznie subsekwentna w znaczeniu, jakie wprowadził S m o l e ŋ s k i [65] pisząc o epigenezie dolin subsekwentnych w Karpatach. Wytworzona na lewym brzegu doliny Nidy kuesta gipsowa cofnęła się znacznie i odsunęła od osi doliny. Im dalej od niej leży, tym mniej wyraziste są jej formy.

Zagadnienie zmian sieci rzecznej w Niece Nidziańskiej będzie tematem dalszych moich badań. Przedstawione tu poglądy uważam za hipotezę roboczą.

ZAGADNIENIE WIEKU KRASU

Na terenie Niecki Nidziańskiej widzimy wyraźnie, że proces krasowania jeszcze trwa, że nawet w czasie naszego życia pojawiły się tu nowe formy krasowe. Przypuszczać należy, że proces ten odbywał się zawsze wtedy, gdy gipsy były wystawione na niszczenie, że zaczął się

niezwłocznie po ustąpieniu morza sarmackiego, a może nawet przed sarmacką transgresją. Takie założenie zrobiłem, aby wyjaśnić stosunek doliny Nidy do gipsów. Chodzi mi jednak nie o stwierdzenie dolnej granicy wieku procesów krasowych w ogóle, ale o określenie czasu, kiedy rozpoczęły się formować widoczne dziś elementy krasowej morfologii. Nie możemy się bowiem zajmować formami, które uległy zupełnej zagładzie wskutek późniejszych procesów ogólnej denudacji.

Natrafiam tu na trudności metodyczne. Dotychczas wiek krasu starano się udokumentować stratygraficznie występowaniem warstw lub residuów określonego wieku we wklęsłych formach krasowych. Trzeba więc poruszyć ten problem.

Założmy, że forma leja krasowego powstała na powierzchni czy to wskutek powierzchniowego ługowania, czy zapadliska. Jeżeli wypełniają ją datowane utwory, musi być od nich starsza.

Oczywiście, osad trzeba ściśle datować. Nie wystarczy stwierdzenie w nim żwirów dyluwalnych; mogły być one później przytransportowane na wtórne złożo (występ krzyżanowicki). Dopiero gdyby się okazało, że utwory wypełniające lej są niewątpliwie na pierwotnym złożu, sprawa byłaby rozstrzygnięta.

Jest to słuszne tylko w wypadku, gdy kras rozwijał się na powierzchni, a nie pod pokrywą utworów młodszych. Obserwujemy, że dziś tworzą się wertepy pod piaskami sarmackimi i plejstocenskimi. Młoda forma zostaje wypełniona starymi utworami. Nigdzie nie znalazłem w lejach utworów warstwowych, które by pozwoliły mi określić dolną granicę wieku form krasowych. Żółta glina w leju kopalnym w Gartatowicach wygląda na przemyty less. Ponieważ w najbliższej okolicy brak lessu na odpowiednich wysokościach, niedaleko zaś, ale w niższym poziomie znajdują się drobne szczątki lessowej pokrywy, możemy twierdzić, że lej krasowy powstał przed zniszczeniem pokrywy lessowej. Druga generacja lejów powstała znacznie później, gdy po zniszczeniu lessów wytworzyła się gleba typu rędziny nagipsowej.

Lencewicz używa argumentu negatywnego. Ponieważ nie znajduje domieszki materiałów eratycznych w gipsowych pieczarach, przeto uważa kras gipsowy za zjawisko postglacjalne. Podobnie trudno przypuszczać, że z krasowych kotlin, z których odpływ jest częściowo zamknięty lub utrudniony, utwory plejstocenske zostały bez śladu wyprątnięte. Dlatego uważam, zgodnie z Lencewiczem, że istniejące formy powstały po glacji. Dotyczy to glaciału krakowskiego, w czasie którego nasz teren został objęty zlodowaceniem.

Omawiając genezę kopuł gipsowych przyjąłem, że zjawiska krasowe zapoczątkowane zostały w czasie interglacjału mazowieckiego lub eemskiego.

Wiek krasu gipsowego określić będzie można nieco bliżej, stosując kryteria morfologiczne. Na całym obszarze gipsowym spotykamy kilka denudacyjnych poziomów. Kras musi być młodszy od poziomu, w który się wcina. Badania wieku krasu muszą być połączone z badaniami rozwoju innych form destrukcyjnych.

W każdym razie możemy stwierdzić, że zjawiska krasowe trwają jeszcze. Niektóre formy krasowe są zupełnie świeże, inne zapoczątkowane być musiały znacznie dawniej. Stare leżą obok nowych. Proces krasowy trwa od dawna. Początek jego nie jest równoczesny na całym obszarze: w jednych miejscach rozpoczął się dawniej, w innych dopiero się rozpoczyna.

Zakład Geografii Fizycznej
Uniwersytetu Jagiellońskiego w Krakowie.

POLSKA AKADEMIA NAUK
INSTYTUT GEOGRAFII
Zakład Geografii Fizycznej
W-wa 64, ul. Krak. Przedmieście 34

LITERATURA

1. Artini E., Le Rocce. Milano 1941.
2. Berg A., Höhlen und andere Karsterscheinungen in unseren Gipsbergen. „Heimatkalendar für Kyffhäuser und Hainleite“, 1, 1921.
3. Beyrich A., Erläuterungen zur geologischen Karte. Blatt Nordhausen, Preuss. Geolog. Landanstalt.
4. Biese W., Über Höhlenforschung. I. Entstehung der Gipshöhlen am S. Harzvorland und am Kyffhäuser. „Abhandlungen der Preussischen Geologischen Landanstalt“, Neue Folge 137, Berlin 1931.
5. Bolewski A., O złożu siarki w Posądku. „Sprawozdanie Państwowego Instytutu Geologicznego“, T. 8, z. 3, Warszawa 1935.
6. Cvijić J., Das Karstphänomen. Geogr. Abhandlungen herausgegeben von A. Penck, Bd. 5, H. 3, Wien 1898.
7. Cvijić J., Geomorfologija, T. 2, Beograd 1926.
8. Czarnocki J., O budowie geologicznej okolic Buska w związku z kwestią solanek. Pos. Nauk. PIG, nr 5, Warszawa 1923.
9. Czarnocki J., O pochodzeniu wód mineralnych w Busku i okolicach, Ibid., nr 14, Warszawa 1926.
10. Czarnocki J., Sprawozdania z badań wykonanych w okolicy Wójczy, Chęciny i Łagowa. Ibid., nr 27, Warszawa 1930.
11. Czarnocki J., Spostrzeżenia w zakresie tektoniki południowo-wschodnich zboczy Gór Świętokrzyskich. Ibid., nr 29, Warszawa 1931.
12. Czarnocki J., Badania geologiczne w okolicy Proszowic. Ibid., nr 32, Warszawa 1932.
13. Czarnocki J., Przewodnie rysy stratygrafii i paleogeografii miocenu w południowej Polsce. Ibid., nr 36, Warszawa 1933.
14. Czarnocki J., Poziom bułowski w Polsce, jego stratygrafia i związek z tzw. sarmatem świętokrzyskim. Ibid., nr 39, Warszawa 1934.
15. Czarnocki J., O ważniejszych zagadnieniach stratygrafii i paleogeografii polskiego tertonu. Sprawozd. PIG, T. 8, Warszawa 1935.
16. Czarnocki J., Poszukiwania ropy naftowej w okolicy Wójczy i na obszarach sąsiednich po obu stronach Wisły w r. 1929—31. „Biuletyn PIG“, nr 18, Warszawa 1939.
17. Czarnocki J., Profil studni zdrojowej w Solcu oraz ogólne uwagi dotyczące budowy zapadliska soleckiego i synkliny jędrzejowskiej. Pos. Nauk. PIG, nr 45 Warszawa 1935.
18. Czarnocki J., Przewodnik XX Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geolog. w Górach Świętokrzyskich. Wyd. 2, Rocznik Pol. Tow. Geolog., T. 17, Kraków 1948.
19. Czarnocki J. i Kowalewski K., Stratygrafia i wiek iltów krakowieckich okolic Buska i Solca. Pos. Nauk. PIG, nr 27, Warszawa 1930.

20. Dainelli G., Cavita d'erosione nei gessi del Monte Cenisio. „Mondo sotterraneo“, 3, 1908.
21. Dylik J., Some periglacial structures in pleistocene deposits of Middle Poland. Bull. Soc. Sc. et Lettres de Łódź, Cl. III, Vol. 3, 2, Łódź 1951. The concept of the periglacial cycle in Middle Poland. Ibid., Vol. 3, 5, Łódź 1952.
22. Friedberg W., Utwory miocenne w Polsce i próba podziału tych utworów. „Kosmos“, T. 35/2, Lwów 1912.
23. Friedberg W., Uwagi nad nowszymi próbami podziału naszego miocenu. „Rocznik Pol. Tow. Geolog.“, T. 7, Kraków 1931.
24. Fulda M., Über Hohlräume im Gips. Oberflächengestaltung in der Umgebung der Kyffhäuser als Folge des Auslaugung der Zechsteinsalze. „Zeitschrift für prakt. Geologie“, 1909.
25. Gąsiorowski H., Podziemne jezioro w krasie gipsowym w Siesławicach jako osobliwość przyrody. „Ochrona Przyrody“, z. 5, Kraków 1925.
26. Grenwingk G., Über zylindrische Strudel und Sickergruben im dewonischen Gipslager bei Dünhof oberhalb Piga. „Sitzungsberichte der Dorpater Naturforscher Ges.“, Dorpat 1880.
27. Haefke F., Karsterscheinungen im Gips am Südharz. „Mitteilungen über Höhlen und Karstforschung“, 1926.
28. Haefke F., Karsterscheinungen am Südharz. Mitt. der Geogr. Ges., J. 37, Hamburg 1926.
29. Halbfass W., Die Kauten in der Nähe von Sontra (Hessen). „Globus“, 89.
30. Heller F., Geologische Untersuchungen im Bereiche des fränkischen Grundgipses. Abh. d. Naturhist. Ges. Nürnberg, 23, H. 3, 1930.
31. Hoff J. H., Zur Bildung der ozeanischen Salzablagerungen. 1909.
32. Hoffmann, Verwitterungserscheinungen im Zechsteingips am Südharz. Jahrb. d. Preuss. Geolog. LA, Berlin 1923.
33. Klimaszewski M., Podział morfologiczny południowej Polski. „Czasopismo Geograficzne“, T. 17, z. 3—4, Wrocław 1946.
34. Kontkiewicz S., Krótkie sprawozdanie z badań geologicznych dokonanych w południowo-zachodniej części Królestwa Polskiego w r. 1880. „Pamiętnik Fizjograficzny“, T. 1, Warszawa 1881.
35. Kontkiewicz S., Sprawozdanie z badań geologicznych dokonanych w południowej części guberni kieleckiej. Ibid., T. 2, 1882.
36. Kowalewski K., Wyniki badań nad utworami trzeciorzędowymi południowo-wschodniej części arkusza Pińczów. Pos. Nauk. PIG, nr 17, Warszawa 1927.
37. Kowalewski K., Stratygrafia utworów trzeciorzędowych części południowej arkusza Pińczów. Ibid., nr 15, Warszawa 1926.
38. Krajewski R., Złóża siarki w Czarkowach, Sprawozd. PIG, T. 8, Warszawa 1935.
39. Kreutz S., W sprawie ochrony przyrody nieożywionej. Gipsy z nad Nidy. „Ochrona Przyrody“, z. 5, Kraków 1929.
40. Круббер, О красивых явлениях России. „Землеведение“, T. 7, 1910.
41. Książkiewicz M., Geologia dynamiczna. Warszawa 1952.
42. Lenciewicz S., O utworach czwartorzędowych w północnej części krakowskiego. Sprawozd. Kom. Fizjogr. Akad. Um., T. 48, Kraków 1914.
43. Lenciewicz S., Etudes sur le Quaternaire du Plateau de la Petite Pologne. Bull. Soc. Geogr., T. 25, Neuchatel 1916.
44. Lenciewicz S., Kurs Geografii Polski. Warszawa 1921.
45. Lenciewicz S., Polska. Wielka Geogr. Powsz., Warszawa 1937.
46. Łoziński W., Die Karsterscheinungen in Galizisch-Podolien. Jahrb. der Geolog. RA. Bd. 57. Wien 1907.

47. Malicki A., Imiennictwo związane z krasem Podola Pokuckiego. Czas. Geogr., Lwów 1934.
48. Malicki A., Rozwój i stan badań nad terenami krasowymi. Ibid. 1937.
49. Malicki A., Kras gipsowy Podola Pokuckiego. Prace Geogr. E. Romera, Lwów 1938.
50. Malicki A., Zabytki przyrody nieożywionej na obszarach gipsowych dorzecza Nidy. Chrońmy Przyr. Ojcz., R. 13, 1/2, Kraków 1947.
51. Marinelli O., Fenomeni analoghi a quelli carsici nei gessi della Sicilia. 13 Congr. d. Geogr. Ital., Firenze 1899.
52. Marinelli O., Conche lacustri dovute a suberosione nei gessi in Sicilia. Riv. Geogr. Ital., Roma 1900.
53. Marinelli O., Nuove osservazioni su fenomeni di tipo carsico nei gessi apenninici. V Congr. d. Geogr. Ital., Napoli 1904.
54. Marinelli O., Sulla diffusione e sul carattere prevalente dei fenomeni carsici nei gessi delle Alpi Italiane. „Mondo sotterraneo”, 3—4, 1904.
55. Marinelli O., Fenomeni carsici nei gessi e nei calcari della Val Toggia. Ibid., 1906.
56. Marinelli O., Per lo studio delle grotte e dei fenomeni carsici della Sicilia. VII Congr. dei Geogr. Ital., Palermo 1910.
57. Meyen L., Die Erdfälle. Zeitschr. d. D. Geolog. Ges., Bd. 2.
58. Nauwerck D. C., Beitrag zur Kenntnis der Gypse mit ihren Schotten und Höhlungen sowie Erdfällen im Hängenden des Kupferschiefers am Harze und im Mansfeldischen sowie ihre Entstehungsweise. Bergwerksfreund, Neue Folge, 1, 2, Eisleben 1860.
59. Nowak J., Dniestr a gipsy tortońskie. „Rocznik Pol. Tow. Geolog.”, T. 14, Kraków 1938. Miocen północnej krawędzi Karpat. Ibid., T. 17, Kraków 1947.
60. Penck A., Der unterirdische Karstphänomen. „Sbornik radova posv. J. Cvijiciu”, Beograd 1924.
61. Rosłowski R., Źródła siarczano-słone w Solcu i okolicy. Pos. Nauk. PIG., nr 4, Warszawa 1936.
62. Różycki S. Z., Przyczynki do znajomości krasu Polski. Cz. 1. Kras Opoczyński. Przegl. Geogr., T. 20, 1946. Cz. 2. Zapadłe Doły we wschodniej części Lasów Starachowickich, Ibid., 22, 1948/49.
63. Sawicki L., O krasie gipsowym pod Buskiem. Przegl. Geogr., T. 1, Warszawa 1919.
64. Sherlock, Hollingworth, Gypsum and Anhydrite. Dep. of Sc. Geolog. Surv., Gr. Britain, 1938.
65. Smoleński J., Polskie słownictwo geograficzne. Cz. 2. Słownictwo geograficzno-fizyczne. Kraków 1925.
66. Smoleński J., Zjawisko epigenezy dolin subsekwentnych w Karpatach. Przegl. Geogr., T. 6, Warszawa 1926.
67. Spethmann, Morphologische Studien am Gipszug von Osterode. Neue Jb. f. Mineralogie, 1910.
68. Stone, Gypsum deposits of the US. US-Geolog. Surv., Bull. 697, 1919/20.
69. Суслов С. П., Физическая География СССР. Ленинград 1947.
70. Trebbi, Fenomeni carsici nei gessi emiliani. Giorn. d. geologia, S. 2, 1927.
71. Wilder, Gypsum deposits in Iowa. US. Geolog. Surv., Bull. 223, 1904.
72. Zejszner L., O miocenicznych gipsach i marglach w południowo-zachodnich stronach Królestwa Polskiego. Bibl. Warsz., 1862.

SPIS RYSUNKÓW

	str.
1. Występowanie gipsów i przebieg kuesty gipsowej w związku z tektoniką obszaru	24
2. Obnażona sztucznie powierzchnia gipsów pod Aleksandrowem (fot. mgr J. Pokorny)	27
3. Dolina aleksandrowska	28
4. Profil poprzeczny i podłużny doliny aleksandrowskiej	28
5. Pierwszy wertep w dolinie aleksandrowskiej z wylotem podziemnego kanału (fot. mgr J. Pokorny)	29
6. Denudacyjny próg gipsowy w okolicy Woli Zagojskiej (fot. mgr J. Pokorny)	32
7. Okolice Skorocic	38
8. Dolina skorocicka	41
9. Szczeliny powstałe przez rozszczepienie eksponowanych ścian gipsowych na prawych zboczach doliny skorocickiej (fot. mgr J. Pokorny)	43
10. Lewe zbocze doliny w Skorocicach (fot. mgr J. Pokorny)	44
11. Wielki wertep o charakterze studni krasowej nad krawędzią lewego zbocza doliny skorocickiej (fot. mgr J. Pokorny)	45
12. Wnętrze podziemnego korytarza w Skorocicach (fot. mgr J. Pokorny)	46
13. Schematyczne profile różnych typów wertepów	56
14. Profile morfologiczno-geologiczne w poprzek doliny Nidy	63

ГИПСОВЫЙ КАРСТ НИДЗЯНСКОЙ МУЛЬДЫ

РЕЗЮМЕ

В миоценовых отложениях, выполняющих Нидзянскую Мульду, находятся большие залежи гипса. Предметом настоящей работы являются формы рельефа связанные с выступлениями гипса. Это формы карстовые или денудационные, обусловленные относительной твердостью гипсов и подгипсовых мергелей и, наконец, формы чисто структурные.

Выступления гипсов на западном склоне солецкой тектонической депрессии образуют типовую куэсту. Ее распространение четко связано с вторичными тектоническими элементами. Куэста отдалается от оси синклины на линиях второстепенных депрессий, а приближается к ней на элевациях, образуя „бухты” и „полиострова”. На осях складок выступают местами инверсионные котловины, окаймленные моноклинальным гипсовым хребтом.

К чисто структурным формам принадлежат гипсовые купола. Их генезис, вопреки концепции Малицкого о разбухании ангидритов, автор связывает с явлениями, выступающими в перигляциальной зоне, аналогичными с якутскими байджеерахами.

Против концепции о разбухании ангидритов говорит факт отсутствия каких-либо следов ангидрита в этом районе, структура гипсов, свидетельствующая об их возникновении непосредственно из раствора, а также лишь только спорадичное выступление гипсовых куполов и др.

Поверхностные карстовые формы, возникшие путем выщелачивания, встречаются очень редко. Только под слоем водопроницаемой почвы образуются карстовые ямы. В одном месте обнаружено карстовые воронки. Наоборот, очень часто выступают формы, образующиеся в результате обваливания сводов над пещерами. Подземное выщелачивание связано здесь с горизонтальными, междупластовыми щелями. Влияние вертикальных щелей ограничено до очень крутых долинных склонов. Образ дна карстовых впадин бывает различный. Автор выделяет карстовые колодцы или впадины, о профиле расширяющемся ко дну, впадины выпуклодонные, форма которых образовалась вследствие растворения накопленных на дне продуктов выветривания, протекающего более интенсивно под стенами впадины, впадины с дном наклоненным в одну сторону, что объясняется накоплением продуктов выветривания только с одной стороны и удалением их путем выщелачивания, впадины с вогнутым дном, заполняющиеся продуктами выветривания и медленно превращающиеся в карстовые озера, или подвергающиеся запахиванию. В местах predisponированных вертикальными щелями, возникают продольные впадины. Явления впадин наблюдаются

также под покровом из песчаников и песков сарматских и плейстоценовых. Впадины имеют тогда форму котла или таза. Впадины укладываются вдоль известных линий, или образуют нерегулярно разбросанные поля впадин. Эти поля выступают там, где пласты гипса лежат почти горизонтально. При наклоненных пластах, впадины укладываются линейно вдоль простирания слоев. В этом же направлении протекает циркуляция подземных карстовых вод.

Увеличение количества впадин, при их последовательном расположении, ведет к возникновению провальных долин. Долины эти развиваются быстрее в своем верхнем участке. Некоторые из них имеют поныне действующий подземный сток. Характерной особенностью провальных долин является наличие скальных ворот и карстовых останцев, „хомов“. Эти долины расширяются вследствие образования параллельных к оси долины рядов впадин. Проявляют они склонность к боковому перемещению по направлению и согласно с уклоном пластов.

Поля впадин превращаются в увалы, а эти в поля. В исследуемом районе выступают карстовые котловины, которые, несмотря на их небольшие размеры, автор признает аналогичными полям, выступающим в известняковом карсте. Карстовые явления являются причиной изменений речной сети. Примером может быть долина реки Скороицы. Таким образом возникают карстовые, речные проломы. С явлением такого же типа, только в большом масштабе, связывает автор происхождение долины нижнего течения реки Ниды. Долину эту считает автор не консеквентной, но эпигенетической, субсеквентной долиной, направление которой обусловлено древним расположением выходов гипсовых пластов. Это была аттракционная зона для развития эрозийных процессов.

Гипсовый карст Нидзянской Мульды — современное явление. Предельной нижней границы его возраста автор не может определить. Интересной особенностью является существование рядом с собой форм находящихся в разной стадии развития. Нужно отметить, что начало развития этих форм — не одновременное.

GYPSUM KARST OF THE NIDA TROUGH

SUMMARY

In the Miocene sediments filling up the Nida Trough, there are large deposits of gypsum. The morphological forms in connection with the appearance of gypsum are the subject of this paper. These are Karst forms or denudation forms predisposed by the relative resistance of beds of gypsum and marls of the series underlying the proper gypsum horizon, and finally true structural forms.

The outcrops of gypsum on the western limb of the tectonical depression of Solec form typical cuetas. Their course is clearly adapted to tectonic elements. The cuesta recedes from the syncline axis on secondary depressions, and approaches it on elevations forming „embayments“ and „peninsulas“. On the axes of the fold, inversive depressions surrounded by monoclinal gypsum ridges appear locally.

The gypsum domes belong to the true structural forms. Their genesis, on the contrary to Malicki's conception of anhydritic swellings, is associated by the authors with periglacial phenomena, uprising analogous to the Jacutian „Bajdjeraks“. The lack of any trace of anhydrites argues against the conception of their swell, as does also the structure of the gypsum beds giving evidence of their direct origin from solutions, the sporadic gypsum domes, etc.

Surface Karst forms having their origin in solution are very rare. Karst sinkholes develop only under an overburden of permeable soil; in only one place have Karst funnels been established. Very common on the contrary are forms resulting from the collapse of cavern roofs. Underground solution is predisposed by horizontal crevices between the bedding planes. The influence of vertical joints is confined to very steep valley slopes.

The sinkholes have different forms of floor. The author distinguishes Karst sinkholes or cavities with an expanded profile at the bottom, sinkholes with convex floors whose shape results from the dissolution of accumulated talus on the floor under the rims of the sinkholes, cavities with inclined floors similar to the former but containing accumulated detritus on one side not removed by solution, sinkholes with concave floors filling up with debris and being slowly transformed into Karst lakes or underground ploughing. In places predisposed to vertical crevices elongated sinkholes originate.

The phenomena of Karst sinkholes are also observed under overlying strata of Sarmatian and Pleistocene sandstones and sands. The sinkholes have in such cases the shape of kettles or basins. The sinkholes are often arranged in certain lines or scattered irregularly forming sinkholes fields. The sinkholes fields make their appearance where the gypsum seams are almost horizontal. In tilted beds the sinkholes are

arranged in lines according to the strike of the strata. The subsurface circulation of Karst waters occurs in the same direction.

A concentration of sinkholes leads, by their range-like occurrence, to the formation of broken-down valleys. These valleys develop more rapidly in their upper sections. Some of them show subsurface drainage up to this day. A feature of broken-down valleys is the appearance in them of rock gates and Karst monadnocks called „Chomy”. Such valleys are broadened by rows of sinkholes parallel to the axes of the valleys. They show a tendency to shift in the direction of the dip of the strata.

The sinkholes fields become transformed into larger depression and „Poljes”. In this region appear basin-like Karst forms which the author considers, notwithstanding their small dimensions, to be analogous to Poljes of limestone Karst.

The Karst phenomena cause alterations in the stream system. An example of this is the Skorocice Valley. In this way arise Karst breaches. Among such phenomena on a large scale the author ranks the origin of the Lower Nida Valley, which is not consequent, but epigenetic and subsequent, its course having been determined by the former outcrops of the gypsum series. This was the attractions zone for the development of erosion processes.

The gypsum Karst of the Nida Trough is a contemporary phenomenon. The author is unable to ascertain the lower limit of age. Very interesting is the appearance side by side of morphological forms in different stages of development. The beginning of the development of these forms is not simultaneous.

POLSKA AKADEMIA NAUK
INSTYTUT GEOGRAFII
Zakład Geografii Rolnictwa
W-wa 64. ul. Krak. Przedmieście 36

Państwowe Wydawnictwo
Naukowe

Wydanie I. $\frac{1}{2}$ Nakład 1280 egz.
Ark. wyd. 5 druk. $4\frac{1}{2}$. Papier
druk. sat. kl. V, 70 g. 70 × 100.
Oddano do składania 17.III.54 r.
Podpisano do druku 12.XI.54 r.
Druk ukończono w grudniu 54 r.
Zamówienie nr 669/54 F-4-34853
Cena zł 10.—

Wrocławska Drukarnia
Naukowa



E R R A T A

Str	Wiersz	Zamiast	Powinno być
40	21 od dołu	wyказuje	wskazuje
42	14 od góry	Wysoka Góra	Wielka Góra
50	8 od dołu	w krasie nidziańskich	w krasie nidziańskim

J. Flis: *Kras gipsowy Niecki Nidziańskiej*

Cena zł 10,— d
2/3/65