

HENRYK TEISSEYRE

Sedymentacja górnego dewonu Pogorzały i Witoszowa (Sudety Środkowe)

TREŚĆ: Wstęp — Położenie i charakterystyka geologiczna obszaru — Opis osadów — Środowisko sedymentacyjne — Czynniki paleogeograficzne i tektoniczne — Zaburzenia śródwarstwowe w Witoszowie — Zakończenie — Spis literatury

WSTĘP

Depresja Świebodzie stanowi wycinek rozległego niegdyś basenu sedymentacyjnego, który rozwijał się na pograniczu kry sowiogórskiej i Kaledonidów sudeckich w górnym dewonie i najniższym kulmie. Stanowi ona odrębną jednostkę geologiczną Sudetów Środkowych. Odrębność tej jednostki zaznaczona jest wyraźnie przez jej swoistą treść stratygraficzną i właściwą jej tektonikę, różną od tektoniki wszystkich regionów przyległych (11)*.

Depresja Świebodzie była przedmiotem moich badań przez kilka kolejnych sezonów. Wyniki tych badań zostały częściowo ogłoszone drukiem (10, 11). Praca niniejsza stanowi dalszą pozycję w rozpoczętym cyklu publikacji. Poświęciłem ją utworom górno-dewońskim południowo-wschodniej części depresji Świebodzie, w której dokumentacja paleontologiczna jest stosunkowo dobra, a tektonika w ogólnym zarysie zrozumiała i niezbyt skomplikowana.

Utwory te stanowi molassa, złożona na przedpolu gór, które w Sudetach środkowych powstawały w wyniku pierwszych faz waryscyjskich.

* Cyfry kursywą w nawiasach odsyłają do spisu literatury na końcu artykułu.

Warto przy tym zaznaczyć, że takie wykształcenie górnego dewonu nie należy do zjawisk częstych.

W pracy niniejszej zajmuję się zagadnieniami sedymentacyjnymi i paleogeograficznymi. Między innymi szczególną uwagę poświęcam zaburzeniom śródwarstwowym, które odsłaniają się doskonale na brzegu Sudetów w Witoszowie.

POŁOŻENIE I CHARAKTERYSTYKA GEOLOGICZNA OBSZARU

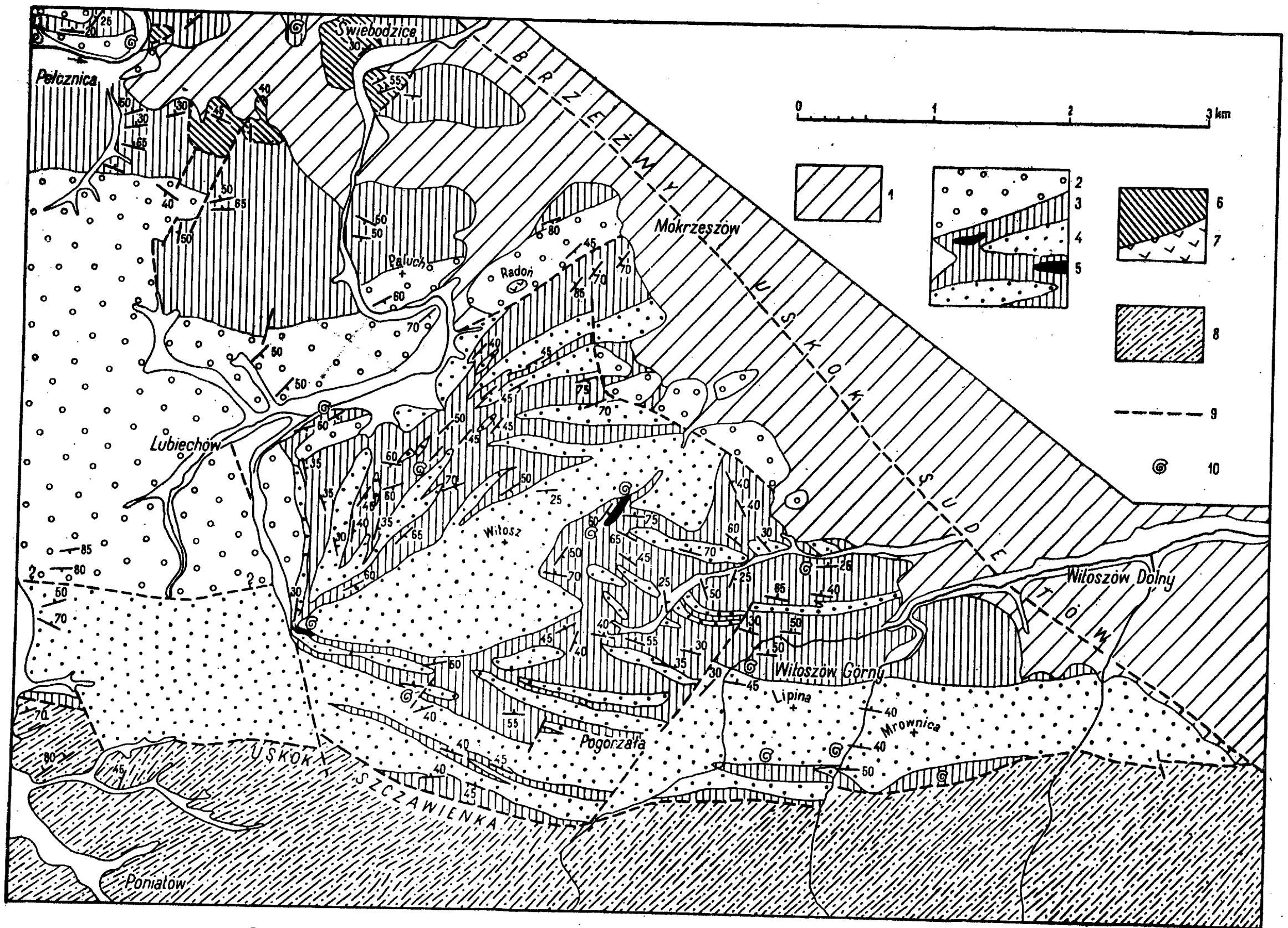
Południowo-wschodnia część depresji Świebodziec zamknięta jest od południa przez gnejsy sowiogórskie, które graniczą z utworami górnego dewonu wzdłuż wielkiej linii dyslokacyjnej (uskok Szczawienka). Od północnego wschodu obcina ją morfologiczna krawędź Sudetów, która wedle panujących poglądów stanowi cofający się próg sudeckiego uskoku brzeżnego. U podnóży tego progu odsłaniają się jedynie utwory czwartorzędowe, związane głównie ze zlodowaceniem. Osiągają one poważne miazszości. Po stronie sudeckiej utwory te schodzą na plan drugi, natomiast na stromych zboczach, w głębszych wcięciach dróg, w podciętych partiach zboczy i w sztucznych wykopach ukazują się skały osadowe górnego dewonu (ob. tabl. I).

Południowo-wschodnia część depresji Świebodziec rozpada się na kilka różnych elementów tektonicznych, rozgraniczonych przez dyslokacje. Blok Pogorzały jest największym i najważniejszym wśród tych elementów. Obejmuje on okolice Pogorzały, Witoszowa i Mokrzeszowa sięgając aż po Lubiechów. W miejscowości tej obcina go ku zachodowi wielka strefa uskoku o przebiegu prawie południkowym. Ku NNW blok Pogorzały graniczy z synklinalną strefą Lubiechowa, wypełnioną zlepioncami gnejsowymi kulmu z Książa, które reprezentują najniższy karbon i najprawdopodobniej też część górnego dewonu. Stosunek tektoniczny obu elementów nie jest jednakże zupełnie jasny wobec braku dostatecznej liczby odkrywek. Najprawdopodobniej blok Pogorzały jest nasunięty wzdłuż stromej dyslokacji na wspomnianą strefę.

Blok Pogorzały ma budowę na ogół prostą. Jak widać z załączonej mapy (tabl. I), stanowi on wycinek synkliny, zbudowanej dość symetrycznie, o osi przebiegającej prawie równoleżnikowo i podnoszącej się w kierunku zachodnim. Synklina ta przebiega zgodnie z północną krawędzią kry gnejsowej Sowich Gór, z którą styka się bezpośrednio. Brzeg Sudetów przecina ją skośnie (4).

W tektonice synklinalnego bloku Pogorzały stwierdzamy w szczególności szereg komplikacji, które wiążą się przede wszystkim z licznymi, lecz trudnymi do uchwycenia uskoki.

Szkicowa mapa geologiczna pd.-wschodniej części depresji Świebodzię



Legenda

1 lita pokrywa utworów plejstocęskich; 2 zlepieńce gnejsowe (kulum z Księża) — karbon najniższy, częściowo górny dewon; dewon górny: 3 łupki mułkowe, 4 szarogłazy i zlepieńce, 5 wapieńce organogeniczne, przeważnie rafowe; 6 łupki zielenicowe i keratofiry złupkowane; 7 diabazy; 8 kompleks paragnejsowy sowiogórski; 9 uskoki (częściowo pod czwartorzędem); 10 stanowiska z fauną górnego dewonu

OPIS OSADÓW

Utwory górno-dewońskie, które tworzą południowo-wschodnią część depresji Świebodzic, składają się głównie ze zlepieńców, szarogłazów i łupków. Osady te występują naprzemianlegle w postaci mniej lub więcej grubych ławic lub warstw dostrzegalnych nawet w drobnych odkrywkach. Wapienie organicznego pochodzenia obserwować można jedynie sporadycznie, w formie soczewek, na ogół niewielkich. Łączną miąższość osadów górno-dewońskich oceniam w SE części depresji Świebodzic co najmniej na 1200-1500 m.

Zlepieńce

Zlepieńce tworzą zazwyczaj grube warstwy lub ławice. Przeważać w nich może ziarno drobne, średnie lub grube (2-20 mm, 20-200 mm i ponad 200 mm). Otoczaki są na ogół dobrze lub bardzo dobrze zaokrąglone, natomiast na ogół słabe jest przesortowanie materiału i selekcja w stosunku do jego odporności.

Większe otoczaki tkwią w szarogłazowej masie detrytycznej, która obok frakcji piaszczystej zawiera z jednej strony cząstki ilaste, z drugiej zaś drobne otoczaki i okruchy skalne.

Stosunek ilościowy tej masy detrytycznej do otoczków większych frakcji waha się w dużych granicach.

Ułożenie otoczków w skale jest na ogół bezładne. Otoczaki dyskowate leżą jednak często równolegle do powierzchni stratyfikacyjnych lub rzadziej układają się dachówkowato (tzw. imbricated structure).

Grubość warstw zlepieńcowych waha się od kilku centymetrów do kilkudziesięciu metrów. Ławice grube wykazują często wyraźną rytmikę sedimentacyjną, która ujawnia się w zmianach grubości ziarna osadu. Scementowanie tych skał jest różne. Obok warstw i ławic twardych, występujących często w postaci skałek, zdarzają się pokłady bardzo słabo spojone, rozsypujące się na żwir i piasek pod wpływem czynników wietrzeniowych.

Skład petrograficzny zlepieńców górno-dewońskich jest w SE części depresji Świebodzic bardzo urozmaicony. Ilościowy stosunek składników waha się przy tym od ławicy do ławicy, albo od jednej grupy pokładów do drugiej. Może on się jednak również zmieniać w kierunku ciągłości poszczególnych jednostek sedimentacyjnych.

Poniższa tabela podaje przybliżony skład petrograficzny otoczków średniej frakcji w rozpatrywanych zlepieńcach. Opiera się ona na oznaczeniach połowych, wykonanych w dwudziestu siedmiu odkrywkach, przy czym w każdej odkrywce brano pod uwagę 100 otoczków.

T a b e l a 1

Procentowy skład petrograficzny zlepieńców górno-dewońskich SE części depresji Świebodzię

Lp.	Rodzaj skały	%	% od-do	Pochodzenie otoczków
1	wapienie zbite, często z fauną morską górnego dewonu	1,3	0 - 40	skały górnno - dewońskie
2	łupki szare, mułkowe i ilaste	3,5	0 - 44	
3	szarogłazy, piaskowce i zlepieńce drobnoziarniste	11,9	0 - 52	
4	kwarcyty i łupki kwarcytowe	31,6	0 - 72	kambro - sylur, częściowo zapewne prekambr młodszy
5	lidyty i łupki krzemionkowe	0,2	0 - 2	
6	różne łupki metamorficzne i fylity	1,3	0 - 7	
7	diabazy	10,1	0 - 40	
8	łupki zieleńcowe	1,3	0 - 12	
9	paleoporfiry, keratofiry i porfiroidy	2,0	0 - 14	
10	kwarc, przeważnie mleczny	9,2	1 - 47	
11	różne gnejsy sowiogórskie	21,0	0 - 79	skały kry gnejsowej Gór Sowich
12	granity i pegmatyty	3,2	0 - 13	
13	gabro	0,5	0 - 8	skały różne
14	inne i nieoznaczone			

Z tabeli tej wynika, że na skały górno-dewońskie przypada średnio około 17% otoczków frakcji średniej, na skały zaś podnoszących się w tym okresie fragmentów łańcucha kaledońskiego, zbudowanych ze skał staropaleozoicznych i młodoprekambryjskich, — około 50% (z doliczeniem części kwarcu). Elementy litologiczne kry gnejsowej Gór Sowich stanowią natomiast niespełna 30% w średniej frakcji zlepieńców górno-dewońskich (p. tabela 1).

Szarogłazy

Szarogłazy łączą się przejściami zarówno ze zlepieńcami, jak i z łupkami. Jeśli w osadzie zlepieńcowym detrytyczna masa skalna, w której tkwią pojedyncze otoczki, przekracza 50%, wtedy zlepieniec przechodzi w szarogłaz zlepieńcowaty. W przypadkach, w których frakcja mułkowa zaczyna w szarogłazie przeważać, szarogłaz przechodzi w łupkę. Szarogłazy naszego obszaru mogą przy tym przechodzić w zlepieniec lub łupki zarówno w kierunku pionowym, jak i poziomym. Najczęściej jednak szarogłazy te tworzą przeławicenia w obu wyżej wymienionych typach osadów.

Grubość ziarna szarogłazów zmienia się od warstwy do warstwy, a nawet może ulegać wahaniom w jednej i tej samej warstwie. Warstwowanie przekątne zjawia się tu sporadycznie, natomiast oznaki sedymentacji frakcjonalnej są zjawiskiem raczej rzadkim.

Miaższość warstw szarogłazowych waha się najczęściej od kilku decymetrów do kilku metrów. Niekiedy napotykamy jednak wkładki cieńsze lub ławice znacznie grubsze. W skład szarogłazów wchodzi przede wszystkim kwarc z większą lub mniejszą przymieszką skaleni, mika jasna, rzadziej ciemna, chloryt, minerały ilaste, tlenki żelaza i częstokroć drobne okruchy różnych skał metamorficznych.

Łupki

Łupki górnego dewonu w SE części depresji Świebodzić są barwy ciemnoszarej, czekoladowo-szarej lub prawie czarnej. Składają się one przede wszystkim z mąki kwarcowej i minerałów ilastych, zmieszanych w różnych stosunkach, zawierają ponadto drobne okruchy skaleni, bardzo silnie rozdrobniony muskowitz i chloryt, a czasem węglany. Drobne kryształki pirytu występują w tych łupkach dość pospolicie, natomiast większe skupienia i stosunkowo duże kryształy tego minerału (ponad 5 mm) napotykamy sporadycznie.

Łupki te wykazują częstokroć cieniutkie warstewkowanie, na przemian jaśniejsze lub ciemniejsze. W wielu przypadkach występują w nich

wyraźne smużki jasne, utworzone przeważnie z mąki kwarcowej, na przemian z warstewkami ciemnymi, zawierającymi obfitość substancji ilastej. Opisane warstewkowanie łupków jest na ogół bardzo regularne powodując równą, dachówkowatą oddzielność skały (łupki dachówkowe).

Opisywane osady wietrzejąc przybierają odcienie szaro-oliwkowe. Podobnie jak w wielu szarogłazach, zwłaszcza w drobnoziarnistych, tak i w łupkach w czasie wietrzenia na spękaniach i na powierzchniach oddzielności powstają naloty tlenków żelaza i manganu.

Wapienie

Skały wapienne organicznego pochodzenia występują w utworach górno-dewońskich SE części depresji Świebodzić jedynie sporadycznie. O ile nie odgrywają one żadnej roli, ilościowo rzecz biorąc, o tyle ze względu na liczne zazwyczaj szczątki organiczne są dla geologa bardzo ważne. Wapienie tworzą zazwyczaj nieregularne soczewki i gniazda wśród łupków lub rzadziej stykają się bezpośrednio z szarogłazami.

Największa soczewka takich wapieni znajduje się w lasach między Mokreszowem a Pogorzałą. Ma ona około 200 m długości, została jednakże niemal w całości wyeksploatowana i wypalona na wapno jeszcze w zeszłym stuleciu. Dziś w miejscu dawnego łomu występuje głęboki staw, otoczony pięknymi lecz trudno dostępnymi odkrywkami. Niewielki fragment tych odkrywek przedstawia przekrój na fig. 1.

Wśród serii łupkowej dostrzegamy tu kilka różnych typów wapieni organicznych. Na plan pierwszy wybijają się jednak wapienie, zawierające liczne szczątki koralii i algi z gatunku *Sphaerocodium zimmermanni* Rothpl. Na uwagę zasługują również cienkie warstwy złożone z elipsoidalnych konkrecji wapiennych, przeważnie silnie spłaszczonych. Konkrecje te leżą w łupku oddzielnie w kilku poziomach. Niekiedy stykają się one brzegami a nawet mogą się zrastać, dając lity pokład wapienia z charakterystycznymi nabrzmieniami i przewężeniami, które odpowiadają poszczególnym konkrecjom i ich partiom brzeżnym, zrośniętym ze sobą (fig. 1). Wapienie konkrecyjne są czarne i zawierają szczątki organiczne, głównie resztki krynoidów i skorupki brachiopodów.

Skamieniałości spotykamy jednakże nie tylko w wapieniach. Szeroką stowisk z fauną morską znaleziono także (7) w zespołach łupkowatych (ob. mapę na tabl. I). W łupkach dostrzegamy również większą lub mniejszą przymieszkę bardzo drobnej, najczęściej mikroskopowej sieczki roślinnej. Większe okruchy flory lądowej zdarzają się natomiast w szarogłazach. Jednakże i tej frakcji towarzyszy najczęściej tylko sieczka roślinna.

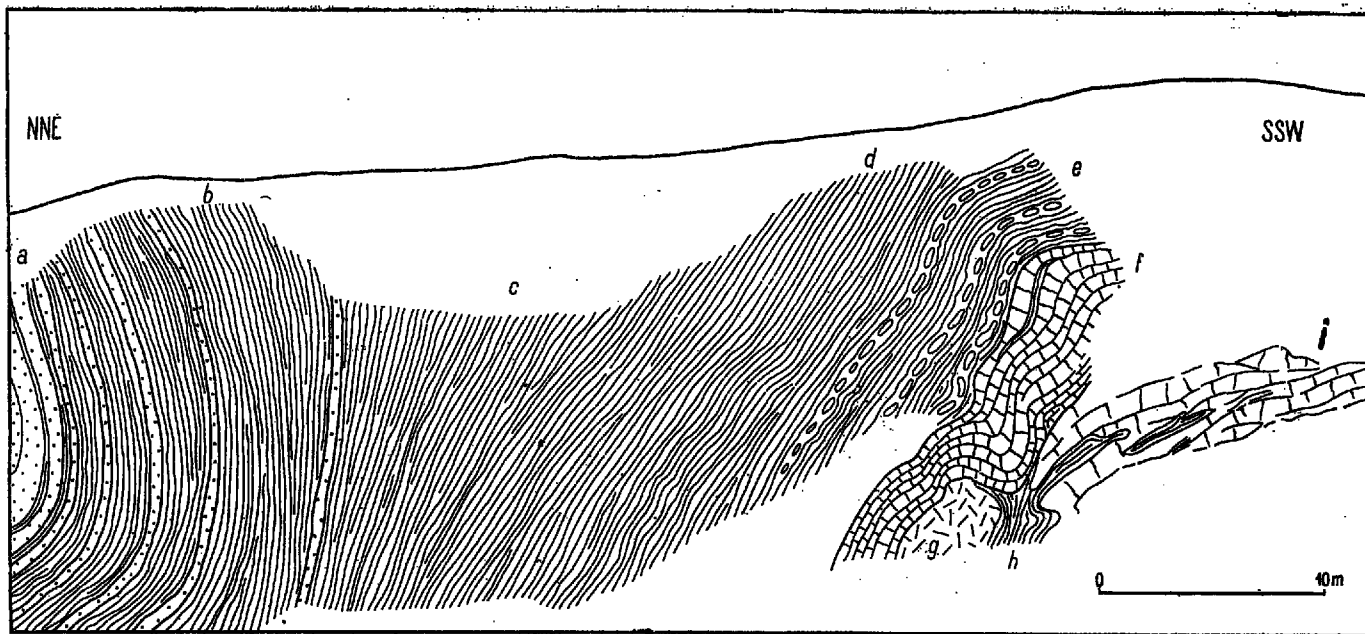


Fig. 1

Odkrywka górnego dewonu w Mokreszowie (stary łom w lesie położony 1 km na południe od SW krańca wsi)

a szarogłazy z wkładkami łupków szarych; b łupki mułkowe z mika, ciemnoszare z odcieniem niebieskawym i nielicznymi kryształkami pirytu; łupliwość nierówna, na spękaniach naloty żelaziste i ałunowe; nieliczne wkładki cienkich szarogłazów; c te same łupki bez szarogłazów; d łupki czarne, nieco wapniste, miejscami z wyraźnymi szczątkami flory; w łupkach dość liczne kryształki pirytu; na spękaniach naloty limonityczno-ałunowe, oddzielność płytkowa; e łupki jak poprzednie z wkładkami czarnych wapieni konkrecyjnych; f wapień szare, nierówno-płytkowe z licznymi szczątkami korałi, poza tym częste *Sphaerocodium* i skorupki brachiopodów; wśród wapienia wkładki czarnych łupków; g wapień popielaty; h łupki szaro-zielone i czarne, silnie rozkruszone tektonicznie; i wapień ciemnoszare i czarne (cuchnące), nieregularnie uławiczone z czarnymi nieregularnymi wkładkami łupków czarnych; w wapieniu korałe, pojawiające się często soczewkowo, gałki *Sphaerocodium*, brachiopody, człony krynoidów

ŚRODOWISKO SEDYMENTACYJNE

Środowisko sedymentacyjne, w którym formowały się osady SE części depresji Świebodzić, postaram się odtworzyć zestawiając najważniejsze cechy facjalne tych utworów.

Cechy facjalne, które mają tu szczególne znaczenie, można ująć w kilku punktach, a mianowicie:

1° Przede wszystkim podkreślić należy detrytyczny charakter materiału osadowego, z pewną przewagą frakcji średnich i grubych.

2° Uderzającą cechą osadów górno-dewońskich SE części depresji Świebodzić jest następnie wielka monotonia ustawicznie powtarzających się typów skalnych, przy dużej zmienności ich następstwa, zarówno w kierunku pionowym jak i poziomym. Poszczególne ławice mają wykształcenie soczewkowe i nierzadko zazębiają się obocznie z osadami o innej grubości ziarna. Kiedy indziej dostrzegamy powolne zmiany frakcji ziarna w jednej i tej samej ławicy, występujące w kierunku jej rozciągłości. Szczególnie uderzające są jednak nagłe i zasadnicze zmiany w charakterze osadu, które zaznaczają się w warstwach naprzemianległych. A więc spotykamy się niekiedy z ławicami gruboziarnistego zle-

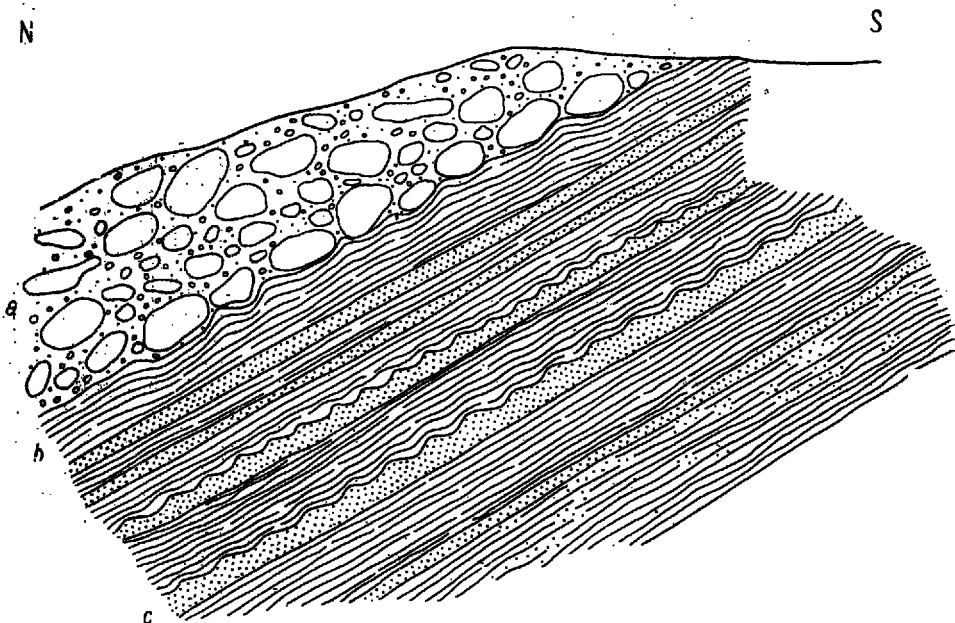


Fig. 2

Ławica gruboziarnistego zlepieńca — Witoszów

Ławica ta a spoczywa na łupkach mułkowych b, poprzegradzanych cienkimi wkładkami drobnoziarnistych szarogłazów c. Łupki mułkowe niekiedy wyraźnie piaszczyste. Szarogłazy mają często pregi faliste na górnych powierzchniach; pregi te są przeważnie asymetryczne, ich skłon północny jest bardziej stromy

pieńca w formie wkładów grubych pakietów osadu, przeważnie mułkowego.

Przykładem takiego przypadku jest odkrywka, której szkic przedstawiono na fig. 2. Widzimy na niej ławicę zlepieńca o otoczkach, dochodzących do kilkudziesięciu centymetrów średnicy, spoczywającą bezpośrednio na serii łupków mułkowych, które z innej strony są poprzegradzane cienkimi wkładkami szarogłazów. Szarogłazy te wykazują często asymetryczne pręgi faliste na górnych powierzchniach warstw.

Materiał zlepieńcowy został nasypyany na świeże, niestwardniałe jeszcze muły. Świadczy o tym zdeformowanie najwyższych warstewek mułkowych i wnikanie skały mułkowej między otoczaki nadległej ławicy zlepieńcowej.

Z powyższego przykładu widzimy, że w jednym i tym samym miejscu rozpatrywanego obszaru sedimentacyjnego szybkość ruchu prądów wody mogła ulegać nagłym i to skrajnym wahaniom.

3° Większość zlepieńców i zlepieńcowatych szarogłazów wykazuje słabe przesortowanie ziarna, obecność części ilastych i ostrokrawędzistych okruchów skalnych, zwłaszcza szarych łupków górno-dewońskich. Dodać należy, że osady te w ogromnej większości przypadków nie zawierają śladów fauny morskiej, można zatem przypuszczać, że utwory zlepieńcowate SE części depresji Świebodzić są w znacznym stopniu fluwialnego pochodzenia.

Na podstawie tych wszystkich cech możemy uważać skały górnego dewonu tworzące SE część depresji Świebodzić za *utwory deltowego zespołu środowiskowego*. Zlepieńce i szarogłazy powstały z osadów zwirowych i piaszczystych, które tworzyły się zarówno na nadwodnych powierzchniach delt, jak i poniżej zwierciadła wody morskiej. Przybrzeżne prądy morskie i fale rozmywały częściowo te osady przenosząc drobniejszy materiał w odleglejsze okolice dna morskiego. Takie przeławiczone osady są znacznie lepiej przesortowane niż ławice naniesione bezpośrednio przez rzeki.

Delty poszczególnych strug wodnych zazębiały się ze sobą tworząc litą pokrywę akumulacyjną, która rozprzestrzeniała się nie tylko w kierunku poziomym, lecz rosła także na grubość.

Między ławicami gruboziarnistych sedimentów, które sypały potoki u swego ujścia, tworzyły się przejściowo spokojne, jakkolwiek bardzo płytkie partie dna morskiego. Spokojne i źle przewietrzane obszary dna morskiego istniały również w lagunach i na dalszych peryferiach delt.

W tych właśnie okolicach gromadziły się przede wszystkim osady mułkowe. Środowiska sedimentacji mułkowej były raczej ubogie w tlen. W wielu przypadkach osad denny był pozbawiony tego gazu w zupełności, wyjąwszy może najbardziej wierzchnią jego warstewkę.

Świadczy o tym częsta obecność pirytu w łupkach oraz ciemnoszary lub prawie czarny ich kolor, pozostający w związku z mniejszą lub większą przymieszką zwęglonej substancji organicznej.

Pomyślne warunki rozwoju zwierząt i alg rafotwórczych (korale i zespoły alg z gatunku *Sphaerocodium zimmermanni* Rothpl.) zdarzały się przejściowo w niektórych partiach stoków deltowych. Nigdy i nigdzie nie doszło jednakże do ustabilizowania się tych warunków na okres czasu niezbędny do powstania większych raf. Twory rafowe występują raczej jako sporadyczne i niewielkie gniazda wśród potężnej masy osadów klastycznych. Wszystkie rafy, rozpoczynające swój krótki żywot, walczyć musiały z sedymentem detrytycznym, który przy najbliższej odpowiedniej zmianie warunków pokonywał je łatwo i grzebał pod wciąż narastającym płaszczem żwirów, piasków i mułów.

CZYNNIKI PALEOGEOGRAFICZNE I TEKTONICZNE

Paleogeograficzne i tektoniczne warunki powstawania osadów górnego dewonu w SE części depresji Świebodziec odczytać można do pewnego stopnia z facjalnego rozwoju osadów, petrograficznego składu zlepieńców, ze szczegółów litologicznych oraz z miąższości warstw.

Średnica otoczek, która w wielu ławicach zlepieńcowych przekracza wielkość średnią 20-200 mm, wskazuje na dużą kompetencję potoków w ich dolnych, ujściowych odcinkach.

Materiał detrytyczny był zatem transportowany na obszar depresji Świebodziec przez potoki górskie, spływające z regionów silnie podniesionych i zapewne głęboko rozciętych. Wzniesienie gór alimentujących można oceniać na 1000-2000 m. W niektórych okresach góry dostarczające materiału detrytycznego do obniżającej się depresji Świebodziec mogły być jeszcze wyższe. Dobrze na ogół obtoczenie tego materiału, a zwłaszcza doskonale niekiedy zaokrąglone otoczki bardzo zwięzłych kwarcytów świadczą o tym, że transport ich odbywał się na przestrzeni co najmniej 10-20 km.

Obszary alimentujące składały się, jak widać, przede wszystkim ze skał słabo zmetamorfizowanych, charakterystycznych dla wyższych części gmachu kaledońskiego Sudetów Środkowych i Zachodnich (ponad 50% otoczek w zlepieńcach średniej frakcji). Nie wchodziły tu jednakże w rachubę Kaledonidy kaczawskie i ich przedłużenie na obszarze bloku przedsudeckiego. Te Kaledonidy są bowiem oddzielone od SE części depresji Świebodziec przez obszary, w których osady górno-dewońskie nie zawierają zlepieńców. Ponadto Kaledonidy kaczawskie i ich wschodnie przedłużenie zbudowane są ze skał w dużym stopniu odmiennych niż otoczki, charakterystyczne dla naszego regionu. Uwzględnić należy da-

lej, że w zlepieńcach górno-dewońskich SE części depresji Świebodziec występuje poważna ilość materiału, pochodzącego z kry gnejsowej Gór Sowich (średnio około 30%).

Biorąc pod uwagę wszystkie te fakty możemy przyjąć, zgodnie z autorką D. Pawlik (7), że delty górno-dewońskie SE części depresji Świebodziec sypane były od południa. Materiał detrytyczny, z którego zbudowana jest ta akumulacja, pochodził przy tym w znacznym stopniu z fragmentów łańcucha kaledonńskiego, nie występujących dziś na powierzchni. Fragmenty te są najprawdopodobniej ukryte na obszarze niecki śródsudeckiej, pod potężną pokrywą młodopaleozoiczną (kulm, karbon produktywny i perm) oraz mezozoiczną (głównie górna kreda).

W górnym dewonie fragmenty te podnosiły się i ulegały procesom erozyjnym. Dopiero później (w młodszym paleozoiku) poczęły się one stopniowo zapadać. Pograżanie się resztek zdegradowanych Kaledonidów rozpoczęło się najpierw w NE części niecki śródsudeckiej (kulm i niższa część karbonu produktywnego) i rozszerzyło się następnie na SW część tej niecki (karbon produktywny wyższy). W okresie czerwonego spągowca znikły łańcuchy górskie w obrębie zapadlisk północno-czeskich.

Rozpatrując znaczenie ruchów tektonicznych dla sedymentacji górno-dewońskiej w SE części depresji Świebodziec podkreślić należy przede wszystkim dużą miąższość osadów tego regionu, która wedle mych obliczeń wynosi co najmniej 1200-1500 m, jak o tym była już mowa wyżej. Miąższość ta świadczy, że dno basenu sedymentacyjnego obniżało się w czasie trwania sedymentacji. Drugim faktem znamionnym i wskazującym na silne ruchy skorupy ziemskiej jest obecność skał górno-dewońskich na wtórnym złożu w utworach górnego dewonu SE części depresji Świebodziec. Skały te występują w zlepieńcach i szarogłazach zlepieńcowatych wspomnianego regionu pod postacią okruchów bardzo zmiennej wielkości oraz otoczków nieraz doskonale zaokrąglonych.

Wśród wspomnianych otoczków i okruchów dostrzegamy drobnoziarniste zlepieńce, szarogłazy, łupki i wapienie, nie różniące się zupełnie od skał górno-dewońskich, tworzących SE część depresji Świebodziec. Otoczkaki i bloczki wapienia zawierają nawet dość często oznaczalną faunę morską górnego dewonu.

Ilość materiału górno-dewońskiego, który zjawia się na wtórnym złożu w zlepieńcach wspomnianego regionu, oceniam na powyżej 15%. Znaczy to, że na każde 6 km³ osadu zlepieńcowatego przypada nieco ponad 1 km³ przeławicowanego w górnym dewonie i uprzednio stwardniałego sedymentu górno-dewońskiego.

Obszar, na którym sypane były górno-dewońskie delty rzek w Sudetach Środkowych, był niezawodnie znacznie rozleglejszy niż powierzchnia SE części depresji Świebodziec. Rozpościerał się on przede

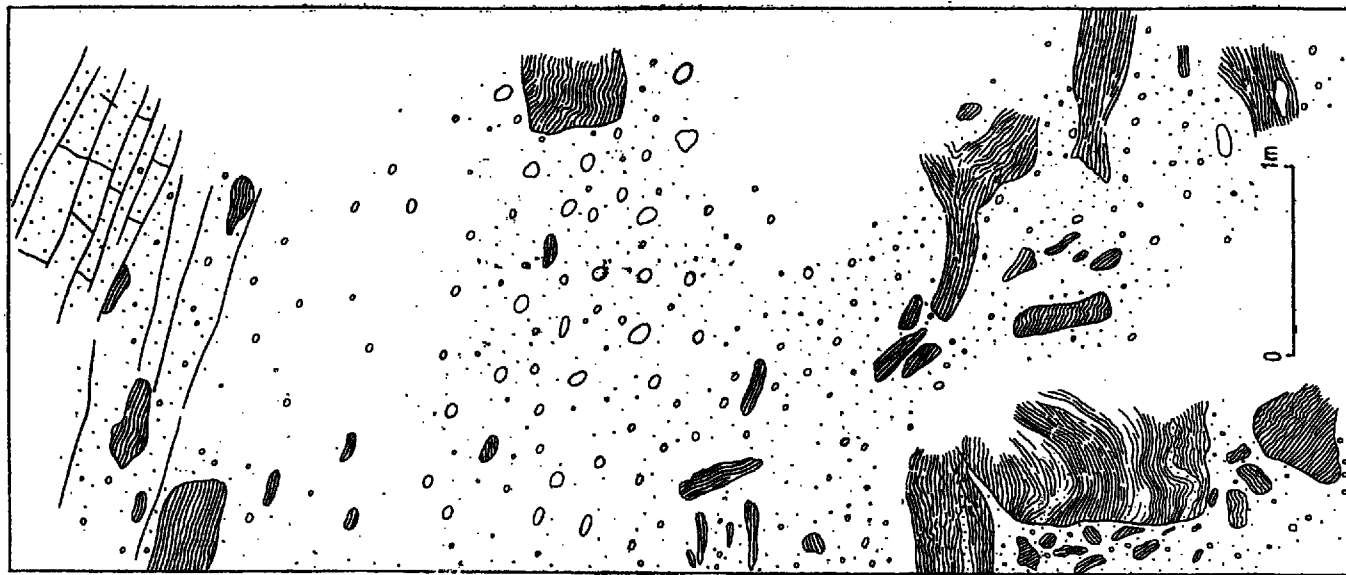


fig. 3

Gruboławicowe szarogłazy zlepieńcowate górnego dewonu z blokami i strzępami łupków dewońskich — Pogorzała.
Osad powstał na skutek obsunięcia świeżych napływów na skłonie delty

wszystkim wzdłuż całej południowej krawędzi ówczesnego basenu sedymentacyjnego. Kubatura skał górno-dewońskich, przeławiconych w tym okresie czasu, była zatem pokaźna i może być w przybliżeniu oceniona na kilka do kilkunastu km³.

W miarę pogłębiania się środkowej części basenu sedymentacyjnego podnosiły się zatem nie tylko jego stare ramy, lecz również i rozległe obszary brzeżne, objęte początkowo przez procesy sedymentacyjne. Dotyczy to przede wszystkim południowego brzegu synklinorium Świebodzie. Na brzegu tym erodowane były świeżo stwardniałe osady górnego dewonu obok skał starszego podłoża.

Okruchy osadów górno-dewońskich, zmieszane z masą innego materiału detrytycznego, dostawały się na zapadający się obszar środkowej części synklinorium Świebodzie i tu były osadzane po raz wtóry.

Dobre zaokrąglenie wielu otoczków, a zwłaszcza zbitych wapieni świadczy o tym, że otoczki te przeszły uprzednio przez transport na przestrzeni co najmniej kilku kilometrów.

W zlepieńcach i zlepieńcowatych szarogłazach SE części depresji Świebodzie dostrzegamy jednakże również okruchy skał górno-dewońskich, słabo zaokrąglone lub nawet ostrokrawędziste. Wśród odłamków ostrokrawędzistych występują szczególnie często szare łupki mułkowe. Niekiedy odłamki te osiągają pokaźne rozmiary. Zostały one złożone w osadzie po odbyciu bardzo krótkiego transportu.

Duże bloki i małe strzępy łupków dewońskich występują w wrzynie drogi polnej w Pogorzale, niespełna 2 kilometry na WWS od wzgórza Lipina.

W odkrywce powyższej (fig. 3) dostrzegamy rozsypliwę gruboziarniste szarogłazy, miejscami z drobnymi, pojedynczymi otoczkami. Uławicenie osadu jest widoczne głównie dzięki silniej spojonym wkładkom, ukazującym się w górnej części odkrywki.

Strzępy i bloki łupków, nie różniących się zupełnie od łupków górno-dewońskich, tkwią w rozsypliwych szarogłazach bezładnie. Inkluzje te wykazują łupliwość zgodną z delikatnym ich warstewkowaniem, jednakże w każdym niemal bloku i okruchu różnie skierowaną; niekiedy stwierdzić można sfałdowanie warstewek. Łupliwość ta ustawia się pod bardzo różnymi kątami względem uławicenia szarogłazów, które stosuje się do biegu i upadu panującego w całej okolicy.

Bez kierunkowe ułożenie bloków i strzępów łupkowych w dolnej części odkrywki przemawia za osuwiskowym charakterem osadu. Wyraźna kierunkowość tych bloków i strzępów w górnej części odkrywki, jako też zaznaczające się tu uławicenie szarogłazów wskazują na przemycie osuwiska przez wody płynące.

Szybkość osadzania się utworów deltowych w SE części depresji Świebodzić trudno uchwycić dokładnie. Licząc czas trwania sedymentacji górno-dewońskiej w tym obszarze okrągło na 10 milionów lat i oceniając sumaryczną miąższość osadów na 1500 m (po kompaktacji) otrzymamy średnią szybkość depozycji 15 cm w tysiącleciu.

Liczba ta wydaje się dość niska, jeśli się zważy charakter facjalny osadu.

Sedymentacja w depresji Świebodzić nie była jednakże ciągła. Sporaadycznie możemy obserwować objawy lokalnej erozji w utworach deltowych wspomnianego zespołu. Przykładem takiej erozji jest fig. 4.

Prócz krótkotrwałych erozji lokalnych istnieje jednak możliwość występowania luk sedymentacyjnych i erozji, obejmujących cały region sedymentacyjny lub znaczne jego części. D. Pawlik przyjmuje taką lukę, połączoną z rozmywaniem osadów w stropie piętra Nehden (*Cheiloceras*), a zatem u podstawy głównej masy szarogłazów i zlepieńców, składających się na zbadany obszar (faza premarsyjska — 7).

Prócz tej luki, która objęła przynajmniej znaczną część basenu sedymentacyjnego, mógł istnieć na zbadanym obszarze szereg okresów zahamowania depozycji materiału klastycznego.

Zahamowanie depozycji musiało nastąpić w tych przypadkach, w których kubatura materiału doprowadzanego przez potoki była przez dłuższy okres czasu nieproporcjonalnie duża w stosunku do szybkości zapadania się basenu sedymentacyjnego.

Nie mamy pewności, czy okresy takie istniały faktycznie w czasie rozwoju utworów deltowych w SE części depresji Świebodzić. Możemy jednakże podejrzewać, że one były, zwłaszcza w dolnej części piętra Hemberg (*Prolobites*), kiedy to osadzały się potężne masy zlepieńców i szarogłazów. Masy te tworzą między innymi wzgórza: Mrownica, Lipina i Witosz.

Opisywane zlepieńce i szarogłazy dochodzą do kilkuset metrów grubości i zawierają miejscami obfity materiał górno-dewoński na wtórnym złożu.

ZABURZENIA ŚRÓDWARSTWOWE W WITOSZOWIE

Odkrywka, w której występują zaburzenia śródwarstwowe w Witoszowie, znajduje się na lewym brzegu doliny, w odległości około 520 m na północ od szczytu wzgórza Lipina. Jest to sztuczna ścianka skalna, wykopana na zboczu doliny dla lepszego pomieszczenia zabudowań niewielkiego gospodarstwa rolnego (budynki obecnie w ruinie). Skała jest tu stosunkowo świeża, zaburzenia zaś śródwarstwowe występują w niej

wyjątkowo wyraźnie. Z tego względu obiekt ten zasługuje nie tylko na opisanie, *lecz również i na ochronę, jako zabytek przyrody.*

W odkrywie naszej występują warstwy szarogłazów na przemian z wkładkami łupkowymi. Tworzy te należą do niższej części młodszego górnego dewonu. Biorąc pod uwagę faunę, opracowaną przez D. Pawlik, można je zaliczyć do piętra Hemberg, czyli do piętra *Prolobites* w podziale goniatytowym.

Szarogłazy mają ziarno zmiennej grubości. Duże różnice zachodzą mogą pod tym względem nie tylko pomiędzy poszczególnymi warstwami, *lecz również w obrębie jednej i tej samej warstwy.*

Nierównoziarniste osady przechodzą w drobnoziarnisty zlepieniec. Średnica otoczków tego zlepienia dochodzi do kilku milimetrów, *rzadziej waha się w granicach większych.*

Przeławiczenia łupkowe zawierają stale przymieszkę bardzo rozdrobnionej jasnej młki, często także ziarna drobnego piasku w bardzo

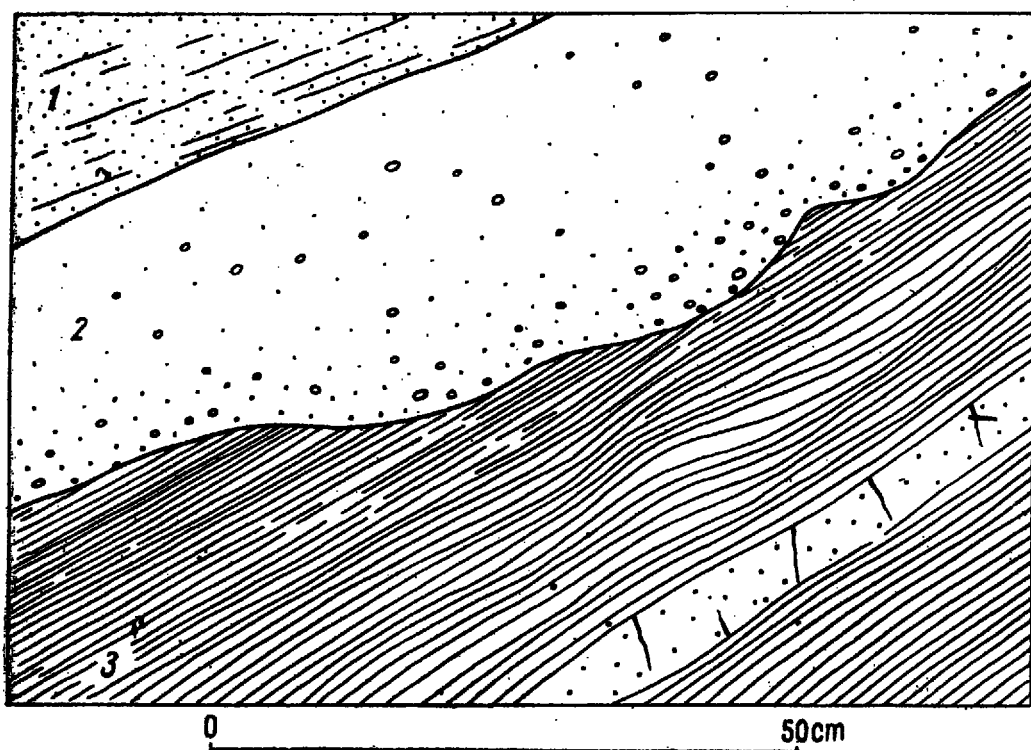


Fig. 4

Przykład erozji śródformacyjnej w utworach górno-dewońskich w okolicy Pogorzały 1 szarogłazy nieco ilaste i złupkowane; 2 szarogłaz zlepieniowaty; 3 łupki mułkowe z cienkimi wkładkami zbitych drobnoziarnistych szarogłazów

zmiennej ilości. Niekiedy piasek przeważa w nich wyraźnie nad frakcją pelitową.

Zwęglona sączka roślinna drobna lub bardzo drobna, mikroskopowej wielkości, jest dość pospolita zarówno w szarogłazach jak i w łupkach. Niewielkie kryształki pirytu zjawiają się sporadycznie. Cienutkie smugowanie, na przemian jaśniejsze i ciemniejsze, występuje niekiedy w łupkach i drobnoziarnistych szarogłazach. Grubość warstw szarogłazów i łupków waha się najczęściej w granicach od kilku do stu kilkudziesięciu centymetrów, bywa jednak i większa.

Bieg warstw w opisywanej odkrywce wynosi około 280° natomiast upad zwrócony ku NNE waha się około 30° - 35° .

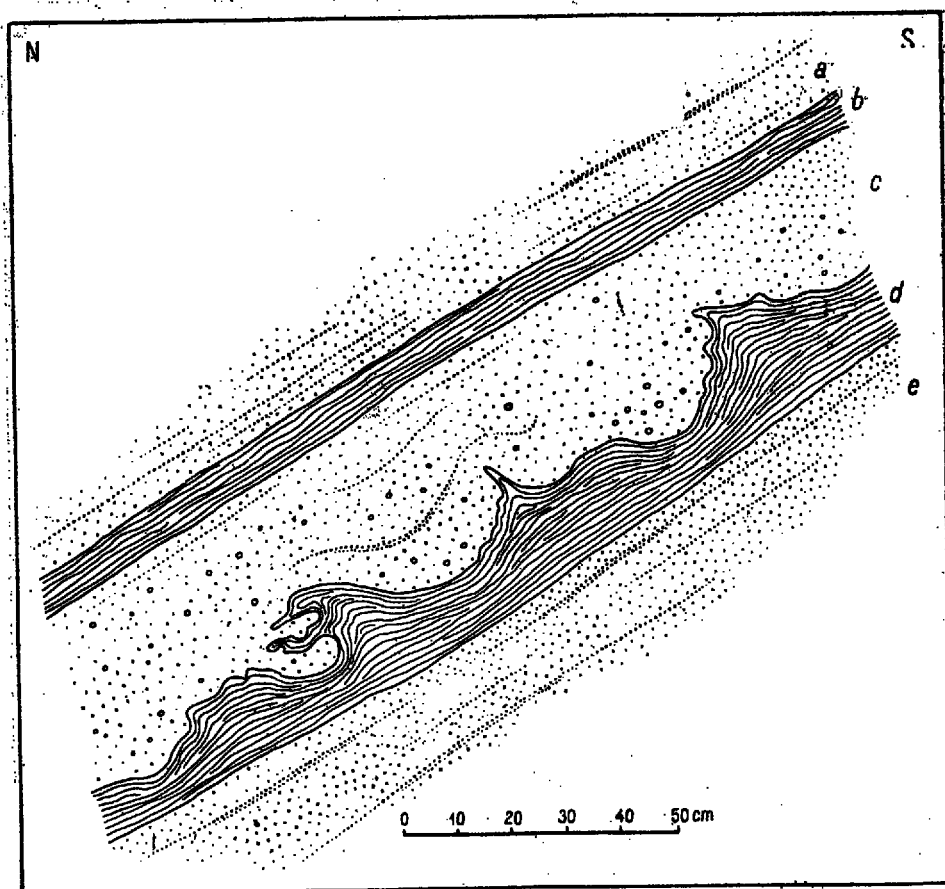


Fig. 5

Zaburzenia śródwarstwowe w Witoszowie — przykład warstw miernie zaburzonych
 a. szarogłaz drobnoziarnisty, nieco łąsty, niewyraźnie warstewkowany; b. łupek
 mułkowy szary; c. szarogłaz grubo i nierównoziarnisty, partiami drobnozlepco-
 waty; d. łupki mułkowe silnie piaszczyste; e. szarogłaz drobnoziarnisty, niewyraźnie
 warstewkowany

Pokłady spoczywają na sobie spokojnie, nie wykazując wyraźnych złuźnień wzdłuż fug warstwowych ani też objawów dyferencjalnego sfałdowania. Jedyną oznaką silniejszego zaangażowania tektonicznego jest złupkowanie ścinające (tzw. shear cleavage), które zjawia się sporadycznie wykazując bieg od 320° do 30° i upady strome w kwadrantach południowych.

W niektórych wkładkach zjawiają się zaburzenia wewnętrzne, mniej lub więcej silne, które z pewnością nie są spowodowane ruchami tektonicznymi.

Zaburzenia te zanikają ku stropowi i spągowi warstw zaburzonych. Warstwy te są przegradzane przez pokłady szarogłazowe i łupkowe, nie wykazujące żadnych zakłóceń wewnętrznych.

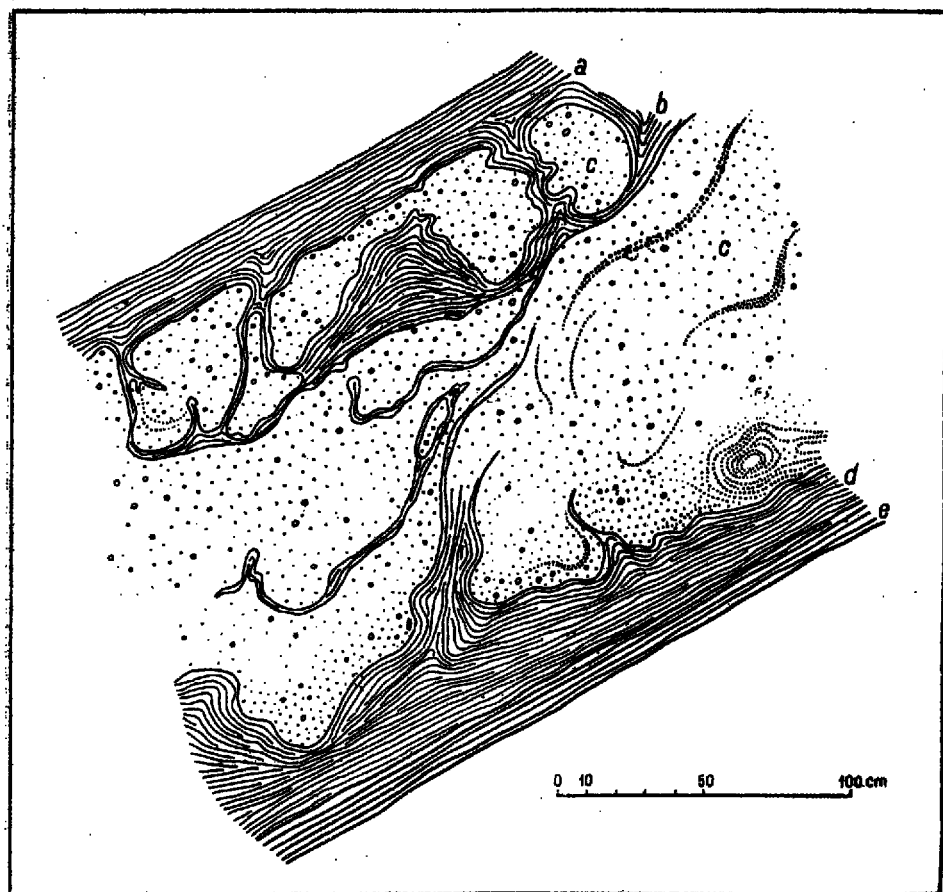


Fig. 6

Zaburzenia śródwarstwowe w Witoszowie — przykład warstw silnie zaburzonych z wybitnie zaznaczoną wtórną teksturą fluidalną
 a łupek szarogłazowo-mułkowy; b szarogłaz drobnoziarnisty mułkowy; c szarogłaz nierównoziarnisty, przeważnie gruboziarnisty; d łupek szarogłazowo-mułkowy, miejscami wyraźnie i cienko warstewkowany; e ciemnoszary łupek mułkowy

Zaburzenia śródwarstwowe obejmują zawsze dwa różne elementy litologiczne, a mianowicie: 1) osad drobnoziarnisty, mniej lub więcej mułkowy i 2) osad gruboziarnisty, często zlepieńcowaty.

Przy miernych zaburzeniach śródwarstwowych osad mułkowy spoczywa zawsze poniżej szarogłazowego (fig. 5). W pokładach natomiast, w których pierwotne sedymentacyjne ułożenie ziarna mineralnego uległo silnym zakłóceniom, obie frakcje osadowe przenikają się w sposób mniej lub więcej skomplikowany (fig. 6, 7, 9). Pierwotne następstwo osadów nie da się tu na ogół ustalić, jakkolwiek wnosić by należało, że w każdym przypadku warstwa szarogłazowa nasypywana była na osad mułkowy.

W odkrywce witoszowskiej możemy zatem śledzić różne stadia rozwoju zaburzeń śródwarstwowych. Podkreślić jednakże należy, że, niezależnie od intensywności wewnętrznego zakłócenia danego zespołu warstw (co najmniej dwu warstw), górna i dolna powierzchnia tego zespołu mają zawsze przebieg regularny i równoległy do ogólnego ułożenia powierzchni sedymentacyjnych w odkrywce.

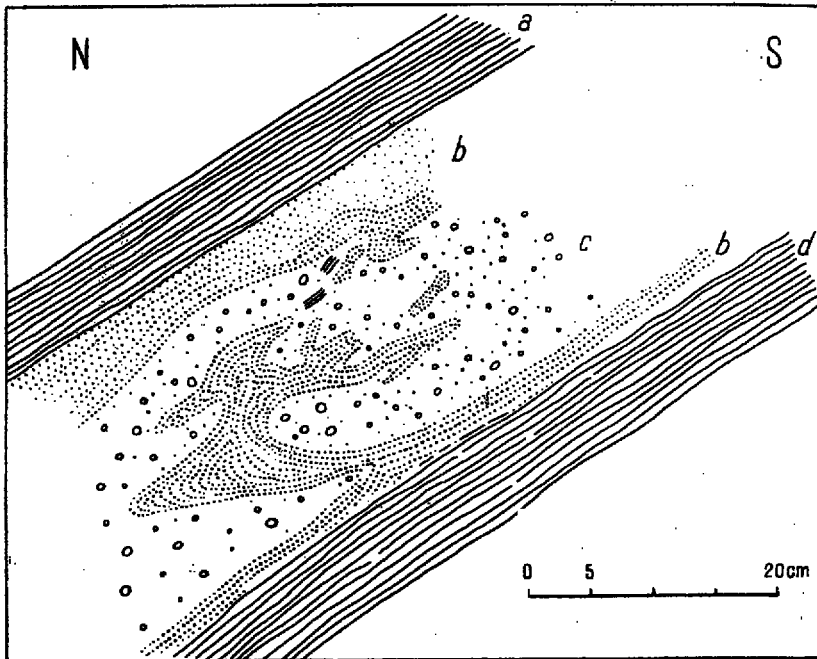


Fig. 7

Zaburzenia śródwarstwowe w Witoszowie

a łupek szary mułkowy, cienko warstewkowany; *b* szarogłaz drobnoziarnisty, ilasty, złuskowany; *c* szarogłaz gruboziarnisty, przechodzący w drobnoziarnisty zlepieniec; *d* łupek szary, mułkowy, cienko warstewkowany.

W przypadku miernych deformacji śródwarstwowych (fig. 5) granica między nadległym osadem szarogłazowym a leżącą niżej warstwą mułkową przebiega sinusoidalnie.

Amplituda i długość poszczególnych fal jest przy tym w przybliżeniu stała w jednym i tym samym zaburzonem zespole, może być jednakże w różnych zespołach bardzo różna. Sfalowania są tu jednak najczęściej mniej lub więcej asymetryczne i przechylone w kierunku północnym.

Sledząc szczegółowo granice osadu mułkowego i wyżej leżącego szarogłazu dostrzegamy często szereg drobnych komplikacji (fig. 5). Polegają one na zazębieniu się obu osadów w grzbietowej części sfalowań czy też nawet na tworzeniu się cieniutkich wypustek mułkowych, wnioskujących głęboko w warstwę szarogłazową. Tam, gdzie zaznacza się delikatne warstewkowanie osadu mułkowego i szarogłazowego, możemy obserwować stopniowe zanikanie sfaldowań ku spągowi czy ku stropowi, co przedstawiono wyraźnie na fig. 5.

Maksymalne zaburzenia zjawiają się natomiast zawsze na kontakcie obu zdeformowanych warstw.

Fig. 6 i 7 obrazują wkładki o znacznie większych wewnętrznych deformacjach niż przykład, przedstawiony na figurze poprzedniej. We wkładkach tych osad drobnoziarnisty i gruboziarnisty przenikają się nawzajem w sposób nieregularny i częstokroć bardzo zawiły. Wśród silnie zniekształconej masy osadu szarogłazowego możemy niejednokrotnie obserwować „apofizy“ mułkowe, cienkie lub nabrzmiewające. W przypadkach, w których „apofiza“ taka uległa przerwaniu, powstaje gniazdo lupkowe w masie szarogłazowej (fig. 6, 7).

Masa szarogłazowa może również ulec rozczłonkowaniu na mniejsze lub większe fragmenty już to nieregularne, już też o zarysie bochenkowatym, sferycznym lub elipsoidalnym.

Wielkość tych fragmentów może być bardzo różna. W wielu przypadkach powstają one w sposób przedstawiony na fig. 8.

Proces oddzielania się fragmentu warstwy szarogłazowej rozpoczyna się od silnego wybrzuszenia lub zafaldowania tej warstwy ku dołowi w masę mułkową. Następnie wybrzuszenie przewęża się u podstawy (fig. 8, a, b). Deformacja może zatrzymać się w tym stadium, jeśli jednak ruchy sedymentu trwają nadal, następuje rozerwanie zwiężenia podstawowego i całkowite oddzielenie wybrzuszonej lub sfaldowanej masy (fig. 8 c). Wiele gniazd szarogłazowych, oddzielonych w ten sposób, wykazuje delikatne współśrodkowe warstewkowanie, związane pierwotnie z rytmiką sedymentacyjną, a w okresie deformacji wygięte i zamknięte okrętnie.

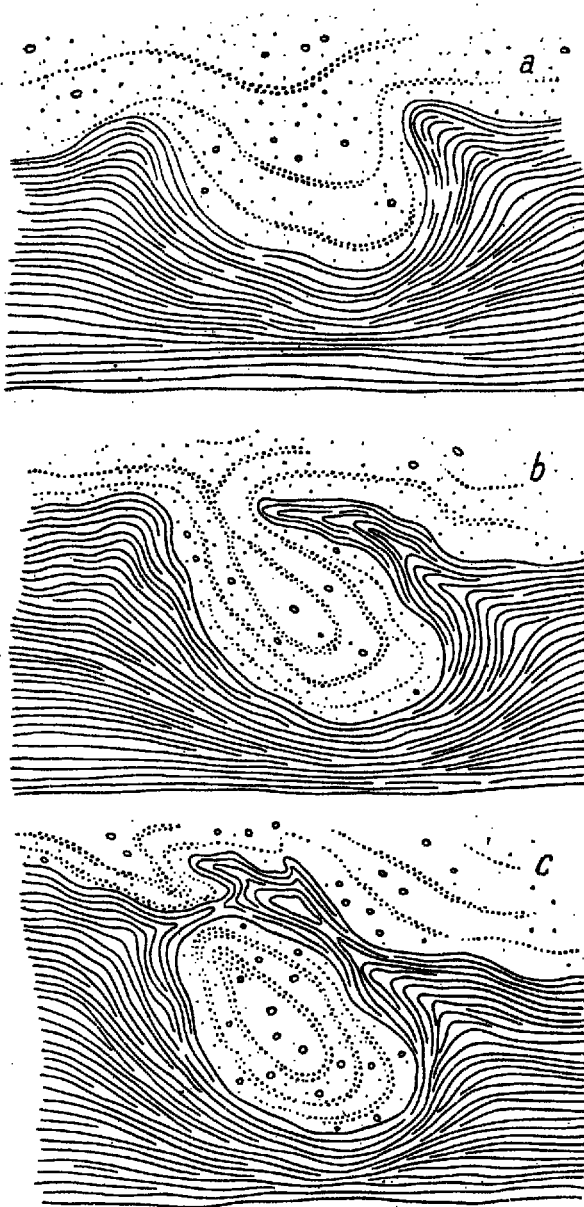


Fig. 8
Powstawanie gniazd szaroglazowych wśród łupków mułkowych przed stwardnieniem osadu

a, b, c — główne stadia rozwoju deformacji plastycznej: a wstępne sfałdowanie; b głębokie przenikanie się obu osadów; c przewężanie się wypustki szaroglazowej i odcięcie jej od warstwy macierzystej przez napór materiału mułkowego

Fig. 9 przedstawia przypadek, w którym warstwa szarogłazowa uległa daleko idącemu rozczłonkowaniu. Większe i mniejsze fragmenty osadu szarogłazowego otulone są w niej ze wszystkich stron przez masę mułkową. Fragmenty mają kształty bardzo różnorodne, często skomplikowane przez zatokowe wycięcia, płytkie i głębokie, jak widzimy na fig. 9.

Geneza zaburzeń śródwarstwowych, opisanych i zilustrowanych w miniejszym ustępie, wydaje się dość jasna. Chcąc ją zrozumieć należy wziąć pod uwagę następujące, istotne dla tego zagadnienia cechy zaburzonych osadów, częściowo już wzmiankowane w opisie szczegółowym:

1. Wszystkie opisane wkładki składają się z dwu różnych elementów litologicznych — mułkowego lub mułkowo-piaszczystego i szarogłazowego, przechodzącego często w drobnoziarnisty zlepieniec.

2. W zespołach warstw słabo lub miernie zaburzonych *dostrzegamy warstwę szarogłazową zawsze ponad warstwą mułkową* (fig. 5).

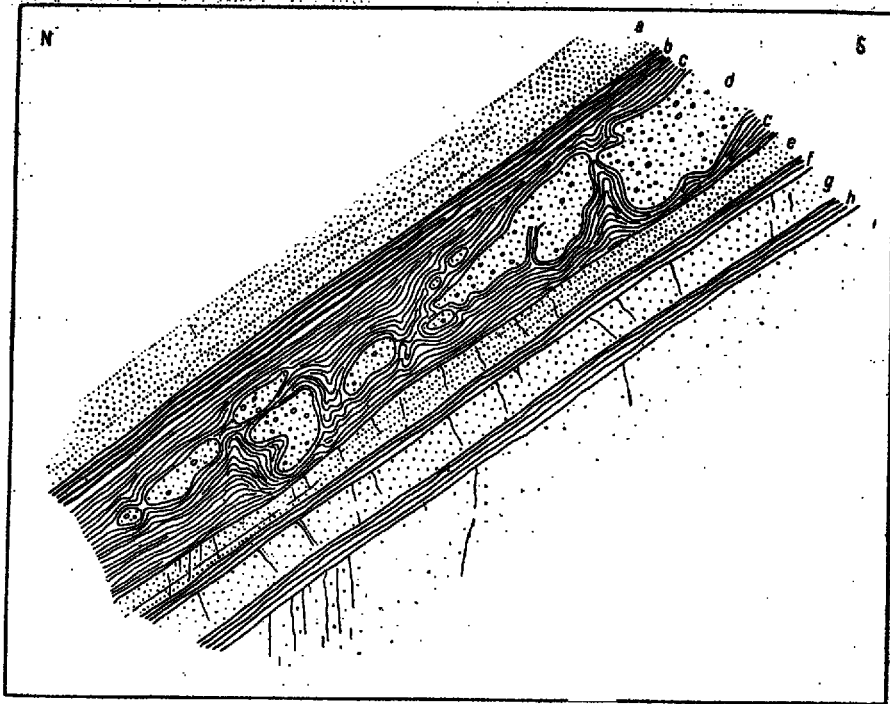


Fig. 9

Zaburzenia śródwarstwowe w Witoszowie

a szarogłaz drobnoziarnisty, miejscami niewyraźnie przekątnie warstwowany; b lupek szary piaszczysty; c lupek szarogłazowo-mułkowy; d szarogłaz gruboziarnisty, partiami zlepiencowaty; e szarogłaz drobnoziarnisty zbity; f lupek szary mułkowy; g szarogłaz drobnoziarnisty, cienko warstwowany, zbity; h lupek szary mułkowy; i szarogłaz nierównoziarnisty

3. Największe zaburzenia zjawiają się na granicy obu osadów i zanikają zarówno ku górze jak i ku dołowi.

4. Powierzchnie zewnętrzne każdego zaburzonego zespołu warstw, zarówno stropowa jak i spągowa, nie wykazują zakłóceń i przebiegają równoległe do szarogłazów i łupków wewnętrznie niezaburzonych, a przegradzających zespoły zdeformowane.

Charakterystyka powyższa, jak i załączone do pracy rysunki (fig. 5, 6, 7, 9) wykazują jasno, że *odkształcenia osadów zaburzonych nie są natury tektonicznej. Są to deformacje na pół płynnego sedymentu, wywołane raczej przez ruchy grawitacyjne.* Ruchy te musiały zachodzić w świeżym osadzie, bezpośrednio po depozycji obu warstw, albo też mogły się rozpocząć już w trakcie ich sedimentacji.

Mechanikę ruchu i przebieg deformacji można sobie wyobrazić w sposób następujący. Świeży muł, najczęściej piaszczysty, osadzony w płytkim środowisku wodnym i zapewne dość bogaty w cząstki koloidalne, zasypywany był przez piaski, przeważnie gruboziarniste. Ciężar właściwy tych piasków był nieco większy niż ciężar właściwy niżej leżącego mułu. Poszczególne ziarna warstwy piaszczystej nie tonęły jednakże w mule dzięki jego wielkiej lepkości. Obciążenie mułu, rosnące stopniowo ale nierównomiernie w różnych partiach zasypywanego dna, musiało spowodować zespołowe ruchy cząstek, tworzących obie warstwy. W partiach przeciążonych warstwa piasku, wyginając się ku dołowi, tonęła w mule. W partiach słabiej obciążonych muł podnosił się ku górze, włączając się w warstwę piaszczystą.

Ruchy takie, które rozpoczynały się na dnie pochyłym, mogły ułatwić powolne spływanie obu rodzajów osadów w kierunku spadku. Graniczna powierzchnia obu poruszających się warstw uległa przy tym sfałowaniu, podobnemu do sfałowania, jakie pojawia się na granicy dwu różnych i nie mieszających się ze sobą płynów, będących w ruchu. Zjawiska turbulencyjne i pękanie bardziej sztywnej warstwy piasku mogły spowodować pewne komplikacje w powyższym sfałowaniu.

Częstokroć jednakże ruchy pionowe przeważały nad ruchami spływowymi. W takich przypadkach plastycznie płynny muł wdzierał się głęboko w warstwę wyżej leżącego piasku, a nawet mógł ją rozrywać. Wówczas rozlewał się on wzdłuż górnej powierzchni warstwy gruboziarnistej. Między obiema warstwami następowała częściowo wymiana zajmowanej przestrzeni. W przypadkach skrajnych warstwa piaszczysta ulegała rozzerwaniu na fragmenty, które tonąc w mule zatrzymywały się ostatecznie na pewnym poziomie.

W innych znów przypadkach sfałowania mułów, wnikające głęboko w nadległą masę gruboziarnistych piasków, mogły zwięzać się

i wyginać w następnej fazie ruchów. Wypustki mułu przewężone u nasady i odcięte od osadu macierzystego tworzyły różnokształtne gniazda, otoczone ze wszystkich stron obcym sedymencie. Podobnie powstawały też oddzielne gniazda piasku w masie mułowej (fig. 8).

Dla wszystkich tych deformacji jest rzeczą szczególnie znamioną, że nigdy nie następowało tu mieszanie się pojedynczych cząstek piasku i mułu ze sobą. Cząstki sedymentu obu osadów podlegały, podobnie jak w płynącej cieczy, ruchom zespolonym, jako pewne kontinuum.

Nabrzmiwanie warstwek szarogłazowych w łękach śródwarstwowych sfałdowań i rozszerzanie się warstwek mułu w antyklinach jest niekiedy wyraźnie widoczne (fig. 5). Zjawiska te świadczą, że przesunięcia cząstek deformowanych sedymentów następowały wzdłuż fałdujących się warstwek: w piasku — ku osiom synklin, w mule — ku osiom antyklin, w myśl strzałek, umieszczonych na fig. 10.

Z postępem deformacji mogło dojść oczywiście do przewężania się i do rozrywania poszczególnych warstwek. Nie obserwujemy jednakże

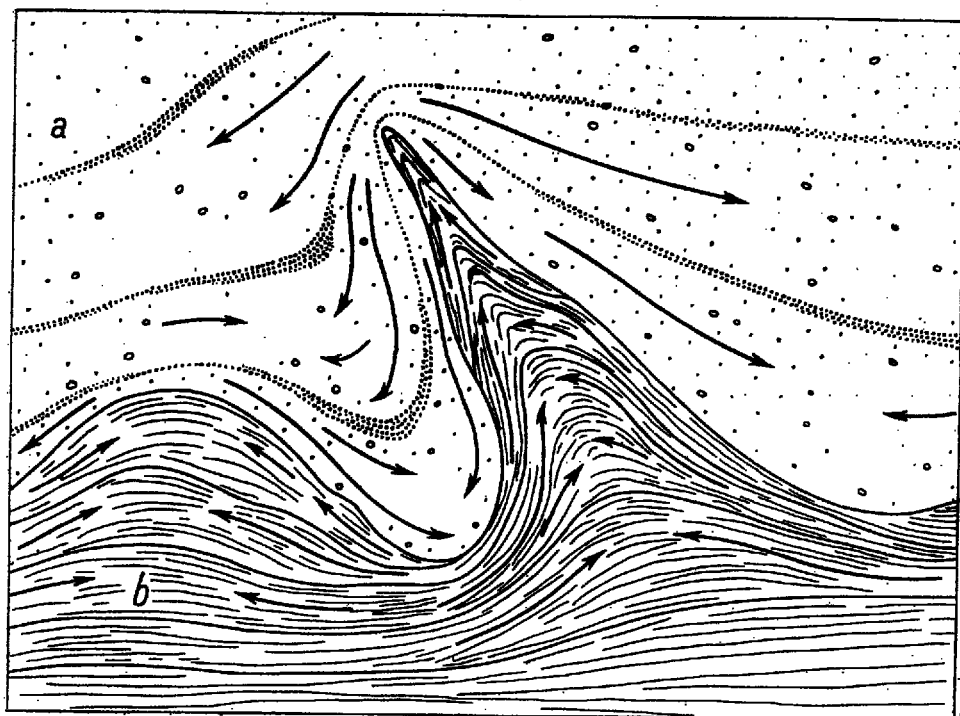


Fig. 10

Zaburzenia śródwarstwowe w Witoszowie — przekrój teoretyczny
a szarogłaz zlepnicowaty; b szarogłaz mułkowy

Strzałki wskazują kierunek ruchów cząstek niezestalonego sedymentu w czasie rozwoju zaburzenia śródwarstwowego

tych deformacji, które by dały się wytłumaczyć jedynie przez ruch cząstek sedymentu w poprzek warstewek. Całość deformacji ma charakter zasadniczo fluidalny, przypominający wzajemne przenikanie się dwu wprawionych w ruch nie mieszających się cieczy.

ZAKOŃCZENIE

Tematy poruszane w niniejszej pracy, a dotyczące warunków sedymentacyjnych i zaburzeń śródwarstwowych w SE części depresji Świebodzic, stanowią jedynie drobny ułamek tych zagadnień sedymentacyjnych i paleogeograficznych, które łączą się w Sudetach z wystąpieniami dewonu, a zwłaszcza górnej części tego systemu.

Nie znamy dotychczas zasięgu morza górno-dewońskiego i jego wahań.

Zalew górno-dewoński obejmował najprawdopodobniej cały obszar graniczny między krą gnejsową Gór Sowich a Kaledonidami północno-sudeckimi (synklinorium Świebodzic). Rozpościerał się on przy tym na południową część wspomnianych Kaledonidów (badania E. Bergera i St. Radwańskiego, 3, 8) zatapiając również znaczne obszary północnej części kry sowiogórskiej. Ku zachodowi zalew ten sięgał, jak się zdaje, aż na obszar bloku Karkonoszy obejmując wschodnie jego peryferie (Cz. Zak, praca w przygotowaniu). Morze dewońskie rozpościerało się dalej w tym kierunku zalewając zapadliska północno-czeskie. Zostawiło ono swe osady również na zachodniej peryferii Gór Izerskich. Ku południowemu wschodowi natomiast sięgało po okolice Nowej Rudy i Kłodzka.

Uderzającą rzeczą jest zmienność wykształcenia górnego dewonu w różnych okolicach Sudetów (porównaj prace Bederkego, 1, 2).

W depresji Świebodzic np. utwory górno-dewońskie reprezentowane są przez synorogeniczną serię molassową, co najmniej 1200-1500 m grubości. W okolicy Kłodzka i Nowej Rudy miąższość osadów tego samego wieku jest kilkadziesiąt razy mniejsza, dominującą zaś skałą są tu płytkowodne wapienie, osadzone w warunkach epikontynentalnych. Łupki i wapienie, w najwyższej części diabazy i ich tufy, są to utwory górnego dewonu na zachodnim krańcu Gór Izerskich.

Za ekwiwalent warstw górnego dewonu uważa się często w Sudetach Wschodnich warstwy andelohorskie (Engelsberger-Schichten). Reprezentują je słabo metamorficzne łupki, szarogłazy i sporadycznie występujące zlepieńce. Kompleks ten wykształcony jest w facji odpowiadającej fliszowi i zdaje się wykazywać znaczną miąższość, jakkolwiek ze względu na monoklinalne sfałdowanie nie jest ona bliżej uchwytana.

Przedstawiona zmienność w wykształceniu sudeckiego dewonu górnego pozostaje w związku z tektonicznym rozczłonkowaniem tego górnego

tworu i ze stopniem tektonicznej stabilności poszczególnych regionów w okresie górno-dewońskim.

Duże zróżnicowanie w miąższości i facjalnym charakterze utworów, zależne od czynników tektonicznych, związanych czasowo z sedymentacją, jest jedną z najistotniejszych cech dewonu górnego w Sudetach.

Katedra Geologii Ogólnej

Wrocław, styczeń 1956

SPIS LITERATURY

1. BEDERKE E. Das Devon in Schlesien und das Alter der Sudetenfaltung. — Fortschr. Geol. & Pal. Bd. II, H. 7. Berlin 1924.
2. BEDERKE E. Die varistische Tektonik der mittleren Sudeten etc. — Ibidem, Bd. VII, H. 23. Berlin 1928.
3. BERGER R. Über ein fossilführendes Devongeröll aus den Culmconglomeraten von Merzdorf im Riesengebirge und seine Bedeutung für die Paläogeographie des mittelsudetischen Devons. — Zbl. Miner. etc. Jg. 1934, Abt. B, No. 7. 1935.
4. CRAMER R., FINCKH L. & ZIMMERMANN E. Erläuterungen zur geologischen Karte v. Preussen etc. Lfg. 256: Blatt Schweidnitz. — Preuss. Geol. L.-A. Berlin 1924.
5. OBERC J. Problematyka geologiczna Gór Bardzkich. — Przewodnik XXIV Zjazdu P. T. Geol. w Sudetach, 1951. P. T. Geol. Kraków 1953.
6. OBERC J. Variscian tectonics of the Sudeten Mts. illustrated by the example of the Bardo Mts. — C.-R. XIX-me Sess. Congrès Géol. Int., Alger 1952, Sec. XIII. Alger 1954.
7. PAWLIK D. Zur Stratigraphie des südlichen Freiburger Oberdevongebietes (Schlesien). — N. Jb. Miner. etc. Beil.-Bd. 81, Abt. B. 1939.
8. RADWAŃSKI ST. Paleogeografia i sedymentacja kulmu w północnej części niecki śródsudeckiej (Palaeogeography and sedimentation of the Culm in the northern part of the intersudetic basin). — Biul. P.I.G. (Bull. Inst. Géol. Pol.) 79. Warszawa 1952.
9. SHROCK R. Sequence in layered rocks. I ed. New York, Toronto, London 1949.
10. SMULIKOWSKI K. & TEISSEYRE H. Budowa geologiczna depresji Świebodzić. — Przewodnik XXIV Zjazdu P. T. Geol. w Sudetach, 1951. P. T. Geol. Kraków 1953.
11. TEISSEYRE H. Depresja Świebodzić jako jednostka geologiczna (Swiebodzice depression as a geological unit). — Biul. I. G. (Bull. Inst. Géol. Pol.) 106. Warszawa 1956.

ACTA GEOLOGICA POLONICA

ÉDITION TRIMESTRIELLE

(CONSPECTUS)

Vol. VI

Warszawa 1956

No. 3

T. ТЕЙССЕЙР

СЕДИМЕНТАЦИЯ ВЕРХНЕГО ДЕВОНА В МЕСТНОСТЯХ ПОГОРЖАЛА И ВИТОШУВ (ПОЛЬСКИЕ ЦЕНТРАЛЬНЫЕ СУДЕТЫ)

(Резюме)

Свободзицкая депрессия является сектором когда то обширного седиментационного бассейна, простиравшегося на рубеже Совиогурского блока и Судетских Каледонидов в верхнем девоне и самом нижнем кульме. Верхнедевонские породы в этой депрессии представляют собой преимущественно конгломераты, граувакки и сланцы, которые не были подвержены метаморфозису. Их мощность доходит до 1200 - 1300 м. По мнению автора эти образования следует отнести к дельтовому комплексу. Они образовались на скатах дельт погруженных под уровнем моря равно как и на поверхностях дельт, высоко приподнятых над морем, периодически затопляемых при высоком уровне воды.

Осаждение верхнедевонских пород в этом районе происходило во время сильных тектонических движений (домарсийская фаза по Е. Бедерке). Под влиянием этих движений наступило постепенное опускание центральной части седиментационного бассейна, к которому относится Свободзицкая впадина. Свидетельством этого является накопление мощных толщ осадков в районе этой депрессии в верхнем девоне. Опускание происходило неравномерно и было по всей вероятности непостоянное. Процесс непостоянного в пространстве и во времени осаднения проявлял периоды покоя. В то же время происходило поднятие краев седиментационного бассейна и его дальнейшего окаймления.

Прежде всего наступило здесь поднятие на обширном пространстве южного края бассейна, откуда потоки несли наибольшее количество терригенного материала. Край этот был преимущественно сложен совиогурскими гнейсами. Вначале он был прикрыт осадками трансгрессии верхнедевонского моря. Одновременно с поднятием береговой зоны успевшие отвердеть осадки подвергались эрозии, о чем свидетельствует наличие глыб, обломков и гальки верхнедевонских сланцев,

известняков, граувакк и мелкозернистых конгломератов, находимых в конгломератах и граувакках верхнего девона Свободзицкой депрессии.

Макрокластические осадки этой депрессии сложены однако преимущественно галькой и обломками пород более древнего метаморфического субстрата. Их можно отнести к парагнейсовому комплексу Собиогурского блока, но прежде всего — к литологическим элементам Каледонидов в Судетах. Эти элементы происходят с высоких горных массивов, воздвигающихся в то время на пространствах обнятых позже Центрально-Судетской депрессией и северно-чешскими впадинами.

Остатки этих массивов подверглись градации и ныне прикрыты мощным покровом осадков младшего палеозоя и мезозойскими образованиями, представленными главным образом осадками верхнего мела.

Кроме палеогеографических и фациальных проблем автор рассматривает вопрос интраформационных деформаций, выступающих в верхнем девоне на территории села Витошув. Эти деформации, по его мнению, наступали почти одновременно с процессом седиментации. Они образовались вследствие неравномерного отягощения свежих алевролитов более тяжелыми песками, при чем неоднократно происходил спływ обоих слоев в направлении ската морского дна. Явление это имело место на небольшом пространстве. В дислоцированных осадках оно выражено синусоидальной складчатостью на границе сланцев и выпележащих граувакк.

CONSPECTUS

H. TEISSEYRE

ON UPPER DEVONIAN SEDIMENTATION IN POGORZALA AND WITOSZÓW (MIDDLE SUDETEN, POLAND)

(Summary)

ABSTRACT: Upper Devonian palaeogeography and sedimentology is discussed of the SE portion of the Świebodzice depression (German: Freiberg). Further evidence is given that the Świebodzice depression is a distinct stratigraphic and tectonic unit, a fragment of that great Upper Devonian and Lower Culmian synclinorium extending between the gneissic block of the Góry Sowie Mts. (German: Eulengebirge) and the North Sudeten Caledonides. A description and interpretation are also given of the intraformational corrugations within the shale and greywacke series of the upper zone of the Hemberg (*Prolobites*) horizon in Witoszów (German: Bögendorf).

The Świebodzice depression is a distinct geologic unit within the Middle Sudeten, which differs strikingly from its environment not by the composition of its stratigraphic column only, but also by its tectonics. It constitutes a fragment of the originally much greater synclinorium formed during the Upper Devonian and the lowermost Culm between the gneissic block of the mountains called Góry Sowie and the North Sudeten Caledonides.

Upper Devonian rocks of the Świebodzice depression have formed under most particular conditions. They are represented by the molasse of the oldest Variscan mountains elevated in the Middle Sudeten and within some areas of North Bohemia.

In the SE portion of the Świebodzice depression, the Upper Devonian is represented by conglomerates, greywackes and shales, with a total thickness of from twelve to fifteen hundred meters. In this complex, organogenic limestones occur exceptionally only, in the shape of small lenses (fig. 1 p. 233 of the Polish text). They yield fossil remains of marine organisms, foremost those of corals, brachiopods and lime secreting algae belonging to the species *Sphaerocodium zimmermanni* Rothpl.

Occurrence of marine fauna is also sporadically noted in shales, much less frequently in greywackes. The majority of sediments display charred vegetable detritus, sometimes with large fragments of fossil flora.

The shales are often thinly and most rhythmically laminated showing regularly alternating light and darker laminae. Some of the lighter laminae consist mostly of quartz flour, while others, the darker ones particularly so, abound in argilla-

ceous minerals and not unfrequently in fine microscopic vegetable detritus. In thickness, the laminae here considered range as a rule from one to a few millimeters. Similar but coarser lamination is also sometimes shown in greywackes.

One of the most characteristic features of Upper Devonian rocks in the SE part of the Świebodzice depression are the changes both in vertical- (time) and horizontal (areal) parameter.

It is rather difficult to correlate stratigraphical units and it is impossible to determine the key horizons in the mentioned succession of beds.

Poor sorting of many conglomeratic beds is another most significant feature of the studied region. Pebbles, cobbles and even boulders occur here. They are cemented by a greywacke matrix, in association with more or less angular fragments of argillaceous shales and metamorphic rocks.

The volume of fine detrital material as against the volume of pebbles varies considerably. In many cases, however, detrital material predominates.

On ground of facial features, rocks building up the SE part of the Świebodzice depression may be referred to delta distributaries deposits. Grey silty shales and a major part of the accompanying greywacke deposits have formed on far stretching submarine delta slopes. Conglomerates have sedimented partly at the entrance of streams into the sea, where they have, to a certain extent, been outwashed and resorted by sea waves.

Nevertheless, owing to markedly poor sorting, as well as to irregular and indistinct bedding, a major part of conglomerates and associated greywackes may be referred to the fluvial facies. In all probability they must have formed within the topset beds of delta accumulation during seasonal floods.

Marked interest is also entailed by the origin of detrital material which builds up Upper Devonian deposits of the SE zone of the Świebodzice depression. This is illustrated by a table here below, showing the approximate petrographic composition of medium size conglomerates. The table proves that in the composition of medium-grained conglomerates within this zone, 17 percent falls to Upper Devonian pebbles. Pebbles derived from fragments of the Caledonian Range which was at that time affected by upward movement, and referable to the Cambro-Silurian, maybe to younger pre-Cambrian, make up fifty percent of conglomerates, if considered together with part of the quartz element. Material derivative from the Góry Sowie Mts. paragneissic block, viz. gneisses, granites, pegmatites and another portion of the quartz, contribute 30 percent only.

In the author's opinion the Caledonian material has been derived neither from Góry Kaczawskie Mts. (German: Bober-Katzbachgebirge), nor from their prolongation in the fore-Sudeten block, since it is strongly different from rocks occurring there. Further, the SE portion of the Świebodzice depression is separated from the Góry Kaczawskie Mts. and from their prolongation by a zone of Upper Devonian deposits without conglomerate beds.

CONSPECTUS

Fig. 9 (p. 247)

Intraformational corrugations at Witoszów

a fine-grained greywacke, occasionally showing indistinct cross-bedding; *b* sandy grey shale; *c* greywacke-silty shale; *d* coarse-grained greywacke, in parts conglomeratic; *e* fine-grained compact greywacke; *f* grey silty shale; *g* fine-grained thinly laminated compact greywacke; *h* grey silty shale; *i* unevenly grained greywacke

Fig. 10 (p. 249)

Intraformational corrugations at Witoszów

a conglomeratic greywacke; *b* silty greywacke

Arrows indicate movements of unconsolidated sediment particles during development of intraformational corrugations

Table I (facing p. 228 of the Polish text)

Geologic sketch map of the SE portion of the Swiębodzice depression

1 mantle of Pleistocene beds; 2 gneissic conglomerate (the Culm from Książ); Upper Devonian: 3 silty shales, 4 greywackes and conglomerates, 5 organogenic limestones, mostly of reef-origin; 6 greenstone shales and schistose keratophyres; 7 diabases; 8 paragneissic Góry Sowie Mts. complex; 9 faults (partly beneath the Quaternary series); 10 sites of occurrence of Upper Devonian fauna