



Project 53

UKD 551.733/734.022:563.719+561:581.332+56.016.3 konodonty:552.3/4(438–14:234.57 Lubań)

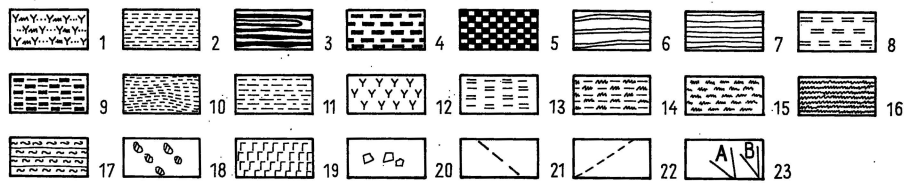
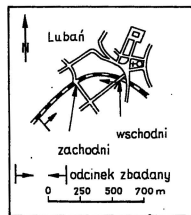
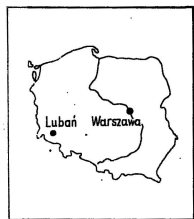
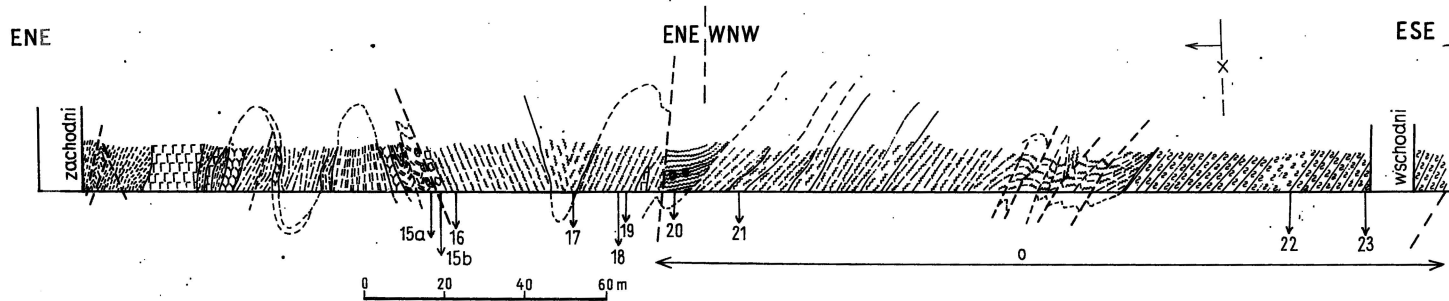
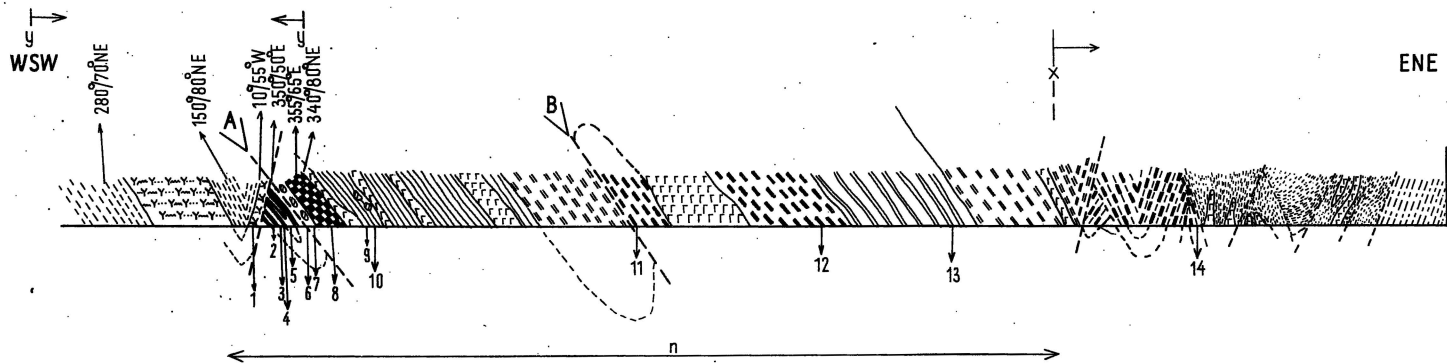
Maria CHOROWSKA, Krzysztof RADLICZ, Henryk TOMCZYK

Utwory ordowiku, syluru i dewonu w Lubaniu (Sudety, Góry Kaczawskie)

Przeprowadzono dokumentację paleontologiczną, stratygraficzną oraz próbę odtworzenia warunków sedimentacji łupków w większości ilasto-krzemionkowych, miejscami z fosforitami i wkładkami tuffów, tufitów oraz diabazów. Stwierdzono wiele poziomów produktów wulkanizmu: kwaśnego w ordowiku oraz zasadowego w sylurze i dewonie. Zwrócono uwagę na związek radiolarii i fosforytów z wulkanizmem.

WSTĘP

Podczas budowy linii kolejowej z Jeleniej Góry do Zgorzelca R. Peck zebrał z przekopu w Lubaniu graptolity, które H.B. Geinitz oznaczył jako dolnosylurskie (R. Peck, H.B. Geinitz, 1865). Zbiór R. Pecka, złożony w Muzeum Przyrodniczym w Görlitz, oraz graptolity, zebrane przez A. Kuntha (1863) dla Muzeum Paleontologicznego i Instytutu w Berlinie, były analizowane przez wielu badaczy z podaniem wniosków stratygraficznych (M. Schwarzbach, 1936; V. Stein, 1962; H. Jaeger, 1964). W 1971 r. I. Kornaś wykonała rowy wzdłuż południowej i północnej skarpy przekopu, na obszarze wychodni syluru graptolitowego znaczonej na mapie geologicznej ark. Lubań. Ponieważ nie znalazła graptolitów, zaliczyła występujące tu utwory do franu i famenu, a po uwzględnieniu wyników badań spormorf (J. Jerzykiewicz *vide* I. Kornaś, 1971) i konodontów (M. Chorowska, 1971) częściowo również do górnego syluru lub dolnego dewonu. Badania terenowe, które przeprowadziła M. Chorowska w obrębie całego przekopu, poparte analizą materiału paleontologicznego i warunków sedimentacji dokonana wspólnie z H. Tomczykiem i K. Radliczem, wykluczyły obecność osadów franu i famenu. W przekopie stwierdzono epimetamorficzne osady hemipelagiczne górnego ordowiku, syluru i dolnego dewonu, z którymi są związane wulkanity należące do różnych ogniw stratygraficznych. Ważne jest określenie wieku występujących tu wulkanitów, wchodzących w skład formacji spilitowo-keratofirowej Gór Kaczawskich, z którą wiąże się możliwość mineralizacji rudnej.



Udokumentowanie w profilu Lubania utworów górnego ordowiku poszerza znajomość stratygrafii metamorfiku południowej części Gór Kaczawskich. W powiązaniu ze stwierdzeniem w pobliżu Lubania hemipelagicznych utworów górnego dewonu (M. Chorowska, 1979) i fliszowych osadów górnego wizeny (M. Chorowska, 1978), stanowi to istotny wkład do poznania rozwoju waryscyjskich serii metamorfiku kaczawskiego.

Autorzy dziękują serdecznie prof. drowi J. Obercowi za rady i pomoc przy analizie stosunków tektonicznych, doc. dr H. Ozonkowej za współpracę w zakresie analizy materiału paleontologicznego oraz doc. drowi L. Sawickiemu za konsultacje terenowe. Katarzynie Pałce dziękują za pomoc w pracach terenowych i wyseparowanie konodontów, a Eugeniuszowi Krawczykowi za wykonanie zdjęć okazów.

Fig. 1. Profil geologiczny południowej skarpy przekopu kolejowego w Lubaniu
Geological section through southern slope of railway cutting at Luban

Ordowik: 1 - waka tufitowa przechodząca nieregularnie w łupkę tufitową, skała jasna, szara i żółtawa, 2 - łupki serycytowe, zielonawo-szare, brunatnoczerwone i czarnoczerwone z wkładkami łupków ilasto-mułwocowych, szarych i czarnych; najwyższy ordowik - najniższy sylur: 3 - łupki serycytowo-kwarcowe, żółte i różowawe, w partiach silnie zsylikowanych szarobieżowe i ciemnoszare, z wkładkami litydów; landower dolny: 4 - łupki krzemionkowo-ilaste i ilasto-krzemionkowe, czarnoszare, częściowo z substancją węglistą, z cienkimi wkładkami litydów; landower górny: 5 - łupki ilasto-krzemionkowe żółte i różowawe, w partiach silnie zsylikowanych szarobieżowe, z wkładkami litydów, 6 - łupki ilasto-krzemionkowe, czarnoszare; wenlock: 7 - łupki ilaste (częściowo ilowce) czarne i czarnoszare, w większości węgliste, 8 - łupki krzemionkowo-ilaste i krzemionkowe, częściowo z chlorytem, czarnoszare, podrzędnie brunatnoszare, 9 - łupki krzemionkowo-ilaste i krzemionkowe, częściowo z chlorytem, jasnoszare, sporadycznie brunatnoszare; wenlock - ludlow: 10 - łupki krzemionkowo-ilaste i ilasto-krzemionkowe, w większości z chlorytem, czarnoszare, 11 - łupki ilaste czarne i czarnoszare, w większości węgliste, 12 - tufy diabazowe, schlorityzowane, 13 - łupki krzemionkowo-ilaste, jasnoszare, częściowo z czarnymi plamami i smugami; wyższa część ludlowu dolnego - dewon dolny: 14 - łupki krzemionkowo-ilaste, podrzędnie krzemionkowe, niekiedy z substancją węglistą, miejscami wzbogacone w fosforan wapnia, jasnoszare, częściowo z czarnymi smugami, 15 - łupki ilaste, jasne, oliwkowożółte i zielonawoszare, częściowo z wkładkami mułowcowymi, 16 - łupki ilaste, czarne, węgliste, podrzędnie krzemionkowo-ilaste, czarnoszare; dewon dolny: 17 - łupki chlorytowo-serycytowo-kwarcowe z wkładkami mułowców kwarcowo-chlorytowych, jasne, oliwkowożółte i zielonawoszare; 18 - buły fosforytowe; 19 - diabazy; 20 - brekcja tektoniczna; 21 - uskoki i powierzchnie zruskowania; 22 - złóżnienia śródwarstwowe i drobne uskoki; 23 - strefy redukcji tektonicznej: A - brak landoweru dolnego, B - brak landoweru górnego i bliżej nie określonej części wenlocku; n - seria normalna; o - seria odwrócona; 1-23 - numery próbek; uwaga: część zachodnią i wschodnią profilu (odcinek y-y z pomiarami zalegania warstw) opracowała M. Chorowska na podstawie rysunku ściany lub danych punktowych, wynikających z robót ziemnych; środkowa część profilu (odcinek x-x) stanowi nieco zgeneralizowany rysunek ściany wykonany przez I. Kornas (1971)

Ordovician: 1 - tuffite wacke irregularly passing into tuffite shale, light, gray and yellow rock; 2 - green-gray, brown-red and black-red sericite shales with intercalations of gray and black clay-siltstone shales; uppermost Ordovician - lowermost Silurian: 3 - yellow and pinkish sericite-quartz shales, gray-beige and dark-gray in more strongly silicified parts and with lydite intercalations; Lower Llandovery: 4 - black-gray siliceous-clay and clay-siliceous shales sometimes with coaly matter and with thin lydite intercalations; Upper Llandovery: 5 - yellow and pinkish clay-siliceous shales, gray-beige in more strongly silicified parts and with lydite intercalations, 6 - black-gray clay-siliceous shales; Wenlock: 7 - black and black-gray clay shales (and, locally, claystones), usually with coal matter, 8 - black-gray or, sometimes, brown-gray siliceous-clay and siliceous shales, partly with chlorite, 9 - light-gray or, occasionally, brown-gray siliceous-clay and siliceous shales, partly with chlorite; Wenlock - Ludlow: 10 - black-gray siliceous-clay and clay-siliceous shales, usually with chlorite, 11 - black and black-gray, usually coaly clay shales, 12 - chloritized diabase tuffs, 13 - light-gray siliceous-clay shales, locally with black spots or streaks; upper part of Lower Ludlow - Lower Devonian: 14 - light-gray siliceous-clay or, locally, siliceous shales, sometimes with coal matter or admixture of calcium phosphate, partly with black streaks, 15 - light olive-yellow and green-gray clay shales, partly with siltstone intercalations, 16 - black, coaly or, sometimes, siliceous-clay black-gray shales; Lower Devonian: 17 - light, olive-yellow and green-gray chlorite-sericite-quartz shales with quartz-chlorite intercalations; 18 - phosphatic nodules; 19 - diabases; 20 - tectonic breccia; 21 - faults and overthrusts; 22 - infrastructural loosening and minor faults; 23 - zones of tectonic reduction: A - lack of Lower Llandovery, B - lack of Upper Llandovery and undefined part of Wenlock; n - normal series; o - reversed sequence; 1-23 - sampled points; note: western and eastern parts of the section (section y-y with measurements of strike and dip of strata) were elaborated on the basis of drawing of the wall or point data from earthworks by M. Chorowska; central part (section x-x) - somewhat simplified drawing of the wall after I. Kornas (1971)

OPIS PROFILU

W profilu występują utwory zmienione w płytkiej strefie metamorfizmu. Przemiany te ujawniły się przekształcaniem substancji ilastych, chlorytyzacją i skwarcowaniem, zaś w przypadku skał wulkanicznych – chlorytyzacją w facji zielenicowej. W ich nazewnictwie S. Maciejewski (*vide* I. Kornaś, 1971) zastosował przedrostek „meta” dla określenia skał pochodzenia osadowego oraz „epi” w odniesieniu do skał pochodzenia wulkanicznego.

W południowej skarpie przekopu, na podstawie której określono profil, rozpoznano skały osadowe z fosforytami i wulkanity (fig. 1).

Skały osadowe reprezentowane są przez utwory pelityczne i drobnoklastyczne z wkładkami skał organogenicznych (radiolarytów) z bardziej lub mniej wyraźnymi znamionami płytkiego metamorfizmu. Autorzy wyróżniają wśród nich: waki i łupki tuffitowe, łupki serycytowe i serycytowo-kwarcowe, łupki ilaste w większości z dużą ilością substancji węglistej, łupki ilasto-krzemionkowe bądź krzemionkowo-ilaste często z domieszką substancji węglistej, chalcedony (czarne = lidyty i ciemnoszare) częściowo organogeniczne (= radiolaryty), łupki krzemionkowo-ilaste z chlorytem, łupki ilaste z wkładkami mułowców oraz łupki i mułowce serycytowo-kwarcowo-chlorytowe. Są to skały w znacznej mierze czarne i ciemnoszare, rzadziej jasne, szare, zielonawoszare i żółtawe, niekiedy różowawe, z zachowaną niejednokrotnie wyraźną, drobną laminacją. Na szczególną uwagę wśród nich zasługują waki i łupki tuffitowe z zachodniej części profilu, powstałe z popiołów kwaśnego wulkanizmu. W podstawowej masie serycytowo-chlorytowej waki występuje w dużej ilości kwarc pochodzenia głównie piroklastycznego (tabl. I, fig. 1). W kilku miejscach (próbki 7, 10, 15a, 20) stwierdzono konkrecje fosforytowe (fig. 1), a lokalnie łupki krzemionkowo-ilaste wzbogacone w fosforyty (próbka 19).

Konkrecje fosforytowe występują w obrębie łupków ilastych i krzemionkowo-ilastych. Stwierdzono dwie odmiany. Pierwsza to konkrecje kuliste lub nieco owalne o budowie powłokowo-współśrodkowej (tabl. I, fig. 3). Zawierają one warstewki lub laminy ciemniejsze i jaśniejsze. Konkrecje te wykazują prawidłowość, polegającą na równoległym rozmieszczeniu szczątków organicznych, niezależnym od kierunku przebiegu powłok fosforanowych. Prawidłowość ta może świadczyć o poosadowym pochodzeniu konkrecji powłokowo-współśrodkowych. Powłoki są zróżnicowane pod względem składu mineralnego i chemicznego. W warstewkach i laminach ciemnych występuje koncentracja substancji fosforanowej, żelazistej, jak również organicznej. W warstewkach i laminach jaśniejszych przeważnie występują relikty pierwotnej substancji ilastej, o niezmienionym układzie łuseczek oraz nieregularne skupienia impregnacji krzemionkowej, układające się wzdłuż powłok ciemniejszych. W konkrecjach tych występują liczne *Dinoflagellata* (tabl. IV, fig. 2–5), podrzędnie stylioliny (tabl. III, fig. 2), igły gąbek sześciopromiennych (tabl. II, fig. 7), otwornice, pierścienice – *Favreina* sp., serpuloidy (tabl. II, fig. 5), radiolarie (tabl. II, fig. 4) oraz większe formy organiczne, określone jako problematyki (tabl. IV, fig. 1). Trafiają się również silnie zsylikowane szczątki, w których układ reliktowych otworków przypomina glony znane z niższego dewonu platformy wschodnioeuropejskiej (W.P. Masłow, 1956). W konkrecjach tych zwracają również uwagę nierównomiernie rozmieszczone, różnej wielkości, romboedryczne, podolomitowe skupienia kwarcu.

Dруга odmiana konkrecji różni się od pierwszej budową wewnętrzną i składem mineralnym. Brak w nich powłok współśrodkowych oraz nagromadzeń łuszczyków i ił. Zawierają podobny zespół szczątków organicznych jak konkrecje powłoko-

wo-współśrodkowe. Budowa wewnętrzna tych konkrecji jest kolomorficzna, złożona z cienkich, błonkowych inkrustacji fosforanowych wokół szczątków organicznych i nieregularnych skupień substancji węglistej i żelazistej (tabl. I, fig. 4). W przypadkach występowania większych, silnie zsylikowanych szczątków organicznych układ sferolitycznych błonek inkrustacyjnych przybiera formy nerkwate.

Wśród skał pochodzenia wulkanicznego wyróżniono diabazy i tufy diabazowe.

Diabazy z różnych odcinków profilu wykazują zróżnicowanie ilościowego składu mineralnego oraz cech strukturalno-teksturalnych. Listewkowe i tabliczkowe reliktury piroksenów i oliwinów, z wydzieleniami leukoksenowo-żelazystymi, oraz plagioklasy o pierwotnie dużym procencie anortytu wskazują, że lava, z której powstały diabazy, była bliska składem lawie bazaltowej. Albityzacja plagioklazów wywołana została późniejszymi procesami spilityzacji.

Wśród przeobrażonych skał piroklastycznych wyróżniono tufy diabazowe: wiroklastyczne i popiołowe oraz stwierdzono tufy o teksturze fluidalnej, złożone z reliktów tabliczek minerałów maficznych i plagioklazów, które strukturalno-teksturalnie przypominają skały andezytowe.

Opisane wyżej utwory są silnie pofałdowane i poprzesuwane wzdłuż licznych nieciągłości tektonicznych, niejednokrotnie podkreślonych brekcją tektoniczną (tabl. I, fig. 5). Ustalenie wiekowego następstwa warstw jest zatem utrudnione. Umożliwia to jednak dokumentacja paleontologiczna utworów z kilku odcinków profilu.

Istotna jest dokumentacja na podstawie graptolitów. R. Peck i H.B. Geinitz (1865) podali, że wśród graptolitów zebranych z przekopu występują gatunki *Monograptus sagittarius* Hiz., *M. colonus* Barrande, *M. sedgwicki* Portlock i *M. priodon* Bronn, które wskazują na landower (= walent), wenlok i ludlow. M. Schwarzbach (1936) oznaczył stąd *Monograptus* cf. *dubius* (Suess) i *Cyrtograptus* sp. dokumentujące wenlok. V. Stein (1962) wykazał na podstawie *Monograptus testis* (Barrande) i *M. priodon* typu *flemingi* poziom *testis*, czyli najmłodszy wenlok. Zarówno M. Schwarzbach, jak i V. Stein nie znaleźli przesłanek dla występowania w Lubaniu ludlowu.

H. Jaeger (1964) po kolejnej rewizji kolekcji R. Pecka i kilku okazów zebranych przez R. Hundta stwierdził, że łupki alunowe i krzemionkowe z graptolitami z przekopu Lubania należą w przewadze do wenloku, ludlowu i ogniwa odpowiadającego dolnodewońskim łupkom graptolitowym Turynгии. H. Jaeger, podobnie jak poprzednicy, rozpatrywał tylko ogólnie wiek łupków alunowych i krzemionkowych z graptolitami, bez uściślenia lokalizacji warstw w obrębie przekopu. Dokumentacja, przedstawiona w niniejszym artykule przez H. Tomczyka, stanowi zatem uzupełnienie dotychczasowych badań graptolitów. Miejsca, z których M. Chorowska pobrała faunę, są dokładnie określone w profilu.

Wśród graptolitów z zachodniej części przekopu H. Tomczyk stwierdził gatunki, które mogą wskazywać na: landower dolny (próbka 12: *Coronograptus* sp. typu *gregarius* ?); landower górny, poziom *Monograptus crispus* lub *Monoclimacis griestoniensis* (próbka 6: *Monograptus discus* Törnquist, *M. marri* Perner, *Oktavites spiralis* (Geinitz), *Spirograptus* sp., *S. flagellaris* (Törnquist), *S. cf. flagellaris* (Törnquist)); pogranicze landoweru i wenloku, a więc najwyższy poziom landoweru *Stomatograptus grandis* oraz najniższy poziom wenloku, a więc *Cyrtograptus murchisoni*? (próbka 9: *Cyrtograptus* sp. ?, *Monograptus priodon* Bronn, *M. ? probosciformis* Bouček, *M. cf. probosciformis* Bouček, *Retiolites* sp., *R. geinitzianus* Barrande, *R. cf. geinitzianus* Barrande, *Stomatograptus* sp., *S. cf. grandis* (Suess)); wreszcie na wenlok dolny (próbka 14: *Cyrtograptus* sp., *Monoclimacis* sp.).

M. Chorowska znalazła jedynie 2 graptolity (próbka 20) we wschodniej części przekopu, skąd zapewne pochodził materiał (ludlow i dolny dewon) opisywany przez H. Jaegera (1964). Na obecność w tej części przekopu najwyższego syluru lub niższej części dolnego dewonu wskazują konodonty uzyskane z próbek 17, 19 i 21 (M. Chorowska, 1971). W zespole z próbki 19 występują: *Hindeodella equidentata* Rhodes, *Ligonodina* sp., *L. cf. elegans* Walliser, *L. salopia* Rhodes, *L. cf. salopia* Rhodes, *L. silurica* Branson et Mehl, *Lonchodina* sp. div., *Neoprioniodus* sp., *N. latidentatus* Walliser, *Ozarkodina* sp. div., *O. media* Walliser, *O. cf. media* Walliser, *Plectospathodus extensus lacertosus* Philip, *P. cf. extensus lacertosus* Philip, *Trichonodella* sp., *T. cf. inconstans* Walliser, *T. cf. symmetrica* Branson et Mehl.

Wymienione gatunki występują w utworach syluru głównie górnego i dewonu dolnego. Jedynie *Ligonodina elegans* Walliser znana jest tylko z syluru górnego. Stwierdzony w omawianym zespole pojedynczy okaz oznaczony jako *Ligonodina cf. elegans* (tabl. III, fig. 3) ma jednak odmiennie niż u tego taksonu zakończoną gałąź tylną. Być może, jest to podgatunek, który może mieć szerszy zasięg stratygraficzny. Stwierdzone w wymienionych zespołach gatunki *Neoprioniodus latidentatus* Walliser (tabl. III, fig. 4a, b) i *Plectospathodus extensus lacertosus* Philip (tabl. III, fig. 5a, b) wskazują, że analizowane utwory pochodzą z okresu od wyższej części dolnego ludlowu po dewon dolny. Dolna granica wieku warstw, w których je stwierdzono, nie może zatem sięgać poniżej pogranicza poziomów *Neodiversograptus nilssoni* i *Saetograptus chimaera*.

Na podstawie konodontów można wnioskować o obecności w zachodniej części przekopu utworów z pogranicza ordowiku i syluru. W próbce 3 (fig. 1) stwierdzono, oprócz dużej ilości okruczków pojedynczych stożków, niezidentyfikowane gatunkowo formy z rodzaju *Amorphognathus*, *Ozarkodina* i *Spathognathodus*. Rodzaj *Amorphognathus* Branson et Mehl pojawia się w ordowiku (środkowy? arenig) i trwa do górnego arenigu, a prawdopodobnie i do wczesnego syluru (Catalogue of Conodonts, 1977), przy czym w ordowiku jest reprezentowany bardzo licznie. W analizowanym przypadku okaz z rodzaju *Spathognathodus* może wskazywać na górny ordowik lub najniższy sylur, pojawia się on bowiem pod koniec ordowiku, nieco poniżej karadoku (M. Lindström, 1964, p. 44).

Do dokumentacji utworów z zachodniej części przekopu wykorzystano *Acritarcha*. J. Jerzykiewicz (fide I. Kornaś, 1971) podała, że stan zachowania *Acritarcha*, przy ich małej liczbie, nie pozwala na wyciągnięcie ostatecznego wniosku co do wieku warstw. Odpowiednio do interpretacji wymienionej autorki, która przyjęła dla analizowanych utworów wiek dolnodewoński?, uzasadniony jest wniosek, że *Acritarcha* te pochodzą z osadów wyższego syluru i dolnego dewonu. Zespół *Acritarcha*, który opisała J. Jerzykiewicz, reprezentowany jest głównie przez okazy: z rodzaju *Protoleiosphaeridium* Tim., 1959, *Micrhystridium* (Deflandre) emend. Deflandre, 1937, *Multiplicisphaeridium* Stapl. (1961) oraz z grupy *Acritarcha* Evitt (1963) z podgrupy *Sphaeromorphitae* Downie, Evitt et Sarjeant (1963), należące do rodzaju: *Arabisphaera fossilis* Homer et Nygreen (1967), *Leiosphaeridia* (Eisenack 1958), emend. Downie et Sarjeant 1963 oraz do rodzaju *Portalites* Homer et Nygreen (1967), *Fossilites* Homer et Nygreen (1967) i *Quisquilites* Wilson et Urban (1963).

Z przedstawionej dokumentacji paleontologicznej wynika, że w rozpatrywanym profilu występują utwory z okresu od co najmniej najwyższego ordowiku lub najniższego syluru do niższej części dolnego dewonu włącznie. W tym świetle uzasadnione wydaje się, że jasne, w większości żółtawe i zielonawe łupki serycytowo-

-chlorytowo-krzemionkowe z wkładkami mułowców kwarcowo-chlorytowych z południowo-wschodniej partii przekopu są utworami wyższej części dolnego dewonu. Wniosek ten wypływa z założenia ciągłości sedymentacji rozpatrywanych osadów. Nie wyklucza się przy tym ewentualnego braku w profilu osadów z poszczególnych ogniw stratygraficznych, wywołanego czynnikami tektonicznymi.

Diabazy występują w obrębie osadów różnych ogniw stratygraficznych, co wyraźnie wskazuje na wieloetapową działalność wulkaniczną. W osadach różnego wieku stwierdzono też fosforyty, wykazując tym samym, że nie stanowią one poziomu przewodniego. Poprzednio przyjmowano, że były fosforytowe występują jedynie u podstawy ludłowu, w przedziale od poziomów *dubius nassa* do poziomu *nilssoni* (H. Jaeger, 1964, p. 252). Należy tu dodać, że w Zdanowie (Góry Bardzkie) były fosforytowe obecne są również w utworach różnych poziomów syluru i dewonu dolnego (M. Chorowska, J. Oberc, 1980).

CHARAKTERYSTYKA PALEONTOLOGICZNA

W utworach osadowych niemal całego profilu występują radiolarie, *Acri-tarcha* i *Dinoflagellata*. W poszczególnych przedziałach stwierdzono graptolity i konodonty. Ponadto zaobserwowano niejednokrotnie otwornice, igły gąbek, pierścienice, stylioliny, fragmenty pancerzy trylobitów, relikty małżoraczek oraz glony, m.in. rodolity (tab. 1). Nie notowane dotychczas tak bogate i zróżnicowane występowanie szkieletów form organicznych stwierdzono głównie dzięki szczegółowej analizie ponad osiemdziesięciu płytek cienkich.

Powyższy materiał paleontologiczny umożliwił w części przypadków dokumentację wieku warstw skalnych. Posłużył też jako wskaźnik przy określeniu warunków sedymentacji osadów.

Otwornice jedno- i wielokomorowe stwierdzono przeważnie w postaci reliktyw silnie zsylikowanych (tab. II, fig. 3).

Radiolarie są obecne w większości odmian skał osadowych. Często występują w dużym nagromadzeniu, stanowiąc niekiedy podstawową masę skały. Rekrystalizacja, przeważnie całkowita, uniemożliwia oznaczenia taksonomiczne (tab. II, fig. 4).

Gąbki. Zaobserwowano igły gąbek czteropromiennych i sześciopromiennych (tab. II, fig. 6, 7).

Pierścienice. Stwierdzono pierścienicę podobną do *Favreina solevensis* oraz formę, którą uznano za serpuloid (tab. II, fig. 5).

Stylioliny zachowały się nielicznie, głównie w bułach fosforytowych (tab. III, fig. 2).

Trylobity. Obecność ich przyjęto na podstawie analizy form wypełnionych drobnokrystalicznym kwarcem, który stanowi wtórne podstawienia w pancerzach (tab. III, fig. 1).

Małżoraczki stwierdzono w postaci zsylikowanych skorupki zarówno w łupkach, jak i bułach fosforytowych.

Graptolity występują w niektórych warstwach w dużej ilości. Analizowane były okazy widoczne na powierzchniach warstwowania oraz w płytkach cienkich. Stan ich zachowania jest na ogół słaby, co ma związek z tektonicznym zaangażowaniem skał.

Konodonty w postaci okruchów bądź śladów zaobserwowano w płytkach cienkich i na powierzchniach trawionych kwasem fluorowodorowym. Całe formy stwierdzono niekiedy na powierzchniach pęknięć, przy kruszeniu skały.

konodontów nadających się do oznaczeń taksonomicznych, uzyskanych z ok. 500 kg skały, wyklucza możliwość przypadkowego braku tych form w opisywanych zespołach.

Acritarcha wyseparowane ze skał metodami chemicznymi oznaczyła gatunkowo J. Jerzykiewicz (*vide* I. Kornaś, 1971). Liczne osobniki zidentyfikowane jako *Acritarcha* i *Dinoflagellata* stwierdzono też w płytkach cienkich. Zróżnicowanie *Dinoflagellata* wykazują w niepełnym stopniu zdjęcia na tabl. IV, fig. 2–5.

Głony zaobserwowano w kilku przypadkach w formie skupień, wśród których zidentyfikowano rodzaj *Solenopora*. W próbkach 3 i 5 (fig. 1) znaleziono rodolity o średnicy do 1 cm widoczne zarówno w płytkach cienkich, jak i na zglądach powierzchniowych (tabl. IV, fig. 6).

Problematyki. W płytkach cienkich z buł fosforytowych stwierdzono formy, których dotychczas nie udało się oznaczyć (tabl. IV, fig. 1).

Najlepiej zachowane szczątki organiczne znajdowano w bułach fosforytowych. Zsylikowane formy widoczne są tutaj kontrastowo na tle substancji fosforanowej.

ANALIZA PETROGENETYCZNA

W ordowicko-dewońskim profilu z Lubania występują łupki utworzone w głównej mierze z substancji ilastej, hydromik, w tym illitu. Osady te powstały w strefie hemipelagicznej odznaczającej się warunkami energetycznymi wód spokojnych, w zasięgu prądów dennych i okresowo silnych sztormów spowodowanych ruchami sejsmicznymi dna morskiego. Warunki batymetryczne mogły się zmieniać, ale sedimentacja odbywała się zawsze poniżej podstawy falowania. Rozwój radiolarii i osadów krzemionkowych wiązał się ściśle ze wzbogaceniem wód i osadów w krzemionkę w wyniku desylikacji wulkanitów, podobnie jak we współczesnych osadach Pacyfiku (I.V. Khvorova, 1968). Desylikacja produktów wulkanicznych doprowadziła również do powstania fosforytów.

O głębokości sedimentacji możemy wnioskować na podstawie kilku czynników. Igły gąbek sześć- i czteropromiennych wskazują na sedimentację hemipelagiczną odbywającą się poniżej podstawy falowania. Osadzanie miało miejsce w obrębie źle przewietrzanego zbiornika, w warunkach redukcyjnych, na co wskazują nagromadzenia pseudomorfoz getytu po pirycie pochodzenia bakteryjnego (A. Rydzewski, 1969). Potwierdzeniem tego jest substancja węglista rozproszona w osadach. Warunki batymetryczne można nieco uściślić wiążąc występowanie fosforytów z osadami zawierającymi faunę pelagiczną. Badania oceanograficzne skłonu kontynentalnego Ameryki (A. Soutar, W.C. Burnett, 1979) wykazują, że zasięg głębokościowy kongrecji fosforytowych wynosi obecnie od 400 do 500 m. Wielu badaczy uważa jednak, że fosforyty wiążą się ze strefami minimalnego natleniania wód i w licznych przypadkach mogą się tworzyć jeszcze o kilkaset metrów głębiej. Uwzględniając te obserwacje można sądzić, że rozpatrywane osady z fosforytami powstały na głębokościach rzędu 700–1000 m.

Aktywność wód spokojnych wzrastała okresowo w związku z działalnością prądów dennych. Wskazuje na to głównie ułożenie smużyste szczątków organicznych i łuseczek sercyty.

Okresowo zaznaczyła się też silna działalność sztormowa związana z ruchami sejsmicznymi. Z czynnikami tymi można wiązać rozrywanie glonów w strefach ich pierwotnego występowania (bariery lub partie brzegowe) i przeniesienie rodolitów w strefę, w której tworzyły się badane osady. Rodolity stwierdzono w obrębie kilku warstw łupków najwyższego ordowiku lub najniższego syluru. Podobnie

jak rodolity, składnikiem allochemowym analizowanych osadów zdają się być otwornice.

Charakter osadów uzależniony jest nie tylko od głębokości. Widoczny jest wyraźny związek powstawania utworów krzemionkowych, w tym radiolarytów, z dopływem krzemionki z materiału wulkanicznego. Działalności wulkanicznej dowodzi stwierdzenie w kilku przypadkach w radiolarytach zdewitryfikowanego szkliwa, a w łupkach krystaloklastów chlorytu (tabl. I, fig. 2) i biotyту.

W procesach rozkładu materiałów piroklastycznych i wylewnych w wyniku halmyrolizy uwalniane były związki Mg, Ca i P. Doprowadziło to do podwyższenia pH do 8 i wytrącenia węglanów w postaci dolomitów oraz do nagromadzenia fosforanów.

O wytrącaniu dolomitów w chalcedonitach mogą np. świadczyć relikty mikroromboedrów dolomitu, mikrostylolity (tabl. II, fig. 1) i szczeliny wypełnione pierwotnie węglanami, a obecnie zastąpione kwarcem. Żyłki kwarcowe wyróżniają się bezbarwnością w stosunku do skały przyprószonej substancją węglistą i żelazistą. Może to sugerować, że pierwotnym wypełnieniem mikrostylolitów oraz szczelin była czysta substancja węglanowa, w późniejszym okresie podstawiona przez kwarc. Inne mikrostylolity i szczeliny wypełnione są kwarcem z substancją węglistą lub żelazistą. Prawdopodobnie kwarc powstał przez metasomatyczne podstawienie dolomitu w szczelinach pierwotnie węglanowo-bitumicznych i węglanowo-żelazistych.

Obserwacje mikroskopowe, a także terenowe wskazują dobitnie, że kongrecje fosforytowe występują najczęściej w sąsiedztwie skał wulkanicznych, zarówno diabazów, jak tufów i tufitów. Związek paragenetyczny fosforytów z wulkanizmem wykazała I. Kura (1967) w profilu osadów sylurskich w Zdanowie, gdzie tufy zawierają do 1,5% P_2O_5 . Z trzeciorzędowym wulkanizmem zasadowym, w tym również z bazaltami rejonu Lubania wiąże fosforany K. Szpila (1966). Szersze rozważania związków paragenetycznych fosforytów z różnowiekowym wulkanizmem zasadowym przedstawiają N.G. Brodskaya (1974) i A.V. Piejve i in. (1979).

Brak materiału terygenicznego w jednym z dwóch wyróżnionych typów kongrecji fosforytowych oraz odmiennosc ich budowy wewnętrznej wskazują, że typy te tworzyły się w dwóch etapach rozwoju osadu jako syngenetyczne i wczesno-diagenetyczne. Zbliżony skład szczątków fauny sugeruje, że oba typy kongrecji powstały w podobnej strefie. Kongrecje o budowie kolomorficzej, zawierające jedynie szczątki fauny, utworzyły się w wyniku wytrącenia koloidu fosforanowego w luźnym osadzie na granicy osad/woda, są więc syngenetyczne. Kongrecje warstwowo-współśrodkowe, zawierające równoległe, nienaruszony układ materiału terygenicznego, allochemowego i ortochemowego, powstały w osadzie i należą do kongrecji cementacyjnych. Wydaje się, że warstwowo-współśrodkowe zróżnicowanie substancji fosforanowej w osadzie można jedynie wyjaśnić teorią dyfuzyjną. Należy podkreślić, że w niektórych przypadkach (próbki 7 i 15a) występują oba typy kongrecji obok siebie, a w innych jedynie kongrecje monogeniczne.

Problem krzemionki i skwarcowania osadów jest złożony. Występuje tutaj krzemionka syngenetyczna związana z rozkładem popiołów wulkanicznych i rozwojem radiolarii. Widoczna jest też wyraźnie krzemionka diagenetyczna, związana z koncentracją SiO_2 w chalcedonitach. Jej geneza uwarunkowana jest wytrącaniem się koloidów krzemionkowych w środowisku kwaśnym, o niskiej wartości pH.

W procesie powstawania skał brała również udział krzemionka wczesnoepigenetyczna, pozostająca w związku z przemieszczaniem porowych roztworów krzemionkowych w osadzie. Przykładem tego są zsylikowane kryształy dolomitów i szczątki organiczne w fosforytach. Z etapem wczesnej epigenezy wiąże się też

prawdopodobnie skwarcowanie łupków i miejscowe powstanie konkretyjnych form krzemionkowych, w których jest zachowana wyraźnie pierwotna laminacja osadów (tabl. II, fig. 2).

Kwarc szczelinowy pochodzi z kilku generacji. Do pierwszej, starszej, należą metasomatyczne podstawienia kwarcem dolomitu w szczelinach czysto węglanowych bądź węglanowo-bitumicznych i węglanowo-żelazistych. Szczeliny te powstały co najmniej w 2 etapach. Świadczy o tym ich wzajemne poprzecinanie oraz wypełnienie rdzeni niektórych z nich substancją węglistą bądź żelazistą. Kwarc wypełniający szczeliny nie wykazuje jednak jakiegokolwiek zróżnicowania, a więc należy zapewne do jednej generacji wypełnień. Drugą generację stanowią szczeliny kwarcowo-żelaziste z grudkowymi lub żyłkowymi nagromadzeniami getytu, rozmieszczonymi na ściankach skały lub w centralnych częściach żyłek.

Szczeliny trzeciej generacji są czysto kwarcowe. Przecinają one wszystkie wymienione dotychczas typy szczelin, a pocięte są jedynie przez spękania zabliźnione getytem. Wśród mikrostylolitów stwierdzonych w wielu próbkach występują podobne generacje. Są tu też wypełnienia kwarcowo-organiczne, być może, węgliste, kwarcowo-żelaziste i czysto kwarcowe.

Z obserwacji różnych generacji szczelin wypełnionych kwarcem, substancją węglistą i getytową oraz uskokowych przesunięć szczelin starszej generacji względem szczelin młodszych (tabl. I, fig. 6) można wnioskować o wieloetapowych deformacjach tektonicznych rozważanych osadów.

W omawianych skałach występuje też kwarc hydrotermalny. Szczeliny wypełnione tym kwarcem odznaczają się obustronną, krustyfikacyjną budową, często z zaznaczeniem wzrostu szczołek krystalicznych kwarcu. Niekiedy szczołki te są zbudowane z prawie igielkowych kryształów, wzrastających prostopadłe do ścianek szczeliny. Często między szczołkami krystalicznymi występują wypełnienia chlorytu, fosforanów oraz liczne, kostkowe wykształcenia noseanu, z większymi lub mniejszymi wydzieleniami związków Fe. Kwarc sferolitycznie obrasta kryształy noseanu lub jego żelaziste pseudomorfozy. Do kwarcu hydrotermalnego zaliczono też soczewkowe skupienia kwarcu włóknistego, z centralną częścią wypełnioną odłupkiem otaczającej skały lub związkami Fe. Miejscami występuje mikrodyspersyjna substancja izotropowa, przyprószona pigmentem tlenków Fe i otoczona włóknistym kwarcem. Tego rodzaju skupienia można uznać za kwarc geodowy.

UWAGI O TEKTONICE

Badany profil leży w polu płaszczowinowej jednostki Bolkowa wydzielonej przez H. Teisseyre'a (H. Teisseyre, K. Smulikowski, 1953). W myśl poglądów tego autora jest ona silnie wtórnie pofałdowana i nasunięta ku południowi. W tym też kierunku zanurzone jest jej czoło. Profil w Lubaniu jest krótki, zważywszy że przecina skośnie kierunek osi jednostek tektonicznych tej części Gór Kaczawskich. Badania nie mogą więc stanowić poważnego przyczynku dla znajomości tektoniki jednostki Bolkowa, zwłaszcza że interpretacja form tektonicznych tu odsłoniętych jest niejasna.

Badania biostratygraficzne wykazały, że w kierunku wschodnim występują coraz to młodsze ogniwa stratygraficzne. W profilu można wyróżnić trzy odcinki. W odcinku zachodnim seria jest normalna, we wschodnim odwrócona. W środkowym odcinku na podstawie kierunków upadów warstw można wyróżnić kilka fałdów, lecz wyniki badań stratygraficznych nie pozwalają ocenić czy znajdują się one w pozycji normalnej, czy też odwróconej. Zagadnienie tektoniki profilu nie może przeto być w pełni rozwiązane.

WNIOSKI

W wyniku analizy paleontologicznej i petrograficznej serii skalnej profilu w Lubaniu można wnioskować, że:

1. Sedymentacja od górnego ordowiku po wyższą część dolnego dewonu (ems) odbywała się w strefie hemipelagicznej o głębokości 700–1000 m.

2. Między ordowikiem a sylurem istnieje ciągłość sedymentacji. W strefie granicznej występują pelity, głównie ilasto-krzemionkowe z wkładkami chalcedonitów, podobnie jak w seriach kaczawskich koło Krępnicy na zachód od Bolesławca (I. Kornaś, 1974) i w otworze Chocianów IG 3 na bloku przedsudeckim (J. Jerzmański, 1975). Ciągłość sedymentacji między ordowikiem a sylurem na Łużycach wykazał H. Brause (1969). Fakty te uwidaczniają brak przejawów fazy takońskiej w obrębie serii kaczawskich. Znaczenie fazy takońskiej ograniczają wyraźnie ostatnie doniesienia z rejonu północno-wschodniego obrzeżenia Górnośląskiego Zagłębia Węglowego, gdzie również wykazano ciągłość sedymentacji między ordowikiem a sylurem (K. Piekarski, A. Siewniak-Witruk, 1978; K. Piekarski i in., 1980).

3. W górnym ordowiku, sylurze i dolnym dewonie miała miejsce ożywiona działalność wulkaniczna. Tufy i tufity oraz materiał piroklastyczny stwierdzony w łupkach wskazują na synsedymentacyjny charakter wulkanizmu.

4. Powstanie fosforytów wiąże się ściśle ze zjawiskami wulkanicznymi.

Oddział Dolnośląski
Instytutu Geologicznego
Wrocław, al. Jaworowa 19
Zakład Petrografii, Mineralogii i Geochemii
Zakład Geologii Regionalnej Obszarów Platformowych
Instytutu Geologicznego
Warszawa, ul. Rakowiecka 4
Nadesłano dnia 12 czerwca 1980 r.

PIŚMIENNICTWO

- BRAUSE H. (1969) – Das verdeckte Altpaläozoikum der Lausitz und seine regionale Stellung. Abh. Deutsch. Akad. Wiss. Berlin.
- BRODSKAYA N.G. (1974) – Role of volcanism in phosphorite formation. Ac. Bc. USSR, Publ. Off. Nauka, 258.
- CATALOGUE OF CONODONTS, t. III (1977) – Editor W. Ziegler. Stuttgart.
- CHOROWSKA M. (1971) – Badania litologiczne i stratygraficzne wybranych profili w rejonie Lubania. Orzeczenie stratygraficzne na podstawie konodontów. Arch. Inst. Geol. Wrocław.
- CHOROWSKA M. (1978) – Wizeńskie wapienie w epimetamorficznym kompleksie Gór Kaczawskich (Sudety). Roczn. Pol. Tow. Geol., 48, p. 245–261, z. 2.
- CHOROWSKA M. (1979) – Stratygrafia na podstawie konodontów utworów starszego paleozoiku z wybranych profili zachodniej części Gór Kaczawskich. Arch. Inst. Geol. Wrocław.
- CHOROWSKA M., OBERC J. (1980) – The stratigraphy and tectonics of the Uppermost Silurian and Lower Devonian of the Zdanów Section (Góry Bardzkie Mts, Sudety Mts) in the light of conodont studies. Kwart. Geol., 24, p. 193–207, nr 2.
- JAEGER H. (1964) – Monograptus hercynicus in den Westsudeten und das Alter der Westsudeten – Hauptfaltung, Teil I. Geologie, 13, p. 249–277, nr 3.

- JERZMAŃSKI J. (1975) – Biskupin IG 1, Nowa Kuźnia IG 2, Chocianów IG 3. Profile Głęb. Otw. Wiertn. Inst. Geol., z. 23. \
- KHVOROVA I.V. (1968) – Geosynclinal siliceous rocks and some problems of their origin. In: Genesis and classification of sedimentary rocks. Proc. Sec. 8. Report of 23 Session Internal. Geol. Congr. Czechoslovakia, Academia, Prague.
- KORNAŚ I. (1971) – Profil litologiczno-stratygraficzny warstw skalnych z przekopu kolejowego w Lubaniu Śląskim. Arch. Inst. Geol. Wrocław.
- KORNAŚ I. (1974) – Dolny sylur w Górach Kaczawskich na podstawie fauny graptolitowej. Kwart. Geol., 18, p. 433–434, nr 2.
- KUNTH A. (1863) – Graptolithen in der Gegend von Görlitz. Z. Dtsch. Geol. Ges., 15, p. 243.
- KURA I. (1967) – Fosforyty sylurskie w Górach Bardzkich. Kwart. Geol., 11, p. 941–942, nr 4.
- LINDSTRÖM M. (1964) – Conodonts. Elsevier Publishing Company. Amsterdam, London, New York.
- PECK R., GEINITZ H.B. (1865) – Graptolithenschiefer bei Lauban. N. Jb. Miner. Geol. Paleont., p. 459.
- PIEJVE A.V., GERBOVA V.G., KRASHENINNIKOV V.A. (1979) – Lithology and geochemistry of sediments of the Pacific (Transpacific profile). Ac. Sc. USSR, Publ. Off. Nauka, 334.
- PIEKARSKI K., SIEWNIAK-WITRUK A. (1978) – O występowaniu ordowiku w okolicy Mrzygłodu. Prz. Geol., 26, p. 647–648, nr 11.
- PIEKARSKI K., TRUSZEL M., WOLANOWSKA J. (1980) – Charakterystyka litologiczno-petrograficzna utworów syluru z obszaru Myszków–Mrzygłód. Prz. Geol., 28, p. 85–92, nr 2.
- RYDZEWSKI A. (1969) – Problem występowania i genezy pirytu w obrębie skał cechsztyńskich monokliny przedsudeckiej. Kwart. Geol., 13, p. 811–819, nr 4.
- SCHWARZBACH M. (1936) – Oberlausitzer Schiefergebirge und Boberkatzbachgebirge – ein stratigraphisch-tektonischer Vergleich. Abh. Naturforsch. Ges. Görlitz, 32, p. 31–63, z. 3.
- SOUTAR A., BURNETT W.C. (1979) – Distribution of phosphorite in relation to the oxygen minimum layer off the West Coast of South America. In: Report on the marine phosphatic sediments workshop (editor: W.C. Burnett, R.P. Sheldon). Honolulu.
- STEIN V. (1962) – Beitrag zur Graptolitenfauna der Oberlausitz. Abh. Ber. Naturkundemus. Görlitz, 37, nr 2.
- SZPILA K. (1966) – Fosforan wapniowy w szczelinach bazaltów Zaręby Górnej koło Lubania. Arch. Miner., 26, p. 99–117, z. 1–2.
- TEISSEYRE H., SMULIKOWSKI K. (1953) – Przekrój przez południową część Gór Kaczawskich koło Bolkowa. Roczn. Pol. Tow. Geol., 21, p. 387–399, z. 4.
- МАСЛОВ В.П. (1956) – Ископаемые известковые водоросли СССР. Тр. Инст. Геол., 160. АН СССР. Москва.

Мария ХОРОВСКА, Кжиштоф РАДЛИЧ, Генрик ТОМЧИК

ПОРОДЫ ОРДОВИКА, СИЛУРА И ДЕВОНА В ЛЮБАНЕ (СУДЕТЫ, КАЧАВСКИЕ ГОРЫ)

Резюме

Возраст граптолитовых сланцев в Любани, начиная с 1865 г, определялся несколько раз как нижнесилурский и частично как низы нижнего девона. Благодаря изучению, авторы статьи установили, что эпиметаморфическая серия, наблюдаемая в железнодорожной выемке в Любани, охватывает верхи ордовика, силура вплоть до верхов нижнего девона включительно. Она

состоит из первичных пелитовых мелкозернистых пород с прослойками органогенных (радиоляриты) отложений, содержащих в нескольких интервалах разреза фосфоритовые конкреции. В её состав в большом количестве входят диабазы и диабазовые туфы.

Рассматриваемая серия образовалась в гемипелагической зоне, энергетические условия в которой обусловлены спокойными водами в зоне донных течений. Батиметрические условия могли измениться, но седиментация всегда происходила ниже уровня волновых движений (700—1000 м). Обогащение вод и осадков кремнием в результате десилификации вулканитов, привело к развитию радиолярий и кремнистых осадков. Десилификация вулканических продуктов обусловила появление фосфоритов. Два типа фосфоритовых конкреций (1 — покровно-концентрического строения и 2 — коломорфного образовались в течение двух этапов седиментации как сингенетические и раннедиагенетические.

Вулканизм был седиментационным, о чём свидетельствуют туфы и туффиты, а также следы вулканического стекла и одночные хлоритовые и биотитовые пирокласты в большинстве сланцев ордовика, силура и нижнего девона.

Возрастная очерёдность пластов (фиг. 1, таб 1), а частично и условия седиментации определены по анализу палеонтологического материала. В осадочных породах почти во всём разрезе залегают радиолярии, *Acritarcha* и *Dinoflagellata*. В отдельных интервалах обнаружены граптолиты и конодонты. Кроме того неоднократно встречались фораминиферы, иглы губок, кольчатые черви, стилиолины, части панциря трилобитов, реликты остракод и водоросли, в частности родолиты.

Maria CHOROWSKA, Krzysztof RADLICZ, Henryk TOMCZYK

ORDOVICIAN, SILURIAN AND DEVONIAN ROCKS AT LUBAŃ (KACZAWA MTS, SUDETY MTS)

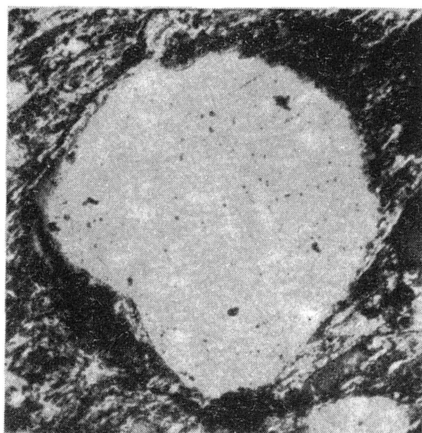
Summary

Since 1865, graptolite-bearing shales from Lubań were often dated at the Lower Silurian and, partly, even lower part of the Lower Devonian. The studies carried out by the present authors showed that epimetamorphic series exposed in railway cutting at Lubań ranges in age from the uppermost Ordovician to upper parts of the Lower Devonian, inclusively. It was originally comprising pelitic and fine-clastic deposits with organogenic intercalations (radiolarites) as well as phosphatic nodules limited to some intervals of the succession. The share of diabases and diabase tuffs is fairly high here.

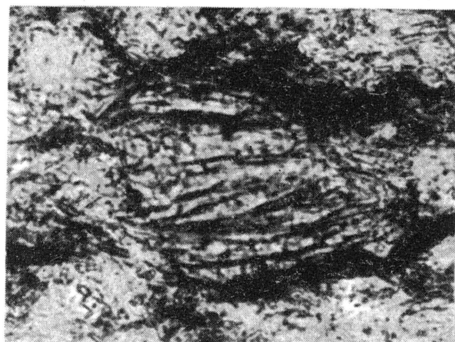
The series originated in hemipelagic zone, characterized by low water turbulence and affected by bottom currents. Bathymetric conditions could vary but sedimentation has always been taking place beneath the base of waving (700—1000 m). The enrichment of water and sea-floor sediments in silica, connected with desilification of volcanic material, resulted in development of radiolarians and siliceous deposits. The desilification also resulted in origin of phosphatic nodules. Two types of such nodules, characterized by envelope-concentric and colomorph structures, respectively, were originating at two stages in development of deposits as syngenetic and early-diagenetic ones.

Synsedimentary nature of volcanic phenomena is shown by the presence of tuffs and tuffites as well as traces of volcanic glass and single chlorite and biotite pyroclasts in the major part of Ordovician, Silurian and Lower Devonian shales.

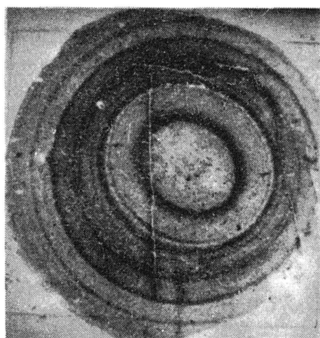
The stratigraphic sequence (Fig. 1, Table 1) and, partly, sedimentary conditions were reconstructed on the basis of analysis of paleontological material. Radiolarians, *Acritarchs* and *Dinoflagellata* are present almost in the whole section whereas graptolites and conodonts seem confined to some intervals only. Moreover, foraminifers, sponge spicules, annelids, styliolinids, trilobite exoskeleton fragments, remains of ostracodes, and algae, including rhodoliths were often found here.



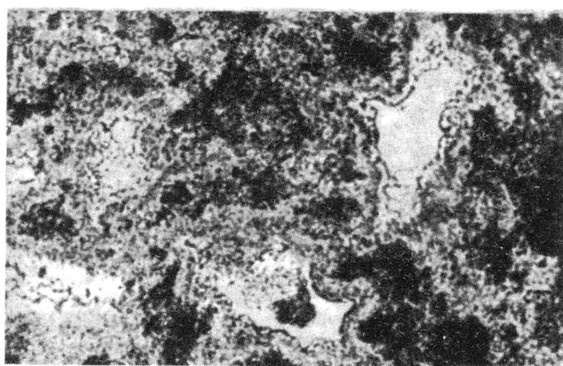
1



2

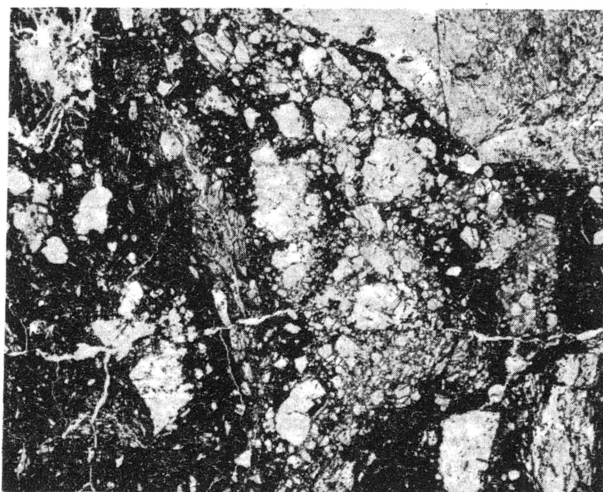


3

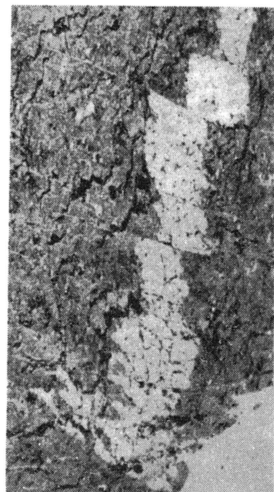


4

5



6



TABLICA I

Fig. 1. Kwarc pirogeniczny z waki tufitowej; próbka 1, nikole skrzyżowane; pow. 100 ×
Pyrogenic quartz from tuffite wacke; sample 1, crossed nicols; × 100

Fig. 2. Krystaloklast chlorytu; próbka 22, bez analizatora; pow. 150 ×
Chlorite crystalloclast; sample 22, no analyser, × 150

Fig. 3. Konkrecja fosforytowa powłokowo-współśrodkowa; próbka 7, bez analizatora; wielkość naturalna

Envelope-concentric phosphatic nodule; sample 7, no analyser; natural size

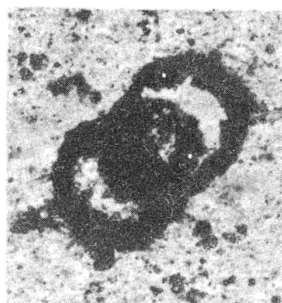
Fig. 4. Fragment konkrecji fosforytowej, kolomorficzej; próbka 7, bez analizatora; pow. 150 ×
Fragment of colomorphic phosphatic nodule; sample 7, no analyser; × 150

Fig. 5. Brekcja tektoniczna; próbka 15b, bez analizatora; pow. 5 ×
Tectonic breccia; sample 15b, no analyser; × 5

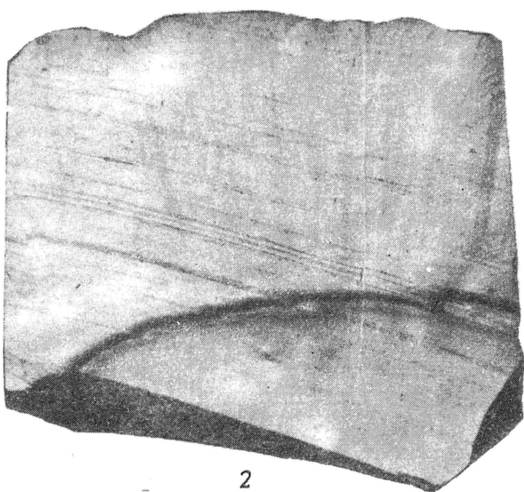
Fig. 6. Szczeliny kwarcowe, poprzesuwane mikrouskokami; próbka 17, bez analizatora; pow. 10 ×
Quartz fissures shifted by micro-faults; sample 17, no analyser; × 10



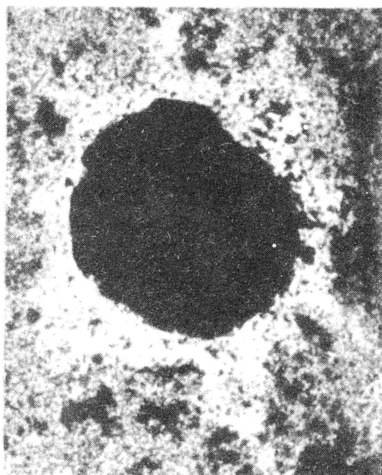
1



3

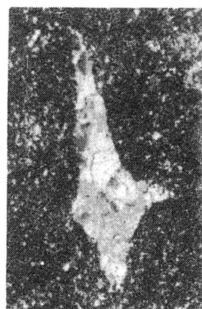
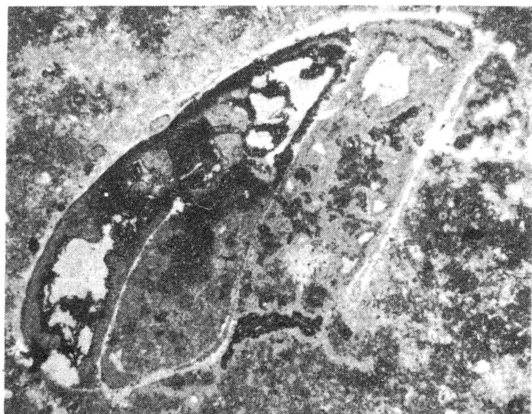


2

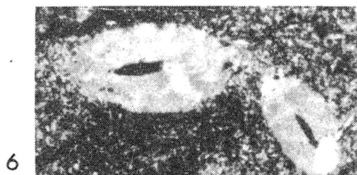


4

5



7



6

TABLICA II

Fig. 1. Fragment mikrostylolitu; próbka 2, nikole skrzyżowane; pow. 30 ×
Fragment of microstylolite; sample 2, crossed nicols; × 30

Fig. 2. Konkrecyjna forma krzemiona, powierzchnia polerowana; próbka 5; wielkość naturalna
Nodular siliceous form, polished section; sample 5; natural size

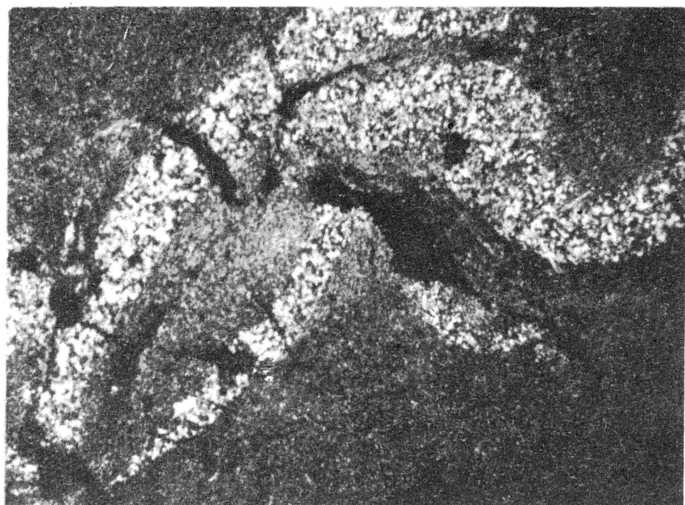
Fig. 3. Otwornica; próbka 3, bez analizatora; pow. 190 ×
Foraminifer; sample 3, no analyser; × 190

Fig. 4. Radiolaria; próbka 14, bez analizatora; pow. 150 ×
Radiolaria; sample 14, no analyser; × 150

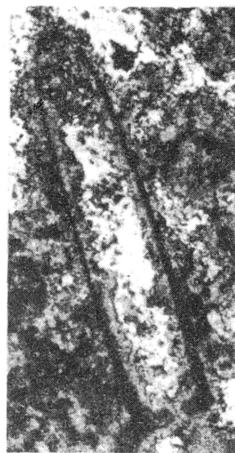
Fig. 5. Serpuloid; próbka 7, bez analizatora; pow. 25 ×
Serpuloid; sample 7, no analyser; × 25

Fig. 6. Igły gąbek; próbka 14, nikole skrzyżowane; pow. 125 ×
Sponge spicules; sample 14, crossed nicols; × 125

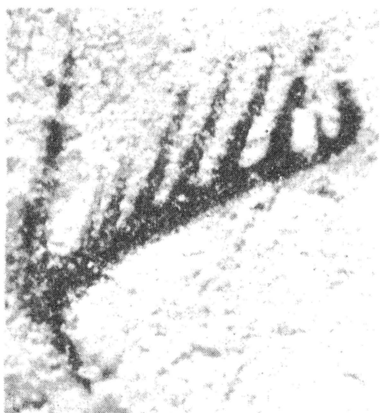
Fig. 7. Igły gąbek sześciopromiennych; próbka 15a, nikole skrzyżowane; pow. 100 ×
Hexaster sponge spicule; sample 15a, crossed nicols; × 100



1



2



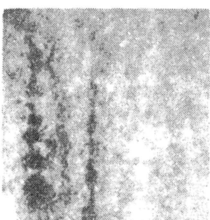
3 a



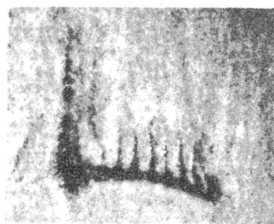
3 b



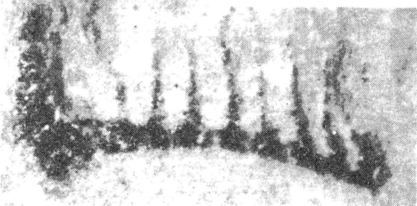
5 a



4 a



4 b



5 b



TABLICA III

Fig. 1. Fragment zsylikowanego pancerza trylobita; próbka 4, nikole skrzyżowane; pow. 25 ×
Fragment of silicified trilobite skeleton; sample 4, crossed nicols; × 25

Fig. 2. Styliolina; próbka 10, bez analizatora; pow. 125 ×
Styliolina; sample 10, no analyser; × 125

Fig. 3. *Ligonodina* cf. *elegans* Walliser 1964; próbka 19, a – pow. 35 ×, b – pow. 15 ×,
okaz 2/4, ODIG/9b

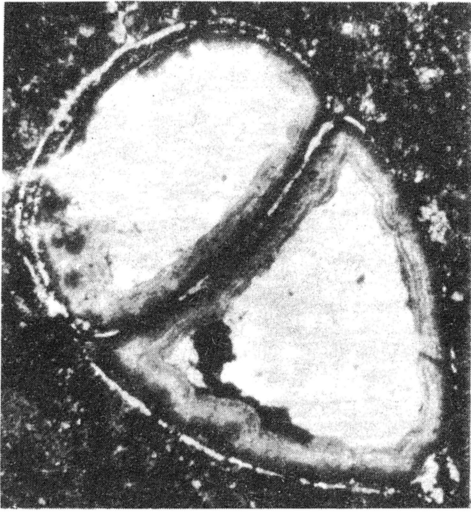
Ligonodina cf. *elegans* Walliser 1964; sample 19, a – × 35, b – × 15, specimen 2/4,
ODIG/9b

Fig. 4. *Neoprioniodus latidentatus* Walliser 1964; próbka 19, a – pow. 35 ×, b – pow. 15 ×,
okaz S/1, ODIG/9b

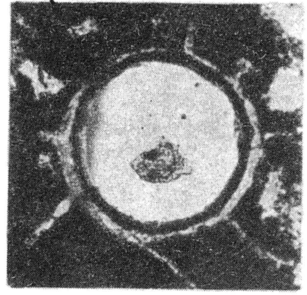
Neoprioniodus latidentatus Walliser 1964; sample 19, a – × 35, b – × 15, specimen S/1,
ODIG/9b

Fig. 5. *Plectospathodus extensus lacertosus* Philip 1966; próbka 19, a – pow. 35 ×, b – pow.
15 ×, okaz 6/1, ODIG/9b

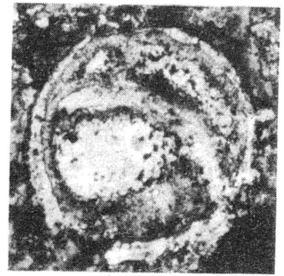
Plectospathodus extensus lacertosus Philip 1966; sample 19, a – × 35, b – × 15, specimen
6/1 ODIG/9b



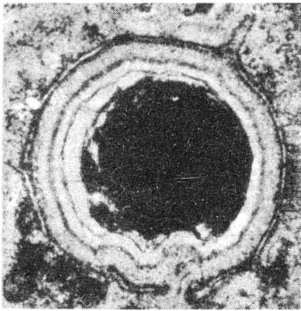
1



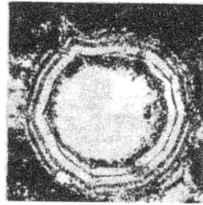
2



3



5



4



6

TABLICA IV

Fig. 1. Problematyk; próbka 15a, bez analizatora; pow. 25 ×
Problematic; sample 15a, no analyser; × 25

Fig. 2. *Dinoflagellata*; próbka 15a, bez analizatora; pow. 160 ×
Dinoflagellata; sample 15a, no analyser; × 160

Fig. 3. *Dinoflagellata*; próbka 15a, bez analizatora; pow. 190 ×
Dinoflagellata; sample 15a, no analyser; × 190

Fig. 4. *Dinoflagellata*; próbka 7, bez analizatora; pow. 160 ×
Dinoflagellata; sample 7, no analyser; × 160

Fig. 5. *Dinoflagellata*; próbka 7, bez analizatora; pow. 200 ×
Dinoflagellata; sample 7, no analyser; × 200

Fig. 6. Rodolit; próbka 5, bez analizatora; pow. 10 ×
Rhodolite; sample 5, no analyser; × 10