



wycieczka **B**

OSADY PERMSKIE BASENU ŚRÓDSUDECKIEGO

Prowadzący:

- Martin Blecha**¹⁾ (wprowadzenie, stanowisko 4 i 5)
Stanisław Burliga³⁾ (wprowadzenie, stanowisko 1)
Richard Lojka²⁾ (wprowadzenie, stanowiska 4 i 5)
Karel Martinek²⁾ (wprowadzenie, stanowiska 4 i 4)
Jurand Wojewoda³⁾ (wprowadzenie, stanowiska 1, 2, 3 i 6)

1) EKOHYDROGEO Žitný s.r.o., Světská 1418, 198 00 Praha 9

2) Czech Geological Survey, 118 21 Klárov 3, Praha 1,

3) Instytut Nauk Geologicznych, Uniwersytet Wrocławski, pl. M. Borna 9, Wrocław



Stanisław Burliga



Richard Lojka



Karel Martinek



Jurand Wojewoda

ALUWIALNO-JEZIORNE OSADY DOLNEGO CZERWONEGO SPĄGOWCA (AUTUN: SAKMAR) W SYNKLINORIUM ŚRÓDSUDECKIM (GÓRNE OGIWIWO OLIVĚTÍNA)

Richard Lojka, Karel Martínek, Martin Blecha

WPROWADZENIE

Basen śródsudecki należy do grupy basenów sudeckich utworzonych w północno-wschodniej peryferycznej strefie basenu czeskiego w późnym stadium orogenezy wartyjskiej wzdłuż sudeckiej strefy uskoku (Tásler i inni 1979,

Nemec i inni 1982). W okresie czerwonego spągowca baseny te były prawdopodobnie połączone, odwadniając wartyjskie internidy w kierunku przedgórzia ku północy (Ziegler 1990). Rozciągający się w kierunku północno-zachodnim, ograniczony uskokami basen (Fig. 1) zainicjowany został we wczesnym mississipie jako synorogeniczny basen

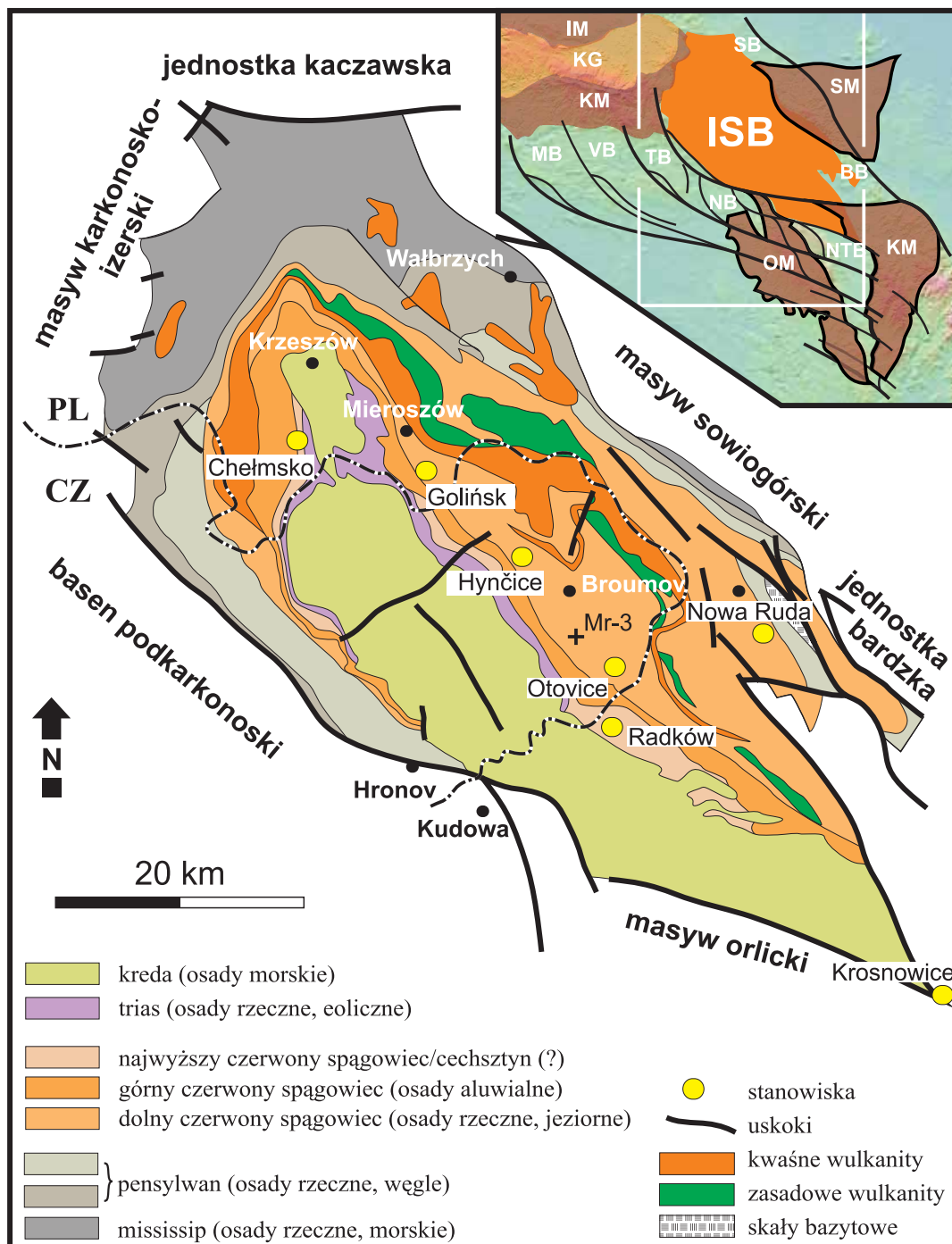


Fig. 1 Uproszczona mapa geologiczna niecki śródsudeckiej z zaznaczonymi stanowiskami wycieczkowymi

z odciągania (typu *pull-apart*) o szybkiej subsydemcji (Aleksandrowski i inni 1997) i stopniowo ewoluował w rozległy asymetryczny basen w pensylwanie i permie z wysoką aktywnością wulkaniczną (Awdankiewicz 1998, 1999). Wypełnienie basenu wykazuje cechy cykliczności, na którą składają się sukcesje o ziarnie drobniejącym ku górze typowe dla środowisk aluwialnych i podobnych. Litostratygrafia osadów jest w znacznej mierze oparta na tych wielkoskalowych cyklach, osiągających zazwyczaj 200-500 m miąższości (Fig. 2).

Sedymentację w basenie śródsudeckim rozpoczęły niemorskie i morskie osady deltowe mississipi (por. Nemeč 1984; Mastalerz 1995), które osiągnęły do 6000 m miąższości, co wskazuje na intensywną subsydemcję w początkowym stadium rozwoju basenu. W pensylwanie węglonośne osady aluwialne deponowane były także poza granicami basenu, w obrębie rozległego obszaru depozycyjnego obejmującego również sąsiednie baseny sudeckie (por. Valín 1962; Tásler i inni 1979), który jeszcze bardziej powiększył się w czerwonym spągowcu. Sedymentacji równi aluwialnej i jeziornej

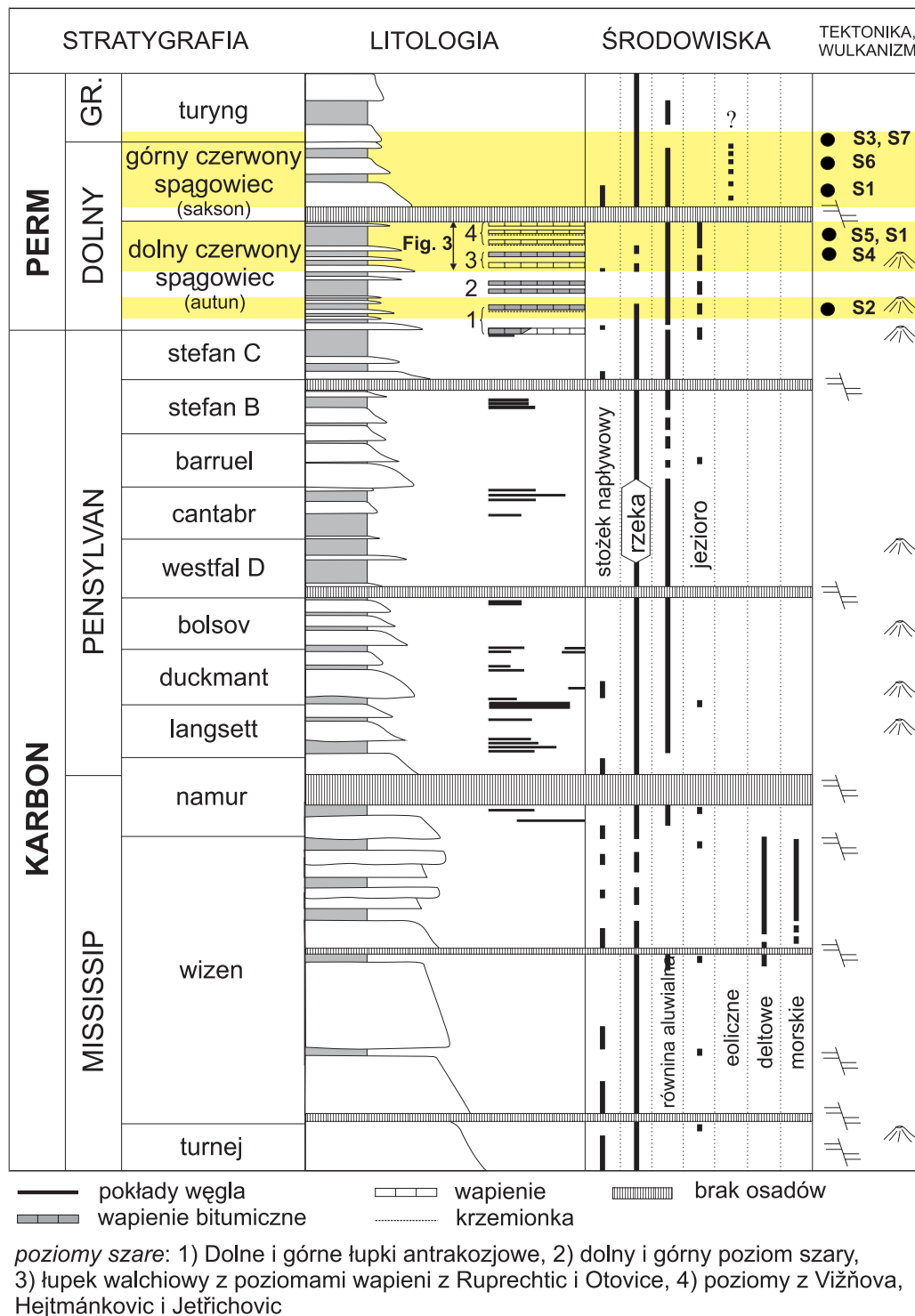


Fig. 2. Schemat litostratigraficzny późnopaleozoicznej sukcesji osadowo-wulkanicznej niecki śródsudeckiej (wg Tásler i in. 1979, Nemeč i in., 1982, Šimůnek in Pešek i in. 2001). Karbońskie piętra biostratigraficzne zostały zastąpione regionalnymi jednostkami litostratigraficznymi permu z powodu braku dostatecznych kryteriów paleontologicznych.

w okresie czerwonego spągowca towarzyszyła silna aktywność wulkaniczna, która w dużym stopniu kształtowała topografię basenu, skład osadów i tempo subsydencji (por. Dziedzic 1961; Blecha 1992, 1993; Mastalerz, Nehyba 1997; Awdankiewicz 1998, 1999). Przykrywające je osady górnego czerwonego spągowca, powstałe w środowiskach rzek roztokowych oraz stożków i równi aluwialnych (Dziedzic 1961; Tásler i inni 1979; Nemeč i inni 1982; Śliwiński 1980; Lojka 2003), niezgodnie przykrywają również podłoże krystaliczne, co wskazuje na regionalną reaktywację tektoniczną. Górny perm i dolny trias zbudowane są z osadów fluwialnych klimatu suchego i eolicznych klimatu wilgotnego (Valín 1964; Uličný 2004) z licznymi wystąpieniami wapieni pedogenicznych (górnego permu, Śliwiński 1984), dawniej interpretowanych jako zapis ingresji morza cechsztyńskiego (Lorenc, Mroczkowski 1978). Na górnopaleozoiczną sedymentację silnie oddziaływały impulsy słabnącej aktywności tektonicznej w masywach przyległych do basenu, co powodowało migrację depocentrow, zmiany kierunków transportu, połączone ze zmianami kierunków zasilania oraz intensywną aktywnością wulkaniczną zapisaną w obrębie kilku poziomów stratygraficznych (Dziedzic 1961; Tásler i inni 1979; Nemeč i inni 1982; Felicka 2000). Po luce stratygraficznej, która trwała przez większość mezozoiku osadziły się najmłodsze osady basenu – górnokredowe morskie piaskowce i mułowce wapieniste o charakterze platformowym (Valečka 1984; Wojewoda 1986).

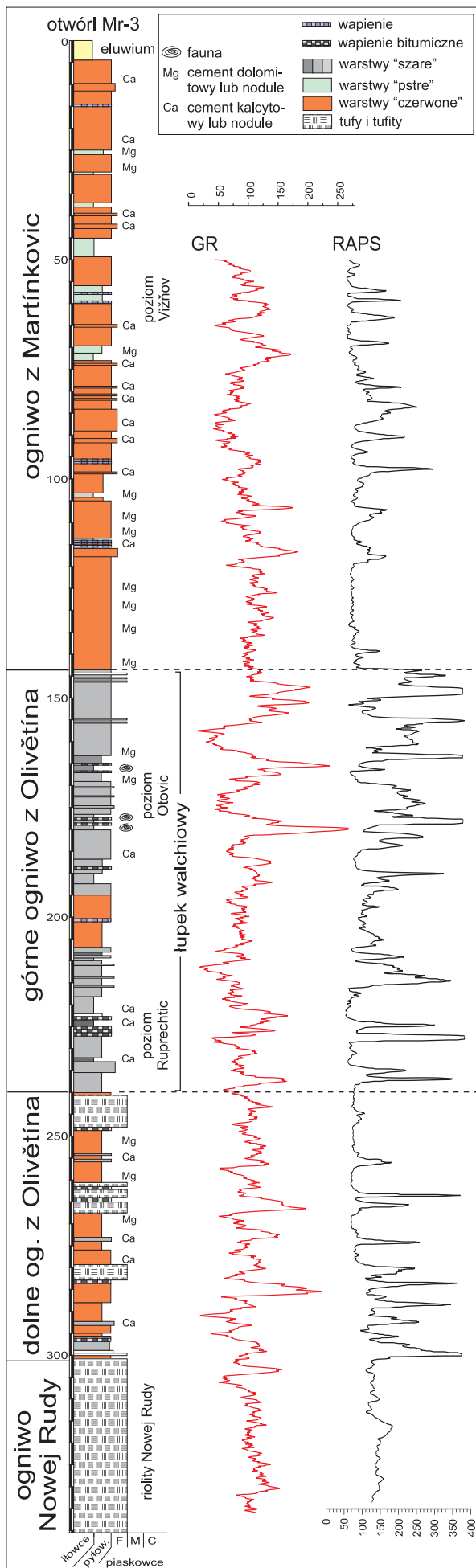
OSADY JEZIORNE DOLNEGO CZERWONEGO SPĄGOWCA

Pensylwańskie węglonośne osady aluwialne zbudowane są z kilkudziesięciometrowej miąższości cykli o ziarnie drobniejszym ku górze, co jest szczególną cechą karbońskich basenów europejskich. W najwyższym pensylwanie, począwszy od stefanu C, cyklotemy aluwialne stopniowo zastępowane były przez rytmiczną sedymentację drobnoziarnistych piaskowców przewarstwiających się z mułowcami, które stanowią większość zapisu sedymentacyjnego dolnego czerwonego spągowca w basenie śródsudeckim i basenach przyległych. W obrębie drobnoziarnistych monotonnych utworów zabarwionych na czerwono występuje kilka poziomów szarych wapieni, silikatów i łupków bitumicznych. Poziomy te (Fig. 2) obejmują tzw. *dolne* i *górne łupki antrakozjowe*, *dolny* i *górnny poziom szary ogniwa Nowej Rudy*, *łupki walchiowe* oraz *poziomy Vižňova*, *Hejtmančovic* i *Jetřichovic* z najwyższego dolnego czerwonego spągowca (Fig. 3). Poziomy te mają zasięg basenowy, zmienną miąższość od 20 m do 80 m i reprezentują osady jeziorne, powstałe prawdopodobnie w jeziorach permanentnych, co wskazuje istnienie raczej tymczasowych pulsów „wilgotnych” w generalnie suchym klimacie subtropikalnym. Podobnie wykształcone horyzonty w osadach analogicznego wieku występują również w przyległych basenach sudeckich, mianowicie w basenie północno-sudeckim i karkonoskim basenie piedmontowym, co potwierdza istotny wpływ zmian klimatycznych, jako regionalnego czynnika kontrolującego architekturę wypełnienia basenowego.

OGNIWO OLIVĚTINA: ZAPIS WPŁYWU CZYNNIKÓW KLIMATYCZNYCH I TEKTONICZNYCH NA DEPOZYCJĘ JEZIORNĄ

Osady *ogniwa Olivětina* (~200 m, sakmar) reprezentują szeroki wachlarz środowisk sedymentacyjnych, dokumentujących ewolucję krajobrazu, kontrolowaną przez zamierającą aktywność wulkaniczną, synsedymentacyjną tektonikę i zmiany reżimów precypitacyjnych. Dolne ogniwo Olivětina (~100 m miąższości) leży na kompleksie riolitoidowym ogniwa Nowej Rudy i w większości zbudowane jest z drobnoziarnistych czerwonych osadów równi aluwialnej, wśród których występuje kilka poziomów tufowych i gruboziarnistych brekcji wulkanodetrytycznych (Fig. 3). Częściowo redeponowany zwietrzały materiał riolitoidowy tzw. „*poziomu arkozowego*” (Tásler i inni 1979) występujący w spągu ogniwa osiąga ok. 10 m miąższości w rejonie Broumova, lecz jego miąższość zwiększa się w kierunku północnym do 70 m – w pobliżu kompleksu riolitoidowego. Miąższość kompleksu riolitoidowego jest bardzo zmienna – w okolicy Janoviček na północy osiąga 700 m i szybko zmniejsza się do zaledwie ok. 80 m zaledwie 5 km na południe od Broumova i Šonova (Tásler 1966).

Górne ogniwo Olivětina stanowi najbardziej zróżnicowaną jednostkę czerwonego spągowca w basenie śródsudeckim. Składa się ono z dwóch lateralnie ekwiwalentnych litofacji (Tásler i inni 1979): gruboziarnistej, zróżnicowanej facji wulkanodetrytycznej na północy i drobnoziarnistej, szarej facji łupków walchiowych na południe na południu i południowym-wschodzie. W obrębie facji wulkanodetrytycznej dominują lityczne piaskowce i zlepieńce z zaokrąglonymi otoczkami riolitoidowymi i skaleniami. Zlepieńce lateralnie wyklinowują się w kierunku południowym, w kierunku występowania kompleksu drobnoziarnistych piaskowców wulkanodetrytycznych (patrz stanowisko Hynčice), cechującego się cienką, rytmiczną laminacją osadów heterolitycznych. W kilku poziomach występują niewielkiej miąższości zlepieńce o ostrokrawędzistym ziarnie i gruboziarniste piaskowce z intraklastami mułowymi. Zbudowane są one z fragmentów riolitoidów i bazaltów, kwarcu, skalenia i biotyty, a zespół minerałów ilastych zdominowany jest przez chloryt i illit. W piaskowcach przeważają cementy węglanowe (do 20% kalcytu lub Mg-kalcytu), miejscami zawierają konkretne dolomitowe. Scementowane krzemionką pyłowce lokalnie zawierają do 60% cementu krzemionkowego. Osady facji wulkanodetrytycznych tworzyły się w środowiskach od rzeki roztokowej po brzeg jeziora (patrz tekst niżej). Facja *łupków walchiowych* (Fig. 3) zdominowana jest przez cienko, rytmicznie laminowane pyłowce ilaste i drobnoziarniste piaskowce z podwyższoną zawartością materii organicznej, węglanów (kalcyt, dolomit), analcytu i piryty. Osady bogate w materię organiczną zawierają liczne szczątki roślinne, wśród których dominuje *Walchia sp.*, jak również kilka poziomów łupków i wapieni bitumicznych o zasięgu basenowym, tworzących *poziomy wapienne z Ruprechtic* i z *Otovic*, odpowiednio w dolnej i górnej części profilu (patrz stanowisko Otovice). Poziomo laminowany wapień Ruprechtic to do 1,5-metrowej miąższości poziom w obrębie facji wulkanodetrytycznych, który rozdziela ogniwo Olivětina na część dolną i górną (Fig. 3). W profilach ciemno szare, bogate w materię organiczną



łupki przelawicają się z czerwono-brązowymi mułowcami bogatymi w węglany. Osady facji łupków walchitowych powstawały w stałym systemie jeziornym od środowiska głębokiego, po płytkie.

Flora facji łupków walchitowych zdominowana jest przez rośliny szpilkowe o bardzo złożonym składzie (Šimůnek [w] - Spudil, Tásler 2001), co wraz z zaawansowanymi formami paproci nasiennych (*Arnhardtia scheibei*) sugeruje wiek sakmarski. Taksony *Sphenobaiera* i *Pseudovoltzia* należą do elementów pre-saksońskich. Spektra pyłkowe zdominowane są przez *Potniosporites* i *Florinites*, należące odpowiednio do szpilkowych i skrzypów. (Valterová [w] - Tásler i inni 1979). W horyzontach wapiennych występują skamieniałości zwierzęce, wśród których udokumentowano rekiny, małżoraczki i ryby (Zajíc [w] – Spudil, Tásler 2001).

Blecha (1992, 1993) wyróżnił 14 facji sedymentacyjnych w górnym ogniwie Olivětina (Tab. 1). Zinterpretowano trzy różne środowiska depozycyjne: stożek aluwialny z dystalnym systemem dystrybucyjnym typu rzeki roztokowej, przybrzeże jeziora powiązane z osadami równi aluwialnej oraz otwarty basen jeziorny z facjami płytkimi (efemerycznymi) i głębokimi (permanentnymi). Asocjacja brzegu jeziora występuje w obrębie sekwencji jeziornej lub stanowi fację przejściową między systemem dystrybucyjnym rzeki roztokowej a środowiskiem jeziornym i złożona jest z heterolitów - naprzemiennie występujących drobnoziarnistych piaskowców i pyłowców z płytkimi, wypełnionymi piaskiem kanałami. Osady jeziora zbudowane są z dwóch głównych typów. Czerwono-brązowe mułowce, w przewadze masywne lub o zatartym warstwowaniu, reprezentują osady płytkiego jeziora. Osady jeziora głębokiego złożone są w przewadze z cienko laminowanych ciemnoszarych mułowców, zawierających również częściowo bitumiczne wapienie o zasięgu basenowym. Średnia zawartość boru – wskaźnika paleozasolenia – w czerwono-brązowych mułowcach przybrzeża jeziora i facji równi mułowej wynosi ok. 115 ppm, co kontrastuje ze średnią wartością 75 ppm stwierdzoną w iłowcach bogatych w materię organiczną facji obrzeża jeziornego. Wskazuje to na większe zasolenie jeziora w okresach niskich stanów wód i niższe zasolenie przy wysokim poziomie jeziora. Interpretowane jest to jako depozycja w zamkniętym jeziornym systemie hydrologicznym, w którym wahania poziomu wód determinowane były przez zmiany klimatyczne. Całkowita zawartość materii organicznej w czarnych łupkach wynosi 5-13% wagowych, kerogen jest typu III, z niską wartością indeksów wodorowych i wysoką indeksów tlenowych, co wskazuje na pochodzenie z mikroflory kontynentalnej (Šimůnek 1986).

Fig. 3. Profile sedymentologiczne i geofizyczne górnej części dolnego czerwonego spągowca (górnego autunu) w oparciu o otwór Mr-3.

ALUWIALNO-STOŻKOWE OSADY GÓRNEGO CZERWONEGO SPĄGOWCA (SAKSON: ARTINSK-TATAR) W SYNKLINORIUM ŚRÓDSUDECKIM W (FORMACJA Z RADKOWA/TRUTNOVA)

Jurand Wojewoda

WPROWADZENIE

Basen śródsudecki (ISB) należy do grupy basenów sudeckich w północno-wschodniej peryferycznej strefie masywu czeskiego, które powstały wskutek powaryscyjskiej ekstensji (por. Wojewoda 2008, w tym tomie). Rozwój basenu odbywał się w kilku etapach. W fazie inicjalnej (karbon: turnej-wizen-namur) sedymentacja odbywała się wyłącznie na północnych krańcach dzisiejszego synklinorium śródsudeckiego (Teisseyre 1971). Śródsudecki basen inicjalny miał południkowe wydłużenie, niewielką szerokość (20-25 km) i był zasilany z masywów, które również obecnie stanowią obszary marginalne ISB (poza tzw. masywem Niedamirowa i hipotetycznym „masywem południowym”) (Teisseyre 1975). Głównym mechanizmem otwarcia basenu była prosta, w przybliżeniu równoleżnikowo skierowana ekstensja

na wschodnich krańcach jednostki karkonosko-izerskiej. Otwarcie tego basenu wiązało się jednocześnie ze ścinaniem i przesuwczą kompensacją powstałej przestrzeni wzdłuż południowych i północnych ram basenu, którymi były w tamtym czasie odpowiednio: inicjalna południowo-sudecka strefa ścinania (SSSZ) oraz strefa uskoku śródsudeckiego (ISF). Kolejna faza rozwoju ISB to rozwój równoleżnikowy zgodny ze schematem prawoskrętnego ścinania wzdłuż w/w ram oraz wewnątrz basenu (karbon: westfal-stefan-autun) (por. Nemeč 1984; Mastalerz 1996; Awdankiewicz 1998, 1999). Obszar ISB stanowił w tym czasie rozległą śródgórską dolinę, której oś w przybliżeniu pokrywała się z dzisiejszą osią synklinorium śródsudeckiego. Obszary przyległe były znacznie zdenudowane, a system rzeczny nosił cechy typowe dla dojrzałych rzek meandrujących (stanowisko 2). Basen był zasilany z obszarów przyległych i okresowo zata-

Tabela 1. Facje osadowe górnego ogniwa z Olivětina, niecka śródsudecka (wg Blecha 1992)

facies		C ₁	C ₂	M ₁	M ₂	R ₁	R ₂	S ₁	S ₂	S ₃	S ₄	G ₁	G ₂	G ₃	T
thickness (m)	min.	0.05	0.05	0.5	1.0	0.5	0.5	0.1	0.4	0.8	1	0.3	0.2	0.2	0.2
	max.	0.7	0.35	6.5	6	7	7	0.7	2.5	6	6	1.5	0.8	0.7	4.7
	average	0.3	0.2	2.6	3.4	3.2	2.5	0.2	0.9	4.2	3.1	0.6	0.4	0.3	2.3
percentage		1.2	0.8	18	9	21	7	6	3	7	6	3	7	3	8
colour	grey-dark grey	x	o	x	o	o	o								
	variegated	x	x	o	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x
	brown-red		x	o	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x
lamination	x	x	x		x	x									x
planar bedding						x	x	x	x		x				x
ripple cross-bedding						x	x	x	x		x				x
planar cross-bedding						o		x	x	x		x			
through cross-bedding										o					
massive					x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x
basal contact	erosive					o		o	x	x	o	x		o	
	non-erosive	x	x	x	x	x	x	x		o	x		x	x	x
plant remains	x		x		o	o									
animal remains	x	o													
emergence	o		x	x	x	x									
normal grading			o			x	x							x	x

occurrence: x - common, o - rare

C₁ – mikrytowy i mikrosparytowy wapień laminowany z falistymi mikrosoczewkami; C₂ – mikrytowy i mikrosparytowy wapień dolomityczny i doloston, w przewadze laminowany; M₁ – laminowany mułowiec z laminami piaskowca; M₂ – bezstrukturywany mułowiec, z domieszkami piaskowca i cienkolaminowanego mułowca; R₁ – grube ławice o piaskowcowo-mułowcowe o ziarnie drobniejącym ku górze; R₂ – cienkie warstwy piaskowcowo-mułowcowe o ziarnie drobniejącym ku górze; S₂ – kanały wypełnione drobno- gruboziarnistym piaskowcem z domieszką frakcji żwirowej; S₁ – tabularne ciała drobno- i gruboziarnistego piaskowcowca; S₃ – średnio- i gruboziarnisty piaskowiec warstwowany poziomo o miąższości do 6 m; S₄ – piaskowiec średnio- do gruboziarnistego o miąższości do 6 m; G₁ – zlepienie o zwartym szkielecie ziarnowym; G₂ – zlepienie o rozproszonym szkielecie ziarnowym i matriks ilasto-piaszczystej; T – osady wulkanogeniczne (tufy i tufity we frakcji od ilowej do żwirowej)

piany (najprawdopodobniej przez własne wody gruntowe) do stanu rozległych jeziorzysk (Wojewoda, Mastalerz 1989). Westfal C - autun to również okres głębokiego wietrzenia rezydualnego i formowania się pierwszej, powaryscyjskiej **etchpleny** (August, Wojewoda 2005).

W saksonie zachowany został dotychczasowy plan rozwoju ISB. Jednak doszło do znacznego rozczłonkowania basenu na mniejsze obszary o zróżnicowanym tempie subsydencji. Głównym powodem była wzmożona aktywność tektoniczna (**stanowiska 1, 2, 5 i 6**). Odmłodzenie reliefu przejawia się w tym okresie silną erozją masywów wulkanicznych (**stanowisko 6**), a następnie radykalnym usuwaniem rezydualnych pokryw zwietrzelinowych - saprolitów (August, Wojewoda 2005) i depozycją grubookruchowych osadów rzecznych (**stanowiska 3 i 7**). Osady saksonu w ISB tworzą typową, drobniejącą ku górze sukcesję, wypełniającą basen lądowy do stanu **pedymentu**. Na obszarach przyległych w tym czasie odpreparowywana była w tym samym czasie późnkarbońska etchplena, która niemal całkowicie uległa penepłenizacji. Redeponowane zwietrzeliny tworzyły rozległe systemy aluwialno-roztokowe, a lokalnie, w strefach aktywnego formowania reliefu, były masowo redeponowane tworząc znaczne nagromadzenia koluwalne (**stanowisko 3**). Klimat w saksonie wyróżniał się znacznymi wahaniami dobowymi, co skutkowało formowaniem się rozległych pokryw wapiennych – kalicze (por. Śliwiński 1980) (**stanowisko 3**). Schyłek saksonu to daleko posunięta penepłenizacja i pustynnienie zarówno obszaru ISB i terenów przyległych. Tak płaski relief mógł lokalnie znacząco ułatwić rozległe zalewania lądu wodami morza w późnym permie (turyng, cechsztyn) (Lorenc, Mroczkowski 1978).

Podział litostratygraficzny saksonu na obszarze niecki śródsudeckiej nawiązuje do analogicznych podziałów na obszarach przyległych, chociaż warto podkreślić, że właśnie tutaj powstały zręby pierwszych wydzielen litostratygraficz-

nych (por. Śliwiński 1984). W górnym czerwonym spągowcu wydziela się na obszarze ISB 3 formacje – **Krajanowa**, **Stupca** i **Radkowa**. Ostatnia z nich dzieli się na dwa ogniwa – **zlepienie z Wambierzyc** (wschodnia część obszaru) i **zlepienie z Mierzowa** (zachodnia część obszaru) (Fig. 4).

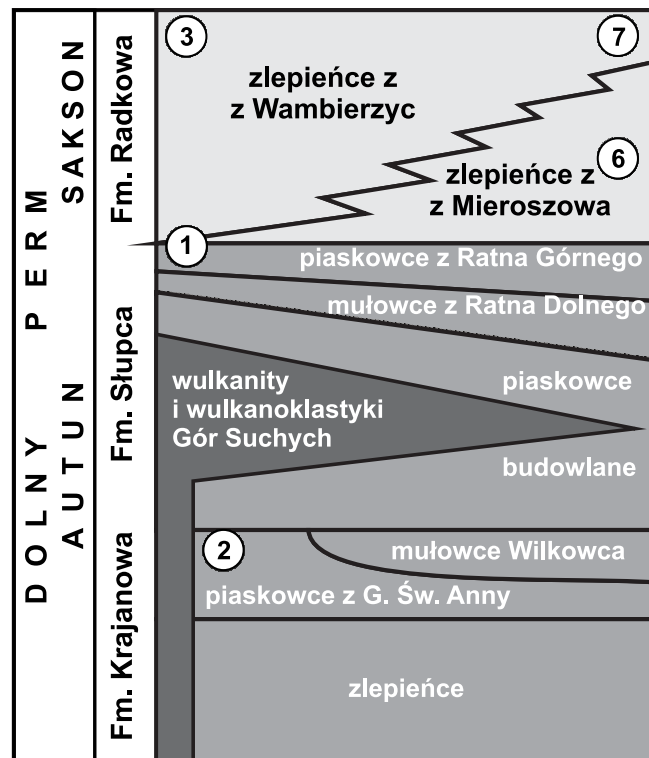


Fig. 4. Schemat litostratygraficzny permu polskiej części niecki śródsudeckiej (numery stanowisk zaznaczone w kółkach)

Stanowisko 1: Krosnowice (Czerwoniak)

50° 25' 0,1" N, 16° 37' 44" E

Jurand Wojewoda, Stanisław Burliga

Stanowisko Czerwoniak to jedno z najwcześniej opisanych i jednocześnie jedno z najbardziej dyskusyjnych stanowisk w Sudetach. Lokalizacja stanowiska u zbiegu 3 ważnych jednostek regionalnych (por. Fig. 1) – **synklinorium śródsudeckiego (ISB)**, **metamorfiku kłodzkiego (MK)** oraz **rowu Górnej Nysy Kłodzkiej (NTB)** sprawia, że jest to jeden z kluczowych punktów dla zrozumienia ewolucji budowy geologicznej Sudetów Środkowych.

Historycznie pierwszy opis sytuacji geologicznej okolic Kłodzka, w tym wzgórze Czerwoniak (Rothenberg), znajdujemy w pracy Zobela i Carnala (1832). Podali oni jako pierwsi, że w wzgórze zbudowane jest z utworów permu i kredy, a granica między nimi jest zaburzona tektonicznie. W 1954 roku Beyrich odwołał się do opisów w/w badaczy, ale tylko w kontekście profilu geologicznego, jaki wykonał wzdłuż osi rowu NTB. Również na ich opracowaniu bazował Krejci

(1869). Na swojej mapie Leppla (1900), a następnie Frech (1902) po raz pierwszy zaznaczyli kamieniołom piaskowca w Krosnowicach. Leppla jako pierwszy zaznaczył obecność 2 uskoków – jednego rozdzielającego kredę od permu i drugiego, oddzielającego perm od skał metamorficznych podłoża. Flegel (1904) przedstawił w przewodniku do wycieczki Niemieckiego Towarzystwa Geologicznego stanowisko Czerwoniak, jednak w opisie ograniczył się wyłącznie do wychodni kredy. Petrascheck (1903) zauważył niezgodność kątową w zapadaniu warstw kredy i permu przy uskoku Czerwoniaka, co stało się podstawą do uznania granicy między tymi utworami za uskoki tektoniczny. Dathe [w] – Dathe, Petrascheck (1913) jako pierwszy zaznaczył na mapie wulkanity (melafiry), które wg niego rozdzielają perm Czerwoniaka na dolną serię piaskowcowo-zlepięcowatą i górną łupkową (dolny poziom łupków walchiowych

z 6-metrowej miąższości warstwą wapieni). W/w osady traktował jako przedłużenie analogicznych utworów z obszaru ISB. W 1922 roku Herzog wykonał szczegółowe pomiary strukturalne i szkic tektoniczny Czerwoniaka, gdzie zaznaczył liczne uskoki – dwa główne, ramowe, o przebiegu NW-SE i kilkanaście poprzecznych, o przebiegu połud-

nikowym. Autor ten przedstawił również schemat etapów nasunięcia skał MK na utwory osadowe, przy czym swoją analizę oparł przede wszystkim na deformacjach w utworach kredy. Wykonane później opracowania kartograficzne opierają się na poprzednich opisach. Cwojdziński (1978) nie zaznaczył co prawda upadu warstw permu ku NE, jednak

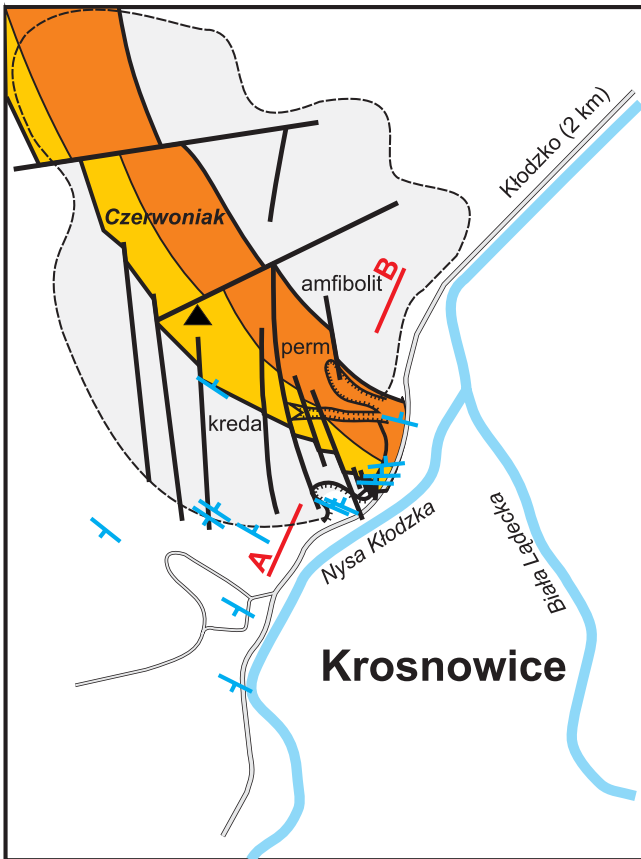


Fig. 5. Szkic lokalizacyjno-geologiczny stanowiska Czerwoniak (A-B – linia przekroju na Fig. 6)



Fig. 7. Pionowo ustawione warstwy kredy

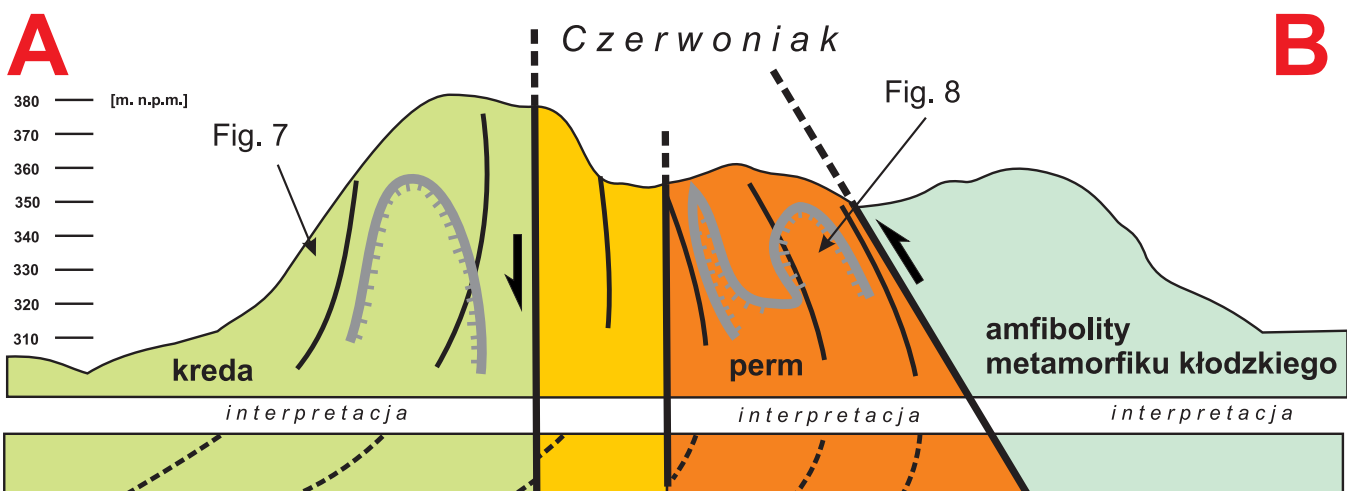


Fig. 6. Schematyczny przekrój geologiczny przez wzgórze Czerwoniak (A-B – linia przekroju z Fig. 5)

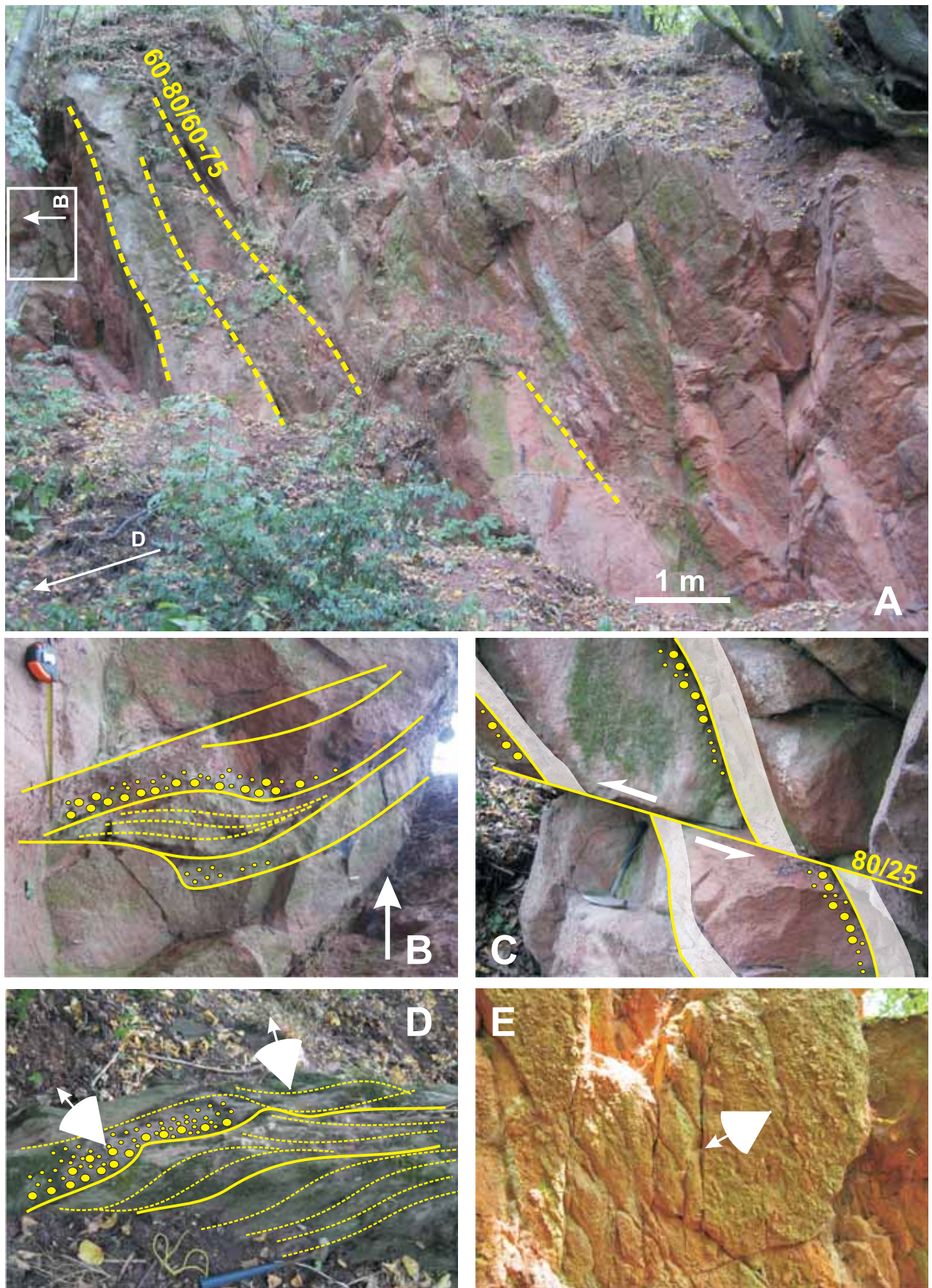


Fig. 8. Największy łom czerwonego spągowca na wzgórzu Czerwoniak.

A – widok ogólny łomu – warstwy zalegają w pozycji odwróconej; B – detal – zdeformowany fragment kanału z lateralnym warstwowa-
niem wypełniającym; C – przesunięte ku południowi warstwy wzdłuż pochyłej powierzchni nasunięcia; D – kanały erozyjne wypełnione
brukiem (wskaznik *way up*), strzałki pokazują oś kanałów a diagramy kąt rozrzutu pomiarów prądowych warstwowań przekątnych; E –
lineacja i imbrykacja ziaren na powierzchni spągowej kanału (strzałka pokazuje przypuszczalny kierunek paleotransportu)

zachował rzeczywiste następstwo utworów permu, od młodszych przy kontakcie z kredą do starszych przy granicy z amfibolitami MK. Takie ujęcie może sugerować odwróconą pozycję permu w rejonie Czerwoniaka. Wcześniej Grocholska i Grocholski (1958) piszą o „*obaleniu warstw permu ku SW*” i jednocześnie o „*zapadaniu ich ku NE*”, jednak sytuacji tej nie dokumentują. Warto jednak podkreślić, że w swojej pracy postulują oni możliwość przemieszczeń poziomych.

Na wzgórzu Czerwoniak występują liczne wyrobiska, zarówno w piaskowcach kredowych, jak i w piaskowcach i wapieniach permskich (Fig. 5). Szkic geologiczny i profil (Fig. 5 i 6) przedstawiają schemat stratygraficzno-strukturalny stanowiska. Utwory permu występują w pozycji odwróconej, co dokumentują liczne struktury sedymentacyjne – wskaźniki stropu i spągu. Utwory najstarsze występują w NE części stanowiska (autun (?): seria klastyczna, wulkanity i łupki walchowie), a najmłodsze (sakson (?): *formacja z Radkowa* (?)) w części południowej. Granica między tymi utworami nie jest widoczna, jednak różnice w kącie zapadania warstw permu, jak również między permem i kredą na południu są rzędu 20° (Fig. 7, Fig. 8A), co sugeruje, że jest to granica uskokowa (por. Fig. 5 i 6). Nie ulega najmniejszej wątpliwości, że w stanowisku Czerwoniak mamy do czynienia z dosyć połączonym uskokiem odwróconym i najprawdopodobniej nasunięciem amfibolitów na formacje osadowe. Potwierdzają to drobne przemieszczenia warstw permu ku południowi wzdłuż licznych i słabo nachylonych powierzchni uskokowych (Fig. 8C) oraz struktury towarzyszące, jak lineacja, czy niskokątowe spękania Riedla. Sposób zdeformowania osadów potwierdza schemat ewolucyjny zaproponowany przez Herzoga (1922). Jednocześnie, pozioma lineacja oraz zadziory na powierzchniach nachylonych stromo sugerują znaczący udział przemieszczeń poziomych w planie deformacji skał osadowych.

Pomimo znaczącej deformacji osadów struktury sedymentacyjne pozostają w wielu miejscach czytelne. W naj-

większym łomie piaskowca permskiego dostępny profil osadów przekracza 12 m (Fig. 8A). Są to powtarzające się sekwencje o ziarnie drobniejącym ku górze, których miąższość nie przekracza 1,8 m. Typowy cykl rozpoczyna się powierzchnią erozyjną z zachowanymi miejscami kanałami. Powyżej występują 10-50 cm miąższości zlepieńce, o zwartym szkielecie ziarnowym i słabo- lub nieobtoczonych ziarnach. Zlepieńce przechodzą ku górze w piaskowce gruboziarniste, miejscami warstwowane przekątnie. Warstwowanie jest na ogół nachylone poprzecznie do osi kanałów, co wskazuje na raczej lateralny przyrost osadu (Fig. 8B i 8D). Sporadycznie zachowane są przekątne warstwowania prądowe z widocznymi łukami przyrostowymi na powierzchniach zestawów (Fig. 8D). Cykle zlepieńcowo-piaskowcowe są rozdzielone zestawami cienko laminowanych mułowców o grubości od 5 do ponad 30 cm. Te ostatnie są z reguły silnie zdeformowane tektonicznie. Największa średnica największego ziarna (MPS) w zlepieńcach zwiększa się ku górze, i wynosi od ok. 6 cm w dole do ponad 15 cm w górze profilu. W składzie ziarnowym przeważają ziarna kwarcowe, ale również występują agregaty metamorficzne o bardzo różnorodnym składzie. Największe ziarna występują w spągach sekwencji i miejscami wykazują wyraźną lineację, a w kilku przypadkach również jednoskośną (podprądową ?) imbrykację (Fig. 8E).

Niestety, nie jest możliwa pełna rekonstrukcja architektury tych utworów. Na podstawie zachowanych reliktyw można przypuszczać, że są to cykle korytowo-odsypowe (zlepieńce i piaskowce) z fragmentarycznie zachowanymi osadami pozakorytowymi (mułowce). Pomiarów warstwowań, osi kanałów, lineacji i imbrykacji ziaren, po rotacji osadów do poziomu, wskazują bardzo skoncentrowany paleoprąd w kierunku 320°-350° (Fig. 8D i 8E). Tym samym, można przypuszczać, że taki właśnie był kierunek paleotraktów fluwialnych, a zatem zgodny z ogólnym schematem regionalnego drenażu na obszarze basenu śródsudeckiego w permie.

Stanowisko 2: Nowa Ruda (Góra Świętej Anny)

50° 33' 23" N, 16° 31' 0,2" E

Jurand Wojewoda

W kamieniołomie między Nową Rudą a Słupcem (Fig. 9), eksploatowane są tzw. *piaskowce G. Św. Anny*, które stanowią ogniwo *formacji z Krajanowa* (por. Fig. 4). Osady tworzą kilkumetrowe sekwencje o ziarnie drobniejącym ku górze – typowe sekwencje przyrostu lateralnego związane z migracją meandrujących koryt rzecznych (Fig. 10). Osady korytowe zawierają dobrze obtoczone otoczaki, często uporządkowane zgodnie z kierunkiem przepływu (Fig. 11A). MPS w brukach korytowych wynosi do 20 cm. W obrębie osadów korytowych, których miąższość dochodzi do 2 m, powszechnie występują pogrzebane pnie drzew (Fig. 11B). W środkowych częściach sekwencji,

o grubości od 3 do 6 m, występują wielozestawy piaskowcowe, warstwowane przekątnie, z licznymi powierzchniami reaktywacji (Fig. 11C i 11D). Lokalnie występują pakiety zaburzonych osadów – koluwia zboczowe nasypów meandrowych. W obrębie osadów pozakorytowych powszechnie spotyka się ślady żerowania, szczeliny z wysychania i rizokrecje (Fig. 11E, 11F, 11G i 11H). Liczne są również wkładki piaskowcowe o laminacji równoległej lub przekątnej – przypuszczalnie glyfy krewasowe. Pomimo, że kierunki paleoprzepływów wykazują duże rozproszenie, paleotransport wypadkowy odbywał się jednoznacznie w kierunku 280°-300°.



Fig. 9. Kamieniołom piaskowców k/Nowej Rudy

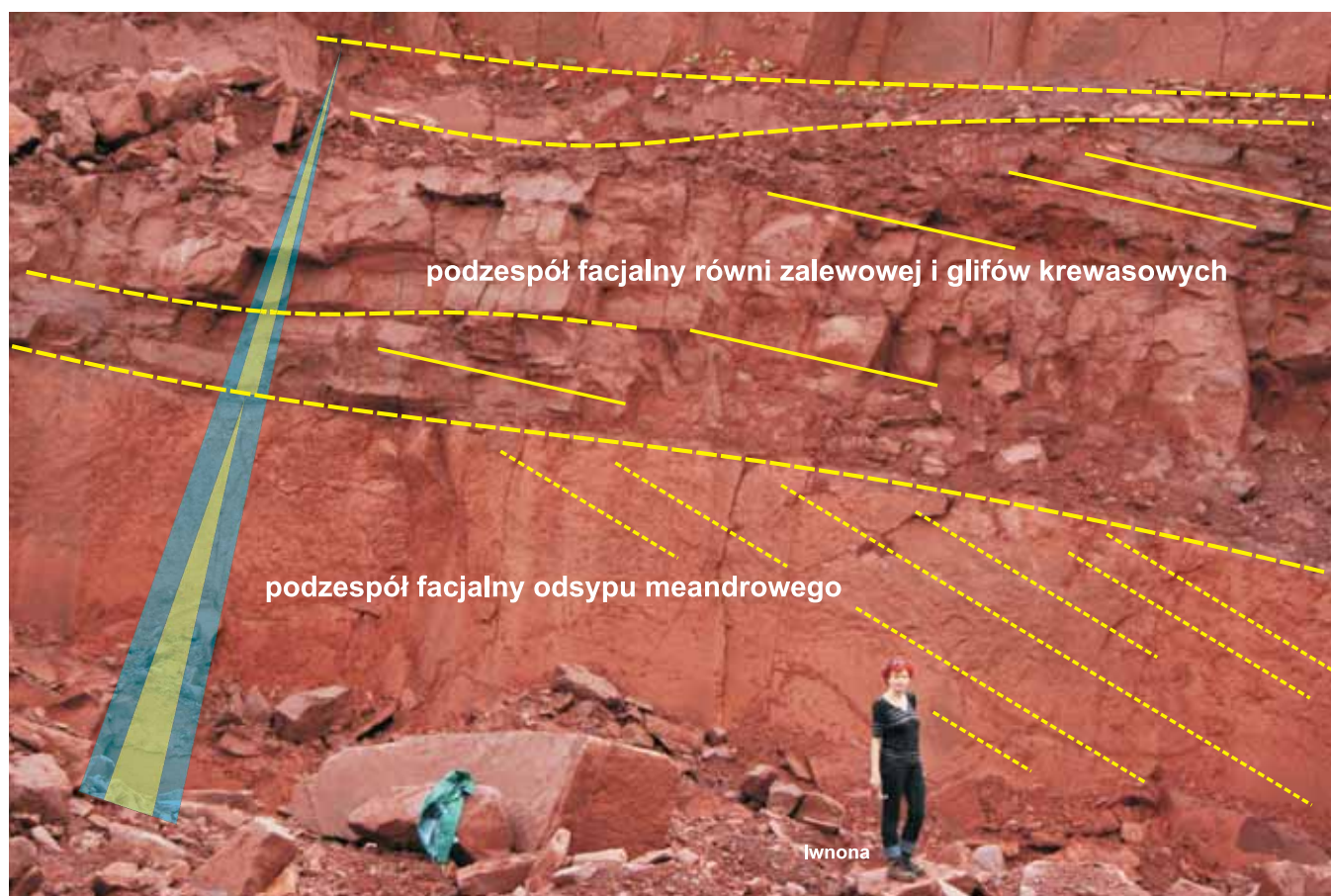


Fig. 10. Cykl „meandrowy” obejmujący osady korytowe, odsypowe i pozakorytowe

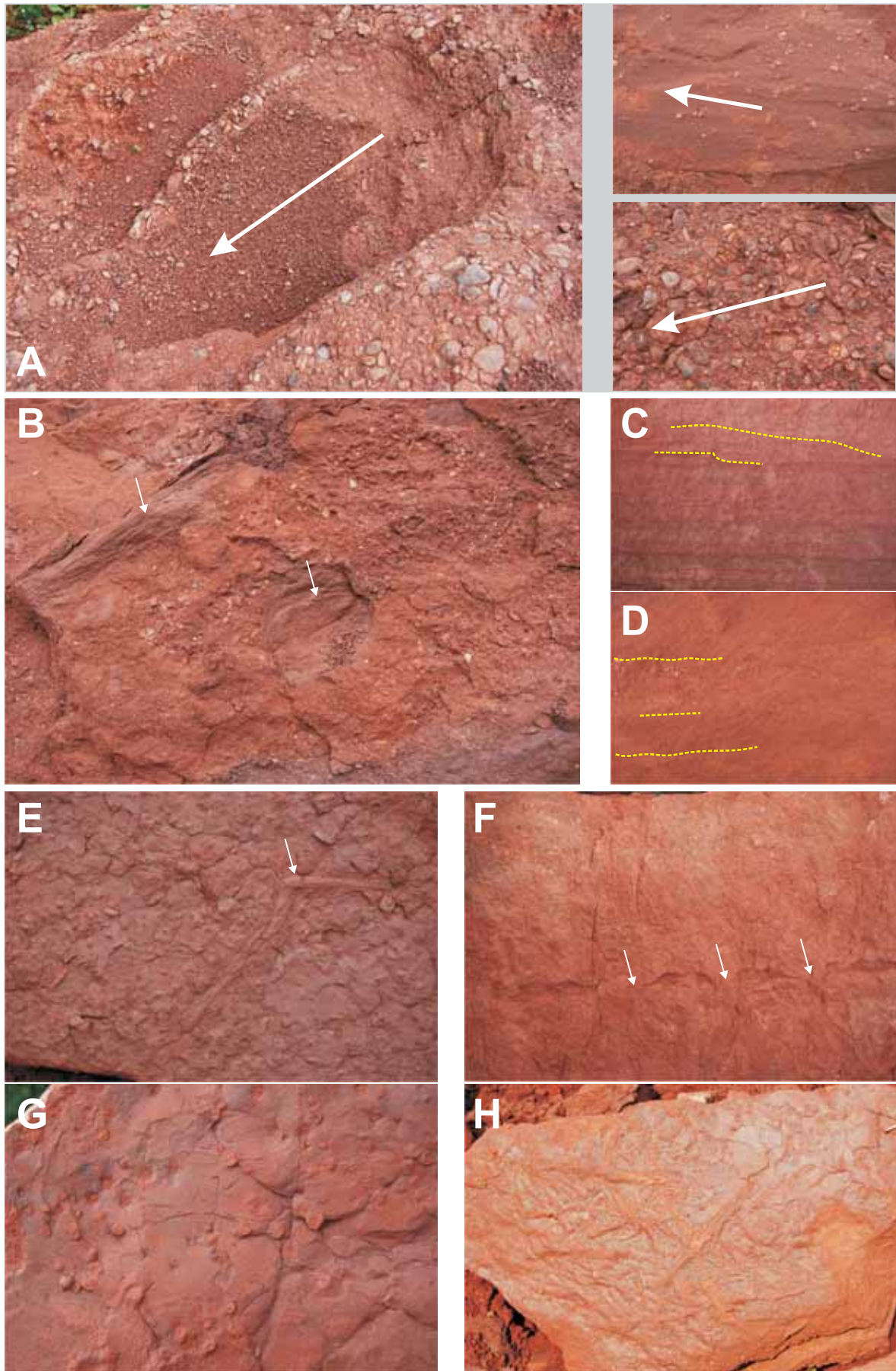


Fig. 11. Wskaźniki paleośrodowiskowe i wskaźniki paleotransportu w osadach *ogniwa piaskowców* z Góry Św. Anny

A – asymetryczne rozmycie prądowe w dnie koryta. Lineacja poprzeczna ziaren w spągu facji korytowych (strzałki pokazują kierunek paleoprzepływu); B – pogrzebane fragmenty pni w osadach korytowych; C i D – powierzchnie reaktywacji w obrębie odsypowych wielozastawów warstwowanych przekątnie; E – ślady pokorzeniowe; F – mostkowe wypełnienie szczelin z wysychania; G i H – ślady żerowania i pelzania zwierząt

Stanowisko 3: Radków (Guzowata)

50° 30' 11,4"N, 16° 22' 27,9"E

Jurand Wojewoda

Stanowisko znajduje się w Sudetach Środkowych, w obrębie Obniżenia Ścinawki i leży ok. 1,5 km na zachód od centrum Radkowa, tuż przed malowniczą krawędzią morfologiczną, wyznaczającą północną granicę Gór Stołowych – Progiem Radkowa. Stanowisko jest południową skarpą wzgórza Guzowata, wydłużonego w kierunku NWW-SEE, którego część znajduje się na terytorium Republiki Czeskiej (Fig. 12.). Wzgórze jest kuestą uformowaną na wychodni wapienistych zlepieńców (*ogniwo zlepieńców z Wambierzyc, formacja z Radkowa*), które kończą permo-karbońską sukcesję osadową w synklinorium śródsudeckim (por. Fig. 2. i 4.). Stanowisko znajduje się bezpośrednio przy Zalewie Radkowskim w odległości ok. 200 metrów na NE od głównej drogi łączącej Radków z Kudową.

W stanowisku występują piaskowce, piaskowce zlepieńcowate, zlepieńce o spoiwie wapiennym oraz wapień. Te ostatnie, kiedyś interpretowane jako osady cechsztyńskie, zostały ostatnio rozpoznane jako kopalne kalicze, czyli wapienne gleby klimatu półsuchego (Śliwiński, Wojewoda 1984; Aleksandrowski i inni, 1986) Skały osadowe nie są, poza spękaniem, zaburzone tektonicznie – uławienie zapada pod kątem do 5° w kierunku północnym. W stanowisku przeważają zlepieńce o nieuporządkowanej teksturze, o

rozproszonym szkielecie ziarnowym i o innych cechach typowych dla tzw. **diamiktytów**. Inne odmiany litologiczne tworzą izolowane ciała – **platy deformacyjne** lub **intraklasty**, w obrębie diamiktytów (Fig. 14. i 15.). W składzie ziarnowym zlepieńców dominuje słabo obtoczony lub nieobtoczony kwarc żyłowy i silnie zwiertzałe agregaty krystaliczne, których inwentarz nawiązuje składem do skał z pobliskiego obszaru masywu Kudowy. Zespół facji osadowych jest typowy dla osadów suchych stożków napływowych.

Cechą wyróżniającą osadów z Guzowatej jest ich architektura interpretowana, jako efekt redepozycji masowej (koluwia osuwiskowe). W oparciu o kryteria strukturalne i teksturalne można wydzielić w profilu Guzowatej co najmniej 8 pięter-**pakietów osuwiskowych** (Fig. 13.). Pakiety mają względnie stałą miąższość (w skali odsłonięcia), przy czym kolejne z nich, przesuwając się w górę profilu, są coraz cieńsze. Różnorodność dobrze udokumentowanych deformacyjnych struktur osuwiskowych pozwala na rekonstrukcję kierunku redepozycji i tym samym stanowi wskaźnik lokalnego paleoskłonu w późnym permie (Ordzik 2003; Śliwiński, Wojewoda 1984; Aleksandrowski i inni, 1986) (Fig. 14. i 15.).

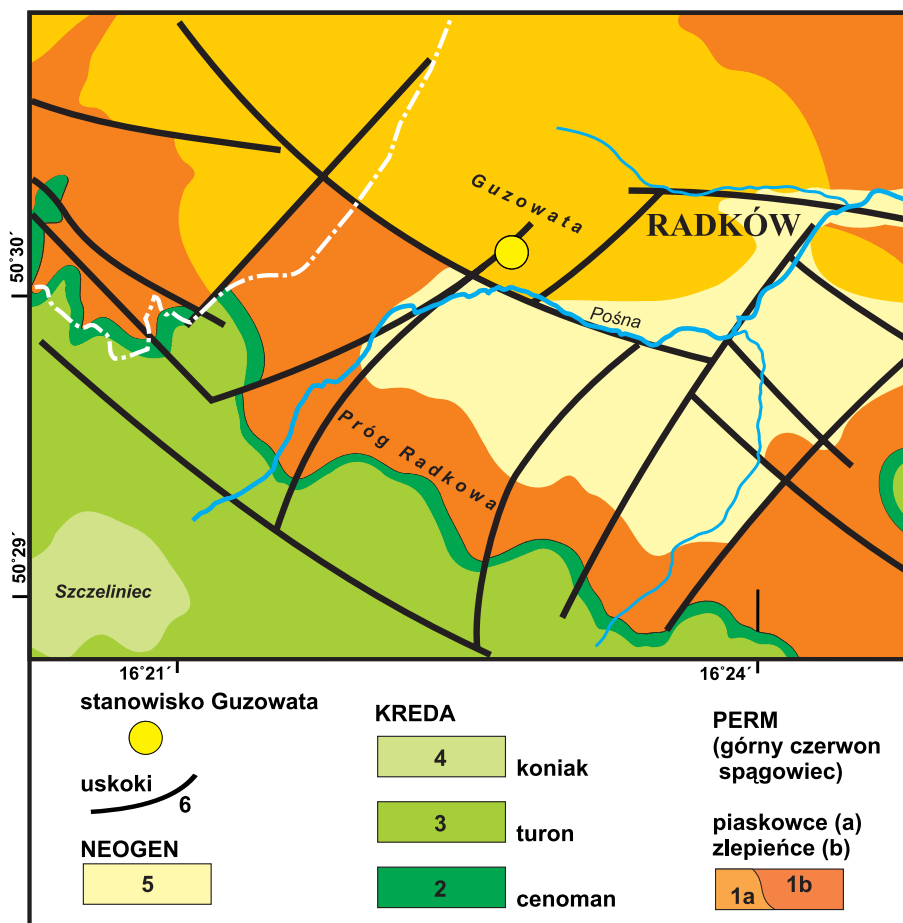


Fig. 12. Schemat lokalizacyjno-geologiczny stanowiska Guzowata

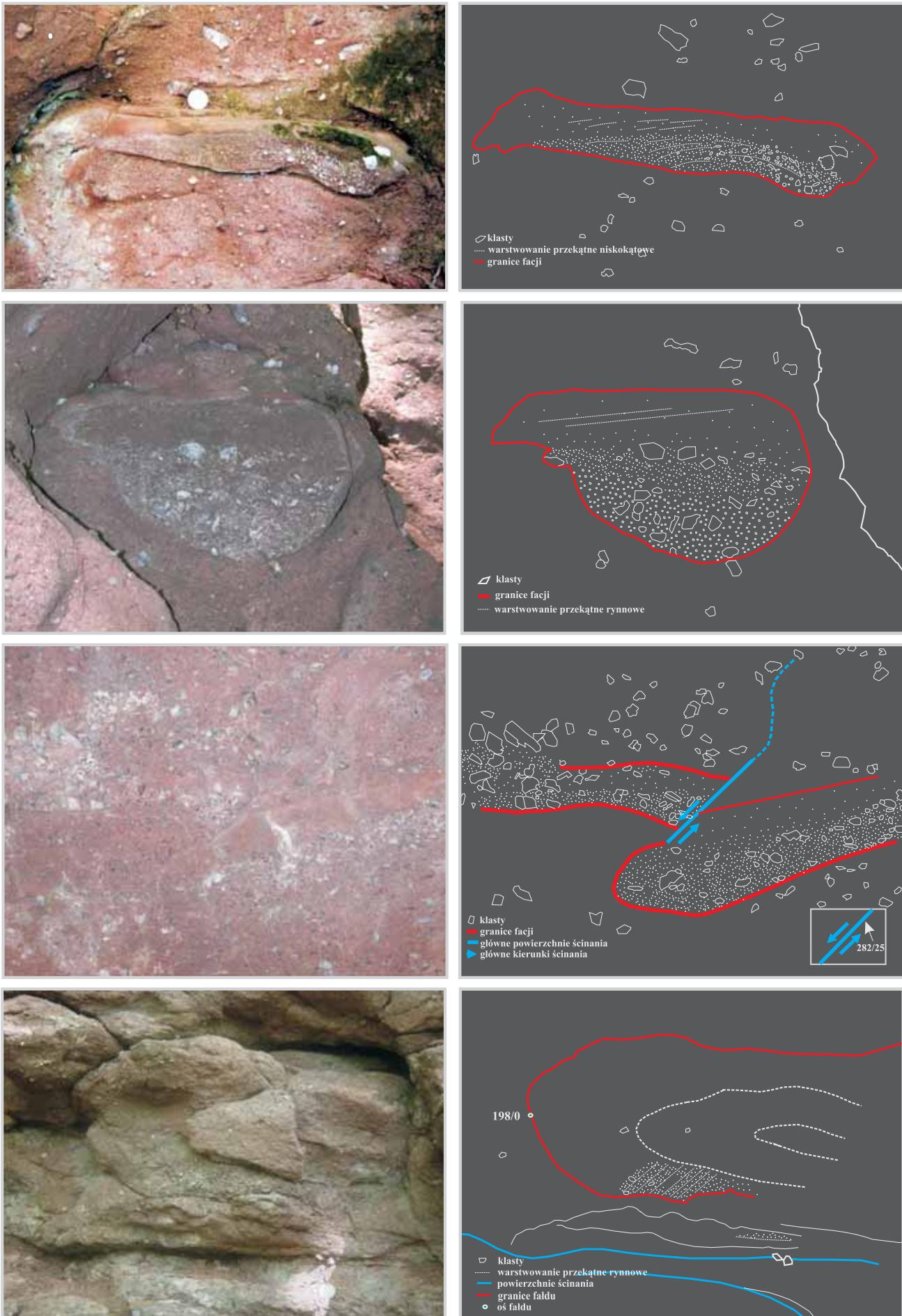


Fig. 14. Przykłady występowania izolowanych ciał piaskowcowych, zlepieńcowych i mułowcowych w dia-miktytach wzgórza Guzowata

W stanowisku zostały udokumentowane **kalicze** na różnym etapie rozwoju. Widoczne są zarówno makroskopowe zjawiska diagenetyczne typowe dla strefy freatycznej (kalicze pudrowe, poziomy kolmatacyjne), jak i dla strefy wadycznej (kalicze gruzłowe, masywne oraz laminowane). Cechą charakterystyczną profilu z Guzowatej jest wzrost zawartości węgla wapnia ku górze i coraz pełniej rozwinięte profile kalicze – od kalicze pudrowego w dolnej części profilu po kalicze masywne i laminowane w stropie. Ponadto, obserwuje się wyraźny związek poziomów

kalicze z pakietami osuwiskowymi - kalicze występują zawsze w górnej części pakietów.

Osady występujące w stanowisku odzwierciedlają cykliczność sedymentacji przy aktywnej, tektonicznej krawędzi basenu. Tworzą sukcesję o ziarnie drobniejącym ku górze, typową dla końcowego etapu zasypywania permo-karbońskiego reliefu basenu śródsudeckiego (pedyment). Osady dokumentują proces wietrzenia masywu granitoidowego Kudowy, który stanowił południowy obszar zasilania w późnym permie (Wojewoda, Mastalerz 1989).

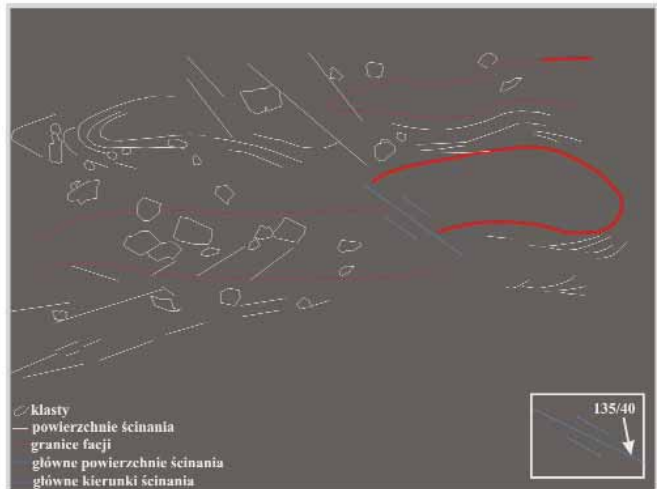
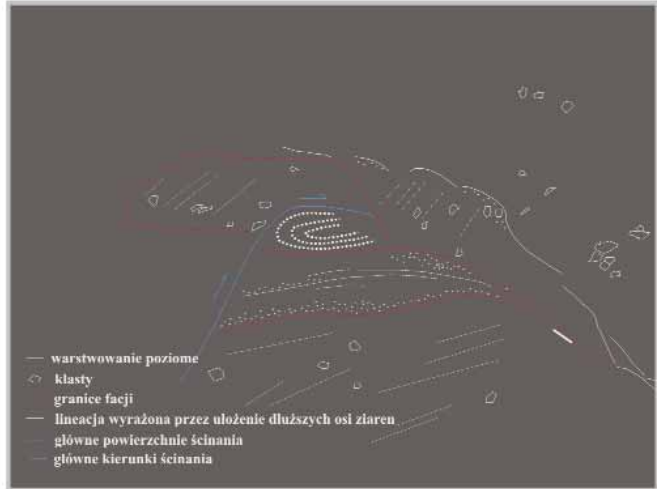
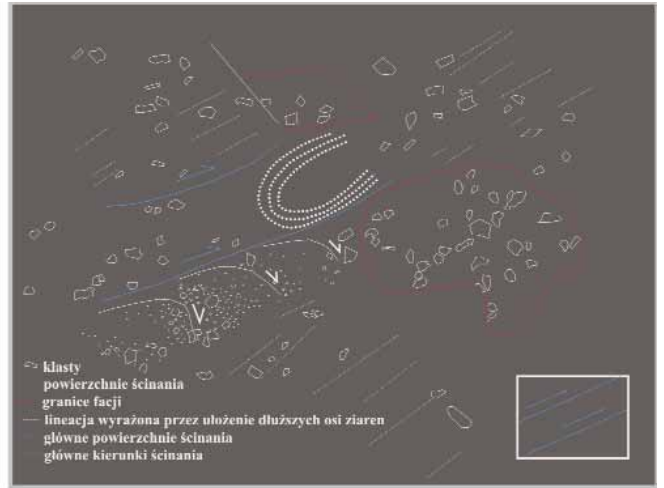


Fig. 15. Przykłady struktur deformacyjnych i zdeformowanych intraklastów w obrębie diamiktytów wzgórza Guzowata

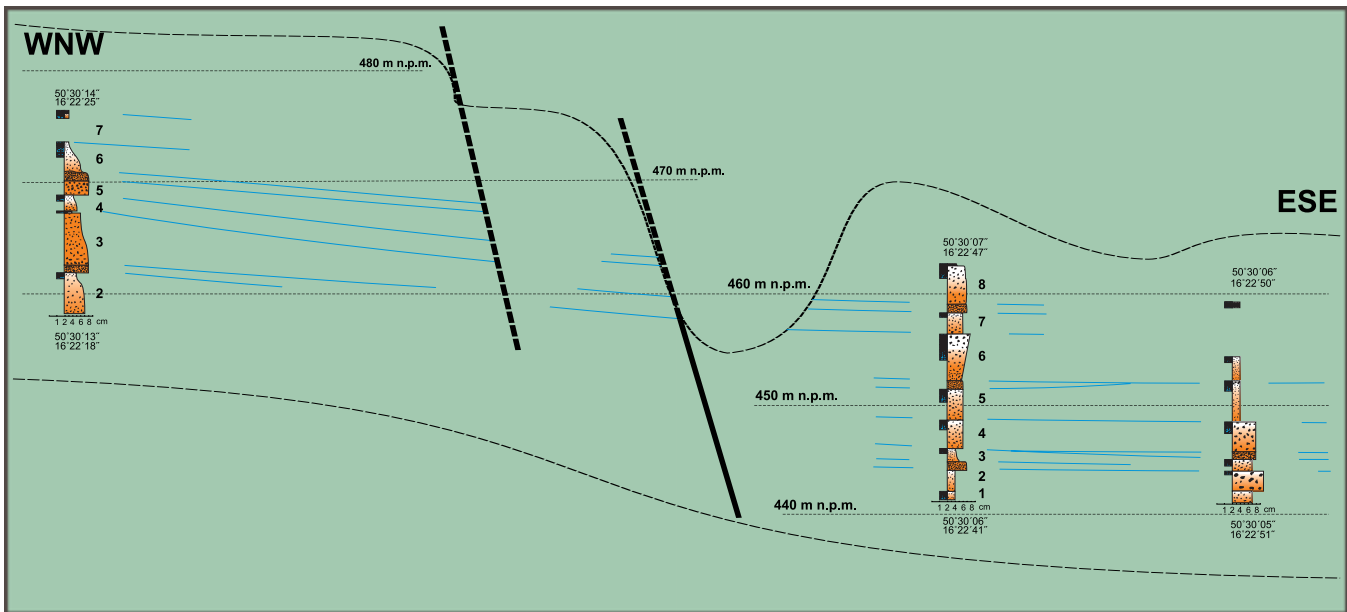


Fig. 13. Schemat korelacyjny profili najwyższej części czerwonego spągowca w niecce śródsudeckiej na wzgórzu Guzowata

Stanowisko 4: Hynčice

50° 27' 37" N, 16° 17' 19" E

Richard Lojka, Martin Blecha

W stanowisku odsłaniają się rzeczno-jeziorne osady wulkano-detrytyczne *górnego ogniwa z Olivětína* (sakmar). Profil obejmuje ok. 500 m i znajduje się w skarpie rzeki Stěnavy (Ścinawa) w Hynčicach.

Osady przybrzeża jeziornego i równi powodziowej (Fig. 16. A i B) reprezentowane są przez jednostki piaskowców o ziarnie drobniejącym ku górze aż po mułowce (facje R_1 i R_2), sporadycznie węglanowe (facja C_2), kanałów wypełnionych piaskiem (S_2) i grubszych pakietów piaskowcowych (S_4). Środowisko depozycyjne przyjeziornej równi powodziowej zdominowane jest przez zalewy warstwowe (R_1 i R_2) z podrzędnie występującymi kanałami fluwialnych (S_2). Przybrzeża jeziorne reprezentują odsypy piaskowcowe o płaskich spągach, z riplemarkami falowymi (S_4). Wyższy poziom wód wskazywany jest przez węglany jeziorne zawierające sporadyczne łuski ryb (C_2) (Blecha 1992).

Facje płytkiego jeziora (Fig. 16.C) obejmują masywne czerwono-brązowe zróżnicowane mułowce z wymieszany materiałem (domieszką piasku, lokalnie zbrekcjonowane, z powszechnie występującymi szczelinami z wysychania i przewarstwieniami laminowanych mułowców (facja M_2). Facje te interpretowane są jako osady brzegu jeziornego o

niewielkim nachyleniu dna i z częstymi fluktuacjami poziomu jeziora (Blecha 1992). Osady płytkiego jeziora występują także w profilu Otovice (por. Fig. 17).

Osady stożka aluwialnego obserwować można w najwyższej części profilu Hynčice. Obejmują one pakiety piaskowcowe (facja S_4 , do 0,7 m miąższości, zlepieńce o rozproszonym szkielecie ziarnowym oraz „brekcje sedymentacyjne”. Matriks jest piaszczysta, intraklasty są głównie mułowcowe. Spąg jest częściowo erozyjny, niektóre ławice wykazują niewyraźne warstwowanie przekątne lub gradację ziarna (facje G_3). Osady te interpretowane są jako **debryty** (utwory niekohezyjnych spływów rumoszowych) - osady przejściowe między utworami spływów rumoszowych, a osadem prądów trakcyjnych (Blecha 1992).

Stanowiska zlokalizowane bardziej na północy (Pomeznicze, Heřmánkovice) zawierają znacznie więcej zlepieńców o rozproszonym szkielecie ziarnowym i ilastej matriks oraz zlepieńców o ostrokrawędzistych ziarnach („brekcje sedymentacyjne”, G_2), które są interpretowane jako debryty, jak i osady piaszczysto dennych strumieni roztokowych (facja S_1) oraz fluwialne zlepieńce o zwartym szkielecie ziarnowym (facja G_1) (Blecha 1992).

Stanowisko 5: Otovice

50° 33' 46" N, 16° 22' 32" E

Richard Lojka, Martin Blecha

W stanowisku odsłaniają się osady przybrzeża i obrzeża jeziornego *górnego ogniwa z Olivětína* (tzw. **łupki walchowie**, sakmar). Profil obejmuje ok. 500 m i znajduje się w skarpi rzeki Stěnavá (Šcinawa) w Otovicach.

Niewielkie ciała delt jeziornych reprezentowane są przez sukcesje o ziarnie rosnącym ku górze o miąższości 1-4 m, należące do facji R₁, R₂, S₁ i S₂. Facje te prawdopodobnie

stanowią zapis progradacji niewielkich ciał piaszczystych. Brak kanałów wskazuje, iż są to osady dystalnej delty (**Fig. 17**) (Blecha 1992). Facje takie występują również w profilu Hynčice.

Osady obrzeża jeziornego są reprezentowane przez ciemnoszare, drobnolaminowane mułowce ze sporadycznie występującymi laminami piaskowcowymi (facja M₁).

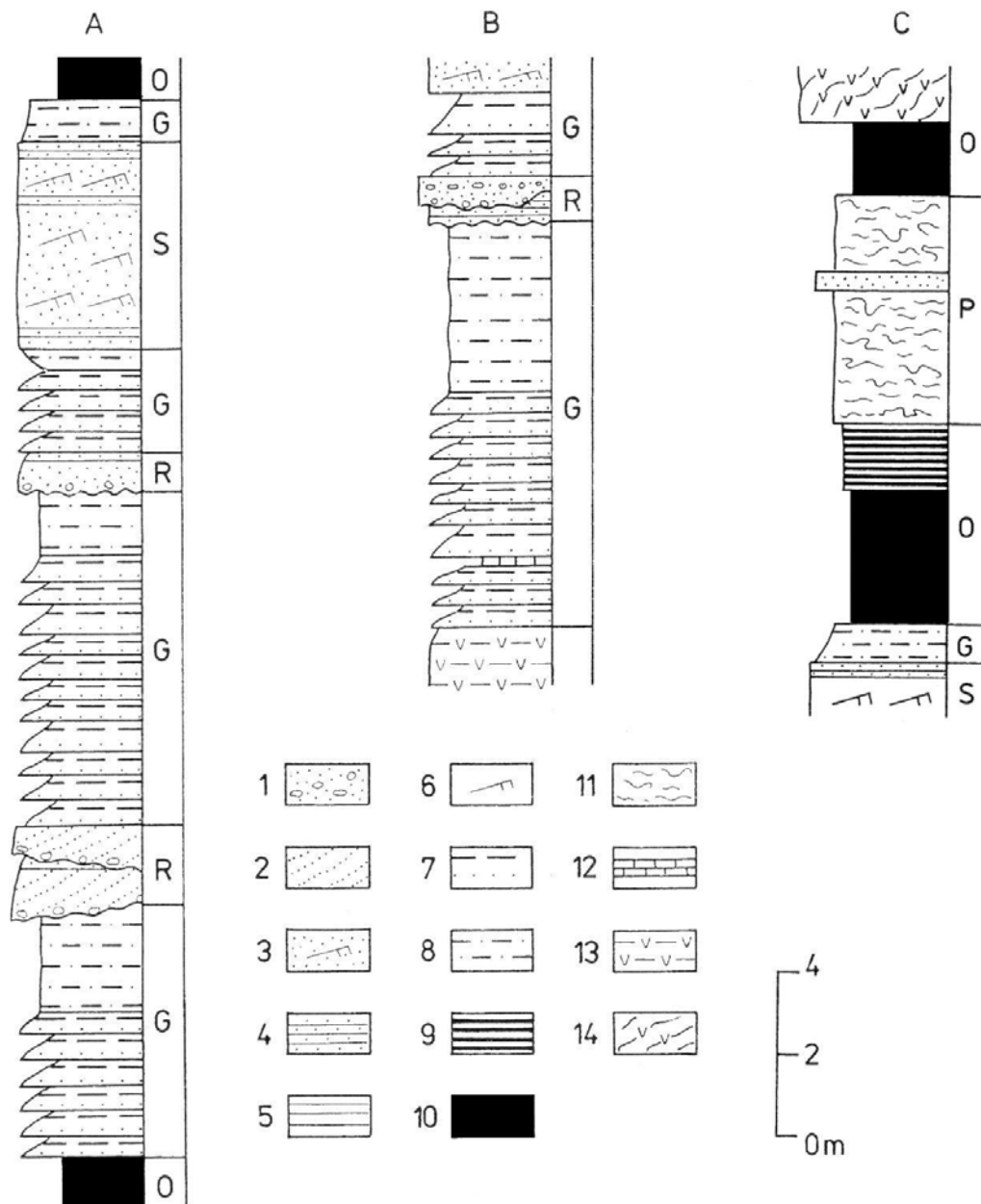


Fig. 16. Profile przybrzeżnych (A i B) oraz obrzeżnych (C) osadów jeziornych w Hynčicach (wg Blecha 1992)

1 – piaskowiec zlepieńcowaty; 2 – piaskowiec warstwowany przekatnie planarnie; 3 – piaskowiec z riplemarkami; 4 – piaskowiec warstwowany poziomo; 5 – pyłowiec warstwowany poziomo; 6 – piaszczysty pyłowiec z riplemarkami; 7 – grube, frakcjonalnie uziarnione ławice piaszczysto-mułowcowe; 8 – cienkie, frakcjonalnie uziarnione warstwy piaszczysto-mułowce; 9 – laminowany mułowiec z wkładkami piaskowca; 10 – cienko-laminowany mułowiec; 11 – mułowiec bezstrukturalny; 12 – wapień; 13 – osady wulkanogeniczne, laminowane lub warstwowane subhoryzontalnie; 14 – osady wulkanogeniczne z zaburzeniami plastycznymi; S – piaszczyste przybrzeże jeziorne; R – kanał fluwialny; G – osady zalewów warstwowych; O – obrzeże jeziorne; P – płytkowodne osady jeziorne

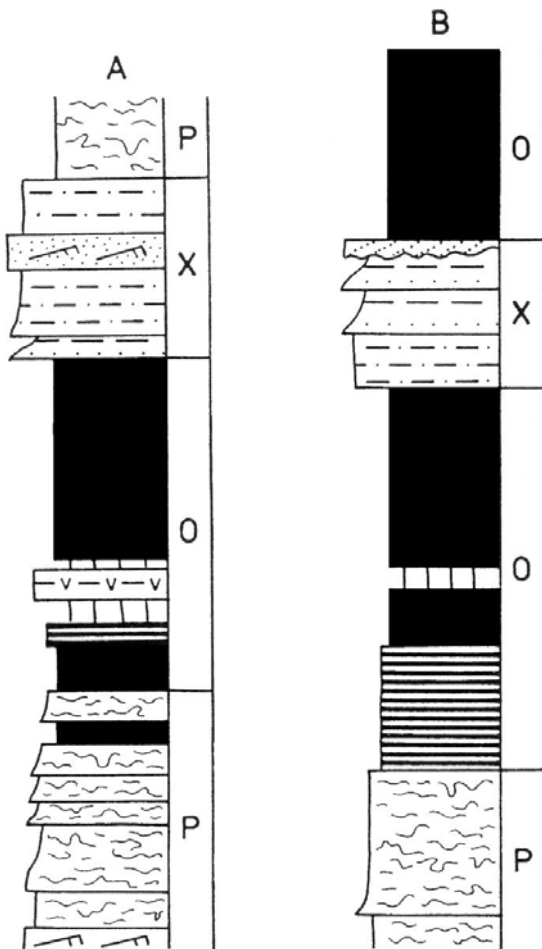


Fig. 17. Profil odrzędnych osadów jeziornych i deltowych w Otovicach (wg Blecha 1992)

O – odrzędze jeziorne; P – płytkowodne osady jeziorne;
X – osady delty jeziornej

Cechuje je obfitość szczątków roślinnych, obecność śladów kropli deszczu, szczelin z wysychania i erozyjnych rowków odpływowych. W mułowcach występują poziomy wapieni mikrytowych i mikrosparytowych o miąższości do 0,7 m (wapień Otovic lub wapień Ruprechtic z innych stanowisk) w postaci przewarstwień. Mają one barwę szarą do pstrej i zawierają skamieniałości ryb, płazów oraz roślin. Obserwowane cechy wskazują na niską energię środowiska odrzędzonego z krótkimi epizodami wysychania (Blecha 1992).

MODEL ŚRODOWISKOWY I PALEOGEOGRAFIA

Dla północnej części obszaru Bromova – rejonu Pomeznic i Heřmánekovic charakterystyczne są osady stożka aluwialnego – występują również w najwyższej części sukcesji w Hynčicach. Lateralnie zajął się one w kierunku południowym z osadami przybrzeża jeziornego (Hynčice, Olivětín). Facje te w przybliżeniu odpowiadają „wulkano-detrytycznym” członom górnego ogniwa Olivětína wg Táslera i innych (1979). Odpowiedniki łupków walchowych występują na SE od Broumova i są głównie facje płytkojeziorne i odrzędzowe (Blecha 1993)(Fig. 18).

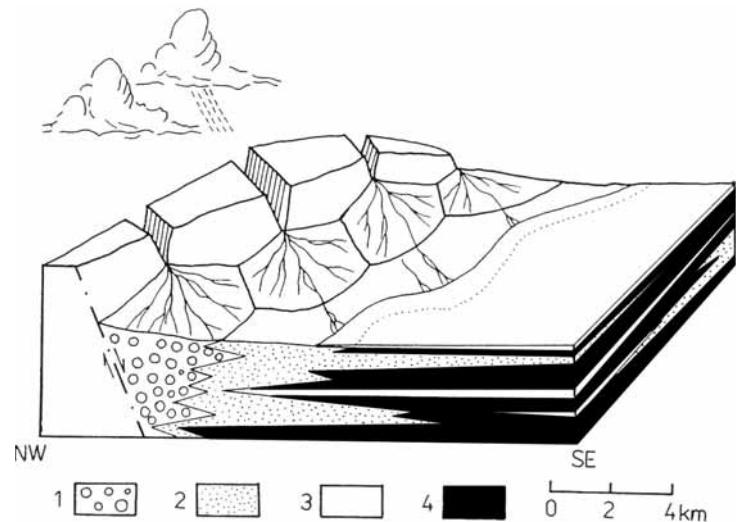


Fig. 18. Model środowiskowo-paleogeograficzny dla górnego ogniwa z Olivětína (wg Blecha 1992)

Na podstawie składu otoczków, paleoprądów oraz paleogeografii za obszary źródłowe dla stożków aluwialnych uważa się kwaśne skały wulkaniczne ogniwa Nowej Rudy oraz prawdopodobnie osady dolnego ogniwa Olivětína w najbardziej północnej części badanego obszaru. Czynnikiem kontrolującym sedymentację były zapewne synsedymacyjna tektonika i wulkanizm (Blecha 1993). Górne części stożków aluwialnych zdominowane były przez spływy rumoszowe, a ich części dolne przez zalewy warstwowe, prądy gęstościowe i dystrybucję w systemie koryt fluwialnych. Materiał klastyczny był doprowadzony do jeziora poprzez niewielkie delty i rozprowadzany wzdłuż brzegu w formie przybrzeżnych nasypów piaszczystych. Pospolite są powtarzające się wzajemne przejścia facji przybrzeża i równi powodziowej. Dalej na południe dominują mułowce jeziorne z węglanami.

Również przebudowa architektury wypełnienia basenu była powodowana prawdopodobnie przez tektonikę i aktywność wulkaniczną, które zwiększały tempo subsydencji w pobliżu aktywnych centrów wulkanicznych. Wulkanizm, który dostarczał różnorodnych materiałów skalnych o dużej miąższości, wpływał również istotnie na geomorfologię i stanowił źródło materiału klastycznego. System jeziorny był bardzo niestabilny, z częstymi fluktuacjami poziomu jeziora. Okresy płytkowodne z dobrze natlenionym dnem występowały naprzemiennie okresami głębokowodnymi cechującymi się stratyfikacją kolumny wodnej i anoksycznymi warunkami w części dennej (Blecha 1992). Oscylacje poziomu jeziora prawdopodobnie powodowane były zmianami klimatycznymi, co dodatkowo stymulowało progradację środowiska sedymentacji klastycznej (Blecha 1993).

Stanowisko 6: Golińsk

50° 38' 56,2"N, 16° 11' 48,22"E

Jurand Wojewoda

Stanowisko znajduje się w Golińsku, w Sudetach Środkowych, w obrębie Obniżenia Ścinawki i leży ok. 2 km na wschód od centrum Mieroszowa. Jest to nieczynny łom w skarpie, która jest naturalną krawędzią doliny Ścinawki – największej rzeki Sudetów Środkowych (Fig. 19). Stanowisko znajduje się bezpośrednio przy korycie Ścinawki w odległości ok. 100 m od międzynarodowej trasy łączącej Mieroszów z Mezimesti.

W stanowisku występują mułowce, piaskowce, piaskowce zlepieńcowate i zlepieńce zaliczane do ogniwa zlepieńców z Mieroszowa formacji z Radkowa (por. Fig. 2 i 4). Skały osadowe, poza spękaniami, nie są zaburzone tektonicznie – uławicenie zapada w kierunku zachodnim pod kątem do 10°. Przeważają różne odmiany zlepieńców, zbudowanych w głównie z materiału wulkanoklastycznego o wyraźnie uporządkowanej teksturze (imbrykacja, warstwowanie). Zlepieńce i piaskowce tworzą cyklotemy-sekwencje typowe dla zespołu facji żwirowodennych rzek roztokowych lub rzek o niskiej krętości (Fig. 20). W centralnej części odsłonięcia dobrze rozpoznawalne są osady nasypu śródkorytowego, z relikami poziomów glebowych i rizokrecjami

(Fig. 21A). Powszechnie występują osady i struktury korytowe (rynny erozyjne, skarpy, bruki korytowe, odsypy przyzakolowe) (Fig. 21B) oraz wyraźne zestawy drobnoziarnistych osadów pozakorytowych. W górnej części ściany odsłonięcia występuje zespół facji osadowych typowy dla osadów tzw. **mokrych stożków napływowych**.

W dolnej części natomiast widoczna jest ławica (pakiet) o cechach typowych dla koluwium osuwiskowego (Aleksandrowski i inni 1986). W części SW ściany kamieniołomu w obrębie ławicy występują struktury deformacyjne typowe dla deformacji w stanie plastycznym - kontorsje, fałdy, fleksury, płaty deformacyjne (Fig. 22). W części środkowej przeważają struktury typowe dla upłynionego osadu. Szczególnie dobrze zachowały się unikalne struktury odwodnieniowe – **komory dyfuzyjne i wulkany mułowe** (Fig. 23) (Wojewoda 2008). Struktury takie powstają między innymi wtedy, gdy zachowanie reologiczne osadu skrajnie zmienia się w krótkim czasie, np. w trakcie trzęsienia ziemi (Fig. 24). W oparciu o zjawiska opisane w stanowisku Golińsk został stworzony model matematyczno-fizyczny komór dyfuzyjnych (Wojewoda, Wojewoda 1986).

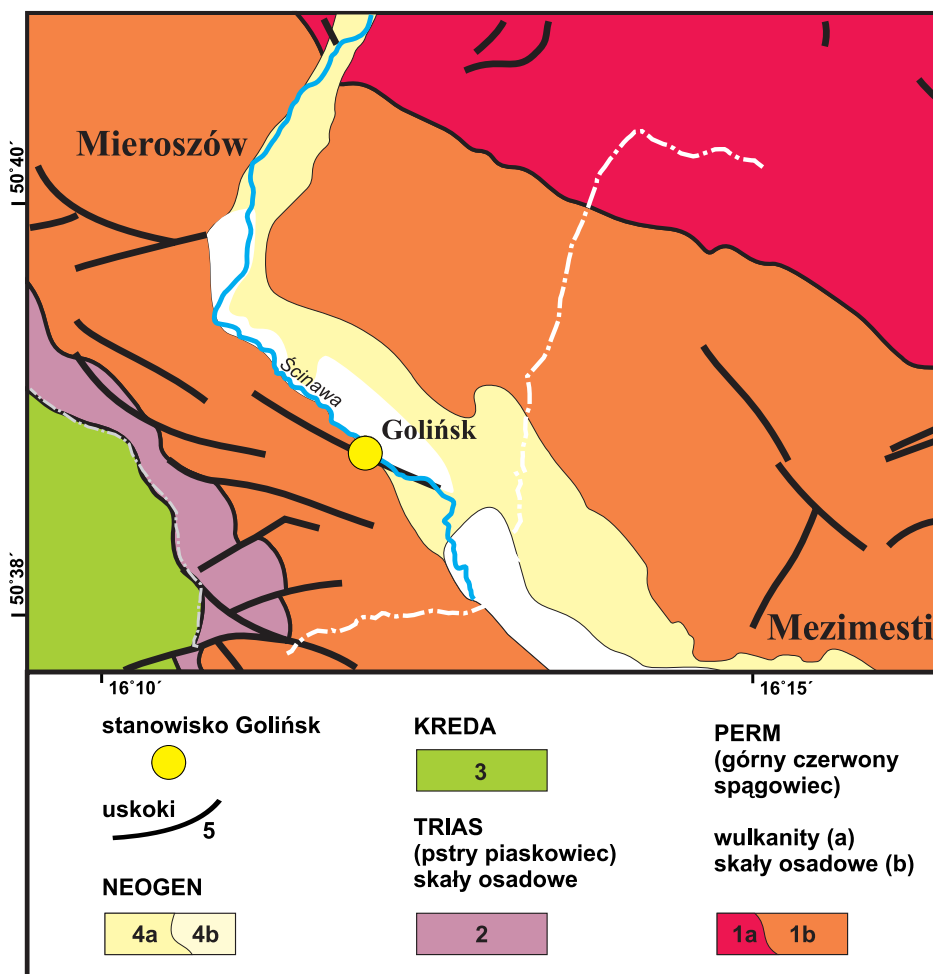


Fig. 19. Schemat lokalizacyjno-geologiczny stanowiska Golińsk

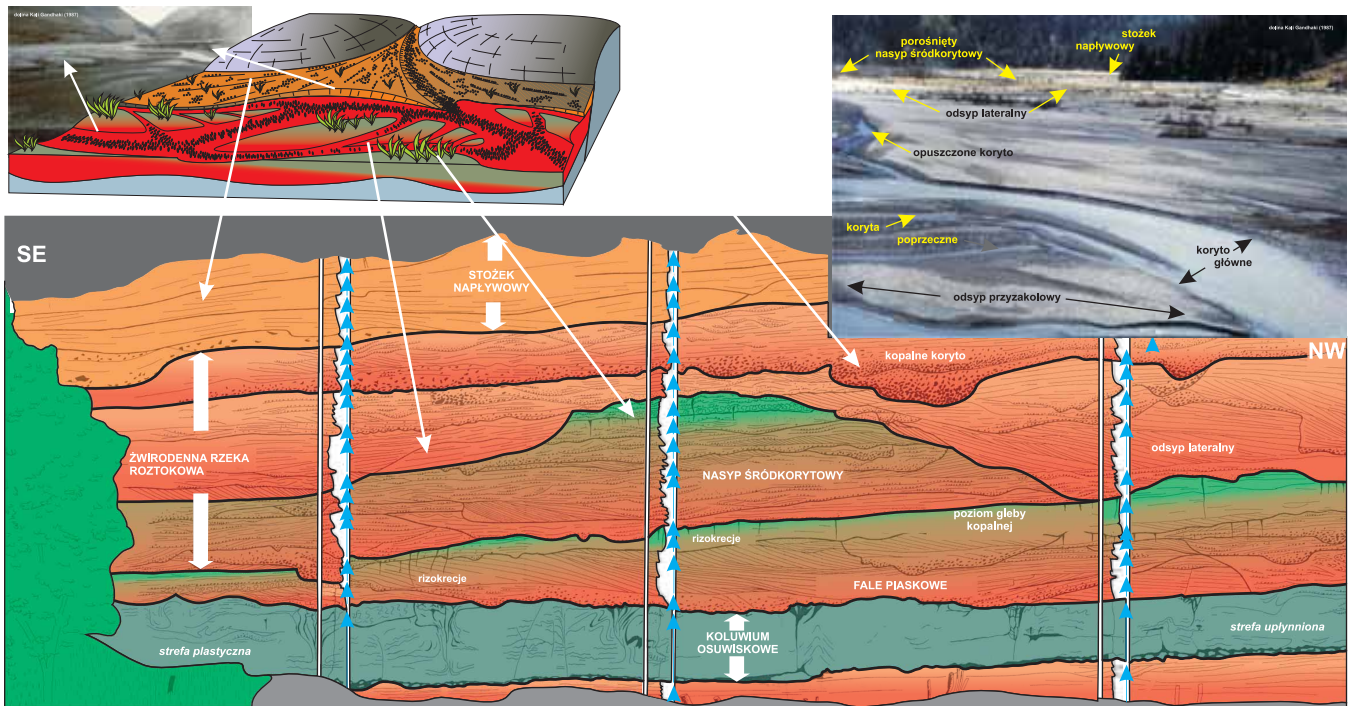


Fig. 20. Szkic ściany głównej kamieniołomu w stanowisku Golińsk

Bardzo dobrze zachowane są w odsłonięciu osady powodziowe, w tym bardzo rzadkie osady **fal piaskowych** (zestawy piaskowca warstwowanego przekątnie rynnowo w gigantycznej skali, które występują bezpośrednio ponad koluwium osuwiskowym. Erozyjny spąg tych osadów i jednocześnie wyraźne ślady inkorporacji materiału wypływającego z koluwium ponad strukturami odwodnieniowymi wskazują, że procesy trzęsienia ziemi, osuwiska i powodzi były niemal równoczesne (Fig. 25).

Zachowanie w stanie kopalnym zarówno koluwium osuwiskowego, jak i osadów powodziowych fal piaskowych było możliwe dzięki znaczącemu i szybkiemu podniesieniu się bazy erozyjnej, co zapewne było spowodowane nagłą lokalną subsydencją. W stanowisku widoczny jest wpływ kompaktacji starszych osadów na architekturę osadów młodszych. Selektowna kompaktacja w podłożu, zwłaszcza w obrębie komór dyfuzyjnych, wymusza lokalizację koryt w czasie późniejszej sedymentacji (Fig. 26).

Osady występujące w stanowisku odzwierciedlają cykliczność sedymentacji przy aktywnej, tektonicznej krawędzi basenu. Sukcesja osadów o ziarnie grubiejącym ku górze, odzwierciedla odmłodzenie rzeźby terenu w strefie dolinnej. Materiał wulkanoklastyczny dokumentuje relief u schyłku permu – doliny rzecznej w tektonicznym zapadlisku śródgórskim otoczonym masywami wulkanicznymi.

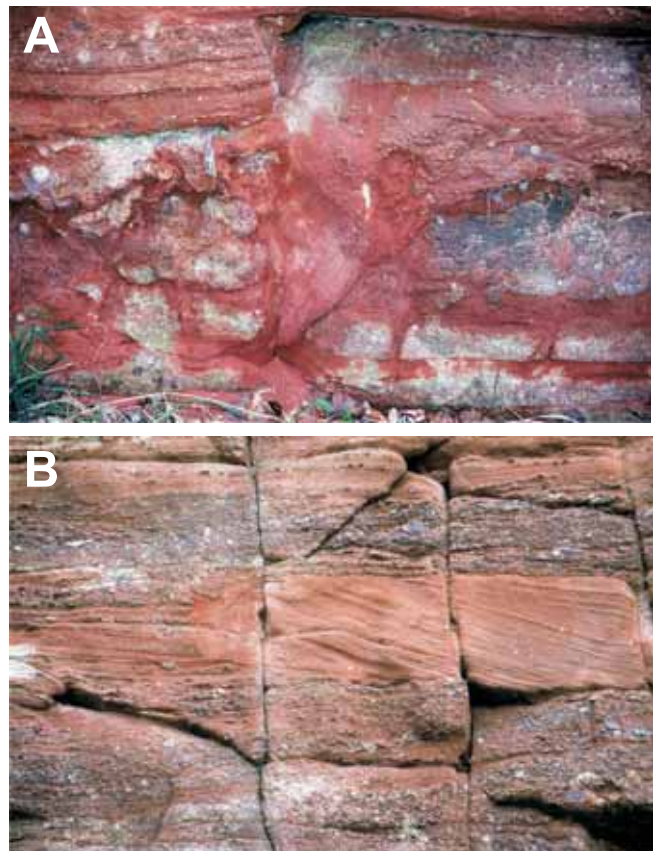


Fig. 21. Wskaźniki paleośrodowiskowe: A – ślady pokorzeniowe, B – odsyp boczny

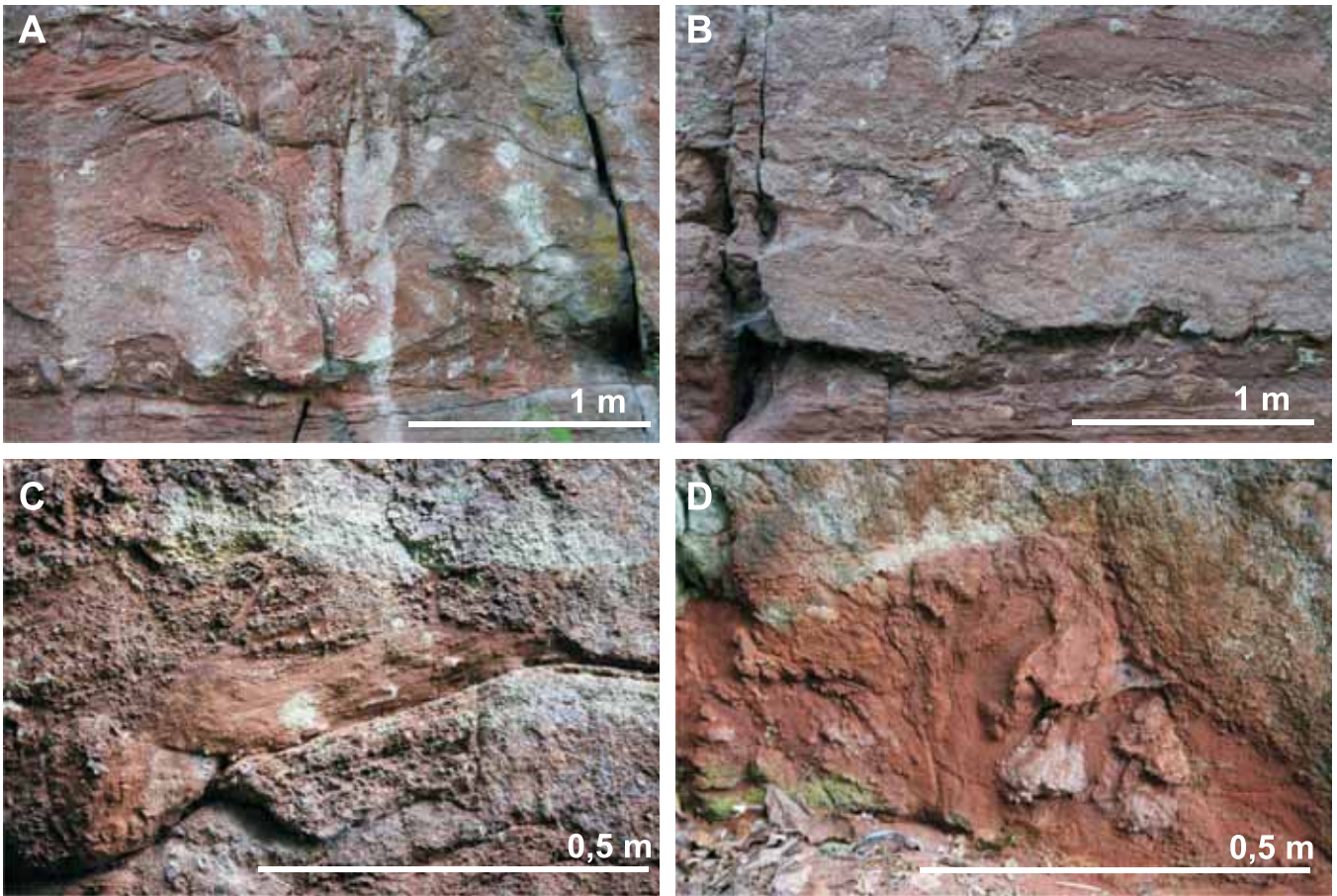


Fig. 22. Przykłady struktur deformacyjnych w obrębie pakietu osuwiskowego: A – kontorsja, B – fleksura, C – intraklast, D – diapir mułowy

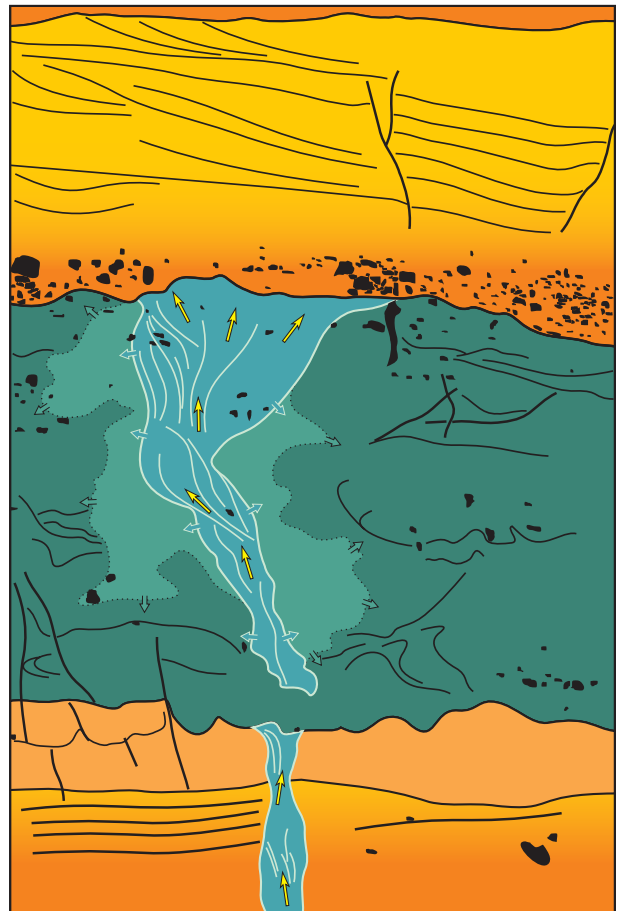


Fig. 23. Komora dyfuzyjna w pakiecie osuwiskowym

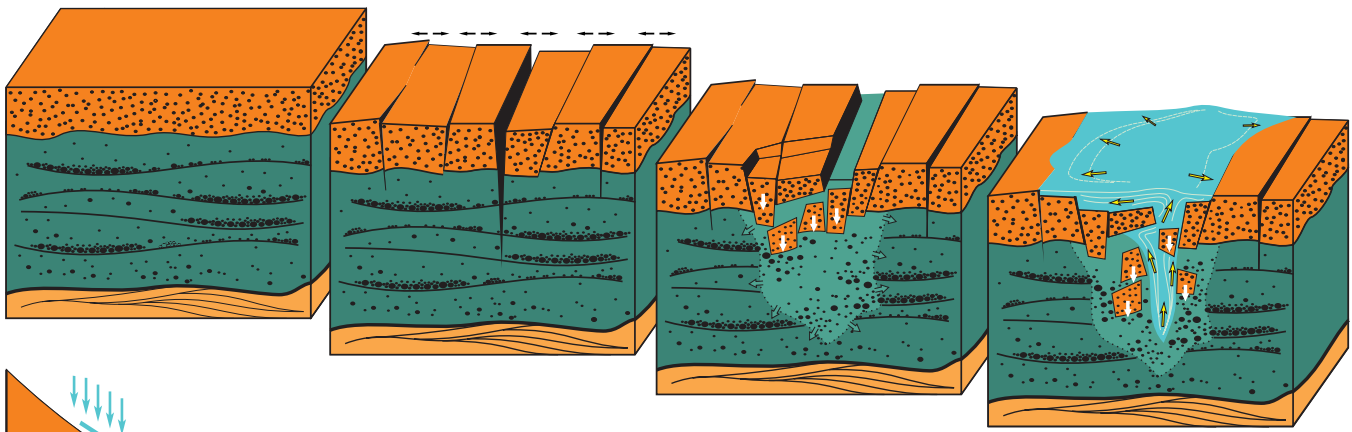


Fig. 24. Model powstawania komór dyfuzyjnych

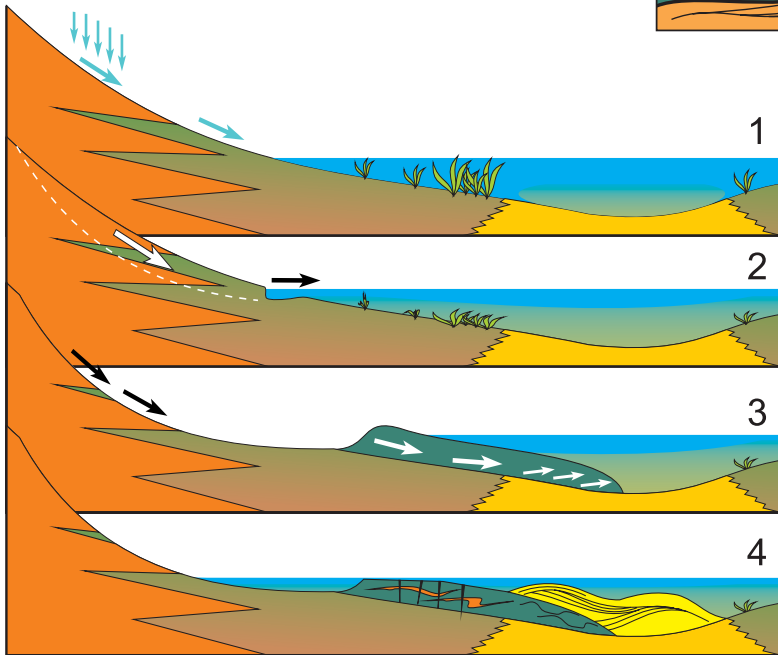


Fig. 25. Przypuszczalny przebieg wydarzeń, które doprowadziły do powstania i zachowania pakietu osuwiskowego i osadów powodziowych

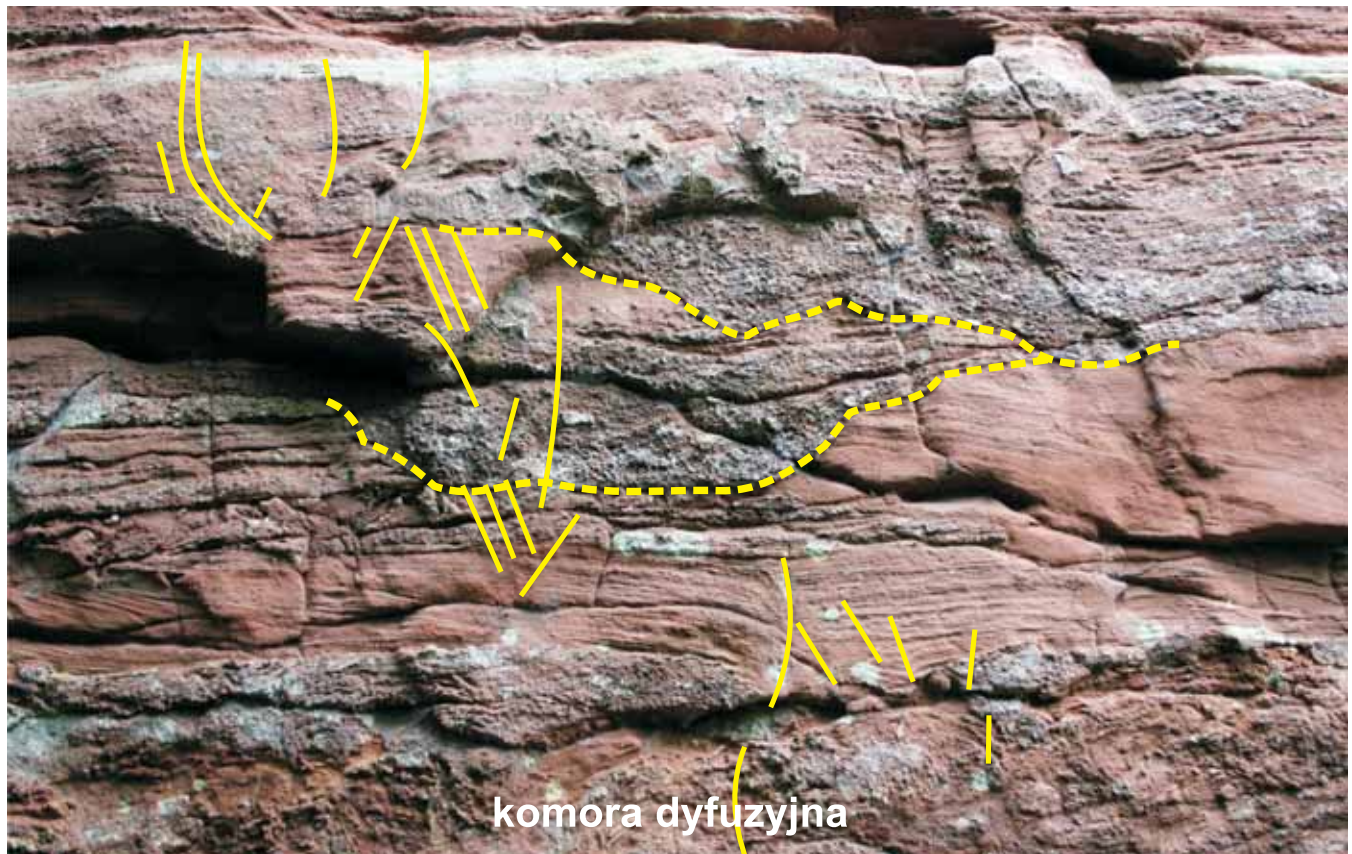


Fig. 26. Związek przestrzenny z występowaniem komór dyfuzyjnych w pakiecie osuwiskowym i paleokoryt w nadkładzie pakietu

LITERATURA CYTOWANA

- Aleksandrowski, P., Kryza, R., Mazur, S., Żaba, J., 1997.** Kinematic data on major Variscan strike-slip faults and shear zones in the Polish Sudetes, northeast Bohemian Massif. *Geological Magazine*, 133: 727-739. **Aleksandrowski, P., Śliwiński, W., Wojewoda, J., 1986.** Frontally and surficially fluidized slump to debris flow sheets in an alluvial sequence, Lower Permian, Intrasudetic Basin. 7th IAS Regional Meeting, Excursion Guidebook, Excursion A-1: 9-29. **Awdankiewicz, M., 1998.** Volcanism in a late Variscan intramontane trough: Carboniferous and Permian volcanic centers of the Intra-Sudetic Basin, SW Poland. *Geol. Sudetica*, 32: 13-47. **Awdankiewicz, M., 1999.** Volcanism in a late Variscan intramontane trough: the petrology and geochemistry of the Carboniferous and Permian volcanic rocks of the Intra-Sudetic Basin, SW Poland. *Geol. Sudetica*, 32: 83-111. **Blecha, M., 1992.** Laterální přechod z aluviálních kuželů do lakustrinního prostředí; model sedimentace svrchních olivětiných vrstev (autun) v české části vnitrosudetské pánve. (in Czech with English abstract) *Věsník Českého geologického ústavu*, 67, 5: 347-362. **Blecha, M., 1993.** Role tektoniky, vulkanismu a klimatu při sedimentaci olivětiných vrstev (autun) ve vnitrosudetské pánvi. Sbor. VII. uhel. geol. konf. přírodov. fak., 21-27, Praha. **Dathe, E., Petrascheck, W., 1913.** Geologische Übersichtskarte des Niederschlesisch-Böhmischen Beckens, 1 : 100 000. Königlich-Preußischen Geologischen Landesanstalt. Berlin. **Dziedzic, K., 1961.** Utwory dolnopermskie w niecce śródsudeckiej. *Stud. Geol. Pol.*, 6, 121 pp. Warszawa. **Felicka, E., 2000.** Heavy minerals in the Carboniferous sediments of the Intra-Sudetic Basin as palaeogeographic indicators. *Geologia Sudetica*, 33: 49-65. **Flegel, K., 1904.** Exkursion in das Kreidegebirge der südlichen Grafschaft Glatz. *Z. Dtsch. Geol. Ges.*, 56, 297-302. **Frech, F., 1902.** Über den Bau der schlesischen Gebirge. Eine tektonische Skizze. *Geogr. Zeitschrift*, 8, 553-570. **Grocholska, J., Grocholski, A., 1958.** Tektonika pn.-wschodniej części rowu Nysy. *Przegląd Geologiczny*, 66 (8-9), 351-353. **Herzog, F., 1922.** Tektonische Spezialuntersuchungen im Gebiete des Neissegrabens. *Abh. Preuss. Geol. Landesanst., N.F.*, H. 89: 116-136. **Krejci, J., 1869.** Studien im Gebiete der böhmischen Kreideformation. **Leppla, A., 1900:** Geologisch-hydrographische Beschreibung des Niederschlagsgebietes der Glatzer Neiße (oberhalb der Steine mündung) mit geologischer Übersichtskarte 1:50 000. *Abhandlungen des Preußischen Geologischen Landes-Amt, N.F.*, 32, X, 368 (+ mapa). **Lorenc, S., Mroczkowski, J., 1978.** The sedimentation and petrography of Zechstein and lowermost Triassic deposits in the vicinity of Kochanow (Intra-Sudetic Trough). *Geologia Sudetica*, 13, 2: 23-39. **Lojka, R., 2003.** Sedimentology and provenance of the alluvial deposits of the Trutnov Formation (saxonian) in the Czech part of the Intra-Sudetic Basin. MSc Thesis, Charles University, Praha. **Mastalerz, K., 1995.** Deposits of high-density turbidity currents on fan-delta slopes; an example from the upper Viséan Szczawno Formation, Intra-sudetic Basin, Poland. In Chough, S.K., Orton, G.J. (eds): *Fandeltas, depositional styles and controls. Sedimentary Geology*, 98, 1-4, 121-146. **Mastalerz, K., Nehyba, S., 1997.** Comparison of Rotliegendes lacustrine depositional sequences from the Intrasudetic, North-Sudetic and Boskovice basins; Central Europe. *Geologia Sudetica*, 30: 21-57. **Nemec, W., 1984.** Walbrzych beds (lower Namurian, Walbrzych coal measures): Analysis of alluvial sedimentation in a coal basin. *Geologia Sudetica*, 19: 2, 7-68. **Nemec, W., Porębski, S.J., Teisseyre, A.K., 1982.** Explanatory Notes to the lithotectonic Molasse profile of the Intra-Sudetic Basin, Polish Part (Sudety Mts., Carboniferous-Permian). Ion Lützner, H., Schwab, G. (eds): *Tectonic Regime of Molasse Epochs. Veröff. Zentralinst. Erde*, 66: 267-278. Potsdam. **Ordzik, K., 2003.** Struktury reformacyjne w koluwiach osuwiskowych wzgórza Guzowata – ich inwentaryzacja i znaczenie dla określenia paleoskłonu. Praca Magisterska pod kierunkiem J. Wojewody. Archiwum ING Uwr. **Rode, K., 1936.** Die Schichtenfolge der Kreide im Neißegraben. *Zentralblatt für Mineralogie (B)*, 109-118. **Spudil, J., Tásler, R., 2001.** Vnitrosudetská pánve. In: Pešek, J. (Ed) *Geologie a ložiska svrchnopaleozoických limnických pánví České republiky. Český geologický ústav. Praha.* 243 pp. **Śliwiński, W., 1980.** A model for caliche formation in the continental Permian deposits of southeastern Intra-Sudetic Basin, southwestern Poland. *Geol. Sudetica*, 15, 2, 83-104. Wrocław. **Śliwiński, W., 1984.** Proposed revision of the stratigraphic position of the Chelmsko Śląskie Beds (Permian, Intra-Sudetic Basin), *Geologia Sudetica*, 18: 167-174. **Śliwiński, W., Wojewoda, J., 1984.** Deformacyjne struktury osuwiskowe w kontynentalnych osadach czerwonego spągowca okolic Radkowa. *Materiały Terenowej Konferencji Sedymentologicznej, Radków 27-29.IV.1984: 1-7.* **Šimánek, V., 1986.** Naftovo-geochemický výzkum vnitrosudetské pánve a permokarbonu podkrkonošské a mšenské pánve. MS ÚÚG Praha. **Uličný, D., 2004.** A Drying-upward aeolian system of the Bohdašín Formation (early Triassic), Sudetes of NE Czech Republic: record of seasonality and long-term paleoclimate change. *Sedimentary geology*, 167, 1-2, 17-39. **Valečka, J., 1984.** Storm surge versus turbidite origin of the Coniacian to Santonian sediments in the eastern part of the Bohemian Cretaceous Basin. *Geol. Rundschau*, vol. 73: 651-682. **Valín, F., 1964.** Litologie triasu v severovýchodních Čechách. *Věst. ÚÚG*, 39, 6: 459-462. **Wojewoda, J., 1986.** Fault-scarp induced shelf sand bodies: turonian of the Intrasudetic Basin. In Teisseyre, A.K. (Ed): *International Association of Sedimentologists 7th European Regional Meeting, Kraków – Poland. Excursion Guidebook, Ossolineum, Wrocław.* 31-52. **Wojewoda, J., 2008.** Komory dyfuzyjne - przykład zróżnicowanej reologicznie reakcji osadu ziarnistego na wstrząs sejsmiczny. *Przegląd Geologiczny*, vol. 56, nr 9: [praca w druku]. **Wojewoda, J., Mastalerz, K., 1989.** Ewolucja klimatu oraz allocykliczność i autocykliczność sedymentacji na przykładzie osadów kontynentalnych górnego karbonu i permu w Sudetach. *Przegląd Geologiczny* 432: 173-180. **Wojewoda, H., Wojewoda, J., 1988.** Planar Diffusional Cell - a Mathematical Model. *Z. geol. Wiss.* 16 (1988) 12/14. **Tásler, R. et al., 1966.** Základní geologický výzkum broumovského permu. MS ČGÚ Praha. **Tásler, R., Čadková, Z., Dvořák, J., Fediuk, F., Chaloupský, J., Jetel, J., Kalibová-Kaiserová, M., Prouza, V., Hrdličková-Schováňková, D., Středa, J., Střída, M., Šetlík, J., 1979.** Geologie české části vnitrosudetské pánve. *ÚÚG, Prara.* 292 pp. (in Czech with English summary). **Valín, F., 1962.** Litologie soustvy žaltmanských arkóz. Sbor. *ÚÚG*, 27: 409-444. **Ziegler, P.A., 1990.** Geological Atlas of Western and Central Europe. 2nd ed., Shell, 238 pp. **Zobel, J., Carnall, R., 1831.** Geognostische Beschreibung von einem Theile des Nieder-Schlesischen, Glätzischen und Böhmischen Gebirges. *Archiv für Mineralogie, Geognosie, Bergbau und Hüttenkunde*, 3: 3-95, 277-361.