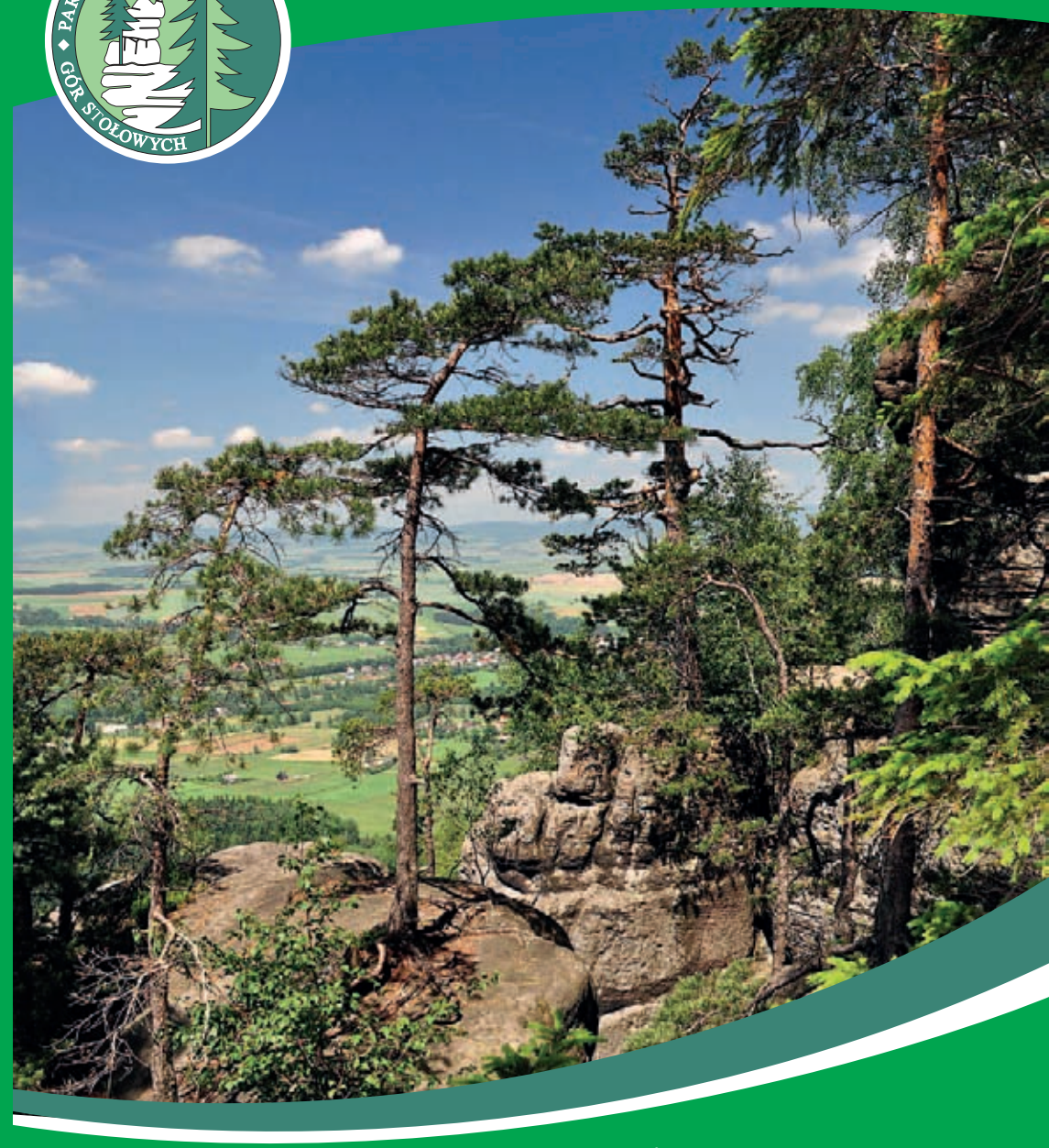
Jurand Wojewoda - geolog, hydrogeolog i fizyk. Studia magisterskie i doktorat z sedymentologii skał osadowych w Górach Stołowych na Uniwersytecie Wrocławskim. Absolwent prestiżowych stypendiów, m.in. Stypendium Humboldta. Współtwórca kierunku geologia na Uniwersytecie A. Mickiewicza w Poznaniu. Pracownik Instytutu Nauk Geologicznych, wychowawca pokoleń geologów, promotor ponad 30 magistrów i doktorów. Autor ponad 160 publikacji naukowych, w tym blisko 60 dotyczących geologii i sedymentologii Gór Stołowych. Wydawca lub redaktor ponad 20 książek z zakresu geologii i czasopism o różnej tematyce (m.in. Magazyn Windsurfingowy DESKA, REGION, GEOCHRONOMTERIA). Z zamiłowania turysta, sportowiec i… rymokleta. Całe swoje dorosłe życie poświęcił Górom Stołowym.

SFINANSOWANO ZE ŚRODKÓW WOJEWÓDZKIEGO FUNDUSZU OCHRONY ŚRODOWISKA I GOSPODARKI WODNEJ WE WROCŁAWIU

JURAND WOJEWODA



GEOATRAKCJE GÓR STOŁOWYCH

- przewodnik geologiczny po Parku Narodowym Gór Stołowych

GEOATRAKCJE GÓR STOŁOWYCH - przewodnik geologiczny po Parku Narodowym Gór Stołowych

Jurand Wojewoda

Instytut Nauk Geologicznych, Uniwersytet Wrocławski, Pl. Maksa Borna 9, 50-204 Wrocław, e-mail: jurand.wojewoda@ing.uni.wroc.pl

Wydawca: Park Narodowy Gór Stołowych 2011.

Nakład: 1000 egz.

Sfinansowano ze środków Wojewódzkiego Funduszu Ochrony Środowiska i Gospodarki Wodnej we Wrocławiu

SFINANSOWANO ZE ŚRODKÓW WOJEWÓDZKIEGO FUNDUSZU OCHRONY ŚRODOWISKA I GOSPODARKI WODNEJ WE WROCŁAWIU

POŁOŻENIE OBSZARU PARKU NARODOWEGO GÓR STOŁOWYCH

Park Narodowy Gór Stołowych powstał 16 września1993 r. (dalej w tekście po prostu **Park**). Jako jeden z niewielu obszarów na świecie, powstał głównie z myślą o walorach skalnych tej części Sudetów. Obszar Parku w całości znajduje się w **Sudetach Środkowych** (Walczak 1968; Kondracki 1994)**.** Jest regionalnym **wododziałem** dla zlewni **Morza Północnego (**dorzecza **Metuji-Łaby)** i **Bałtyku** (dorzecza **Nysy-Odry**). To szczególna pozycja, która sprawia, że obszar Parku ma wyjątkowe znaczenie dla bilansu zarówno wód powierzchniowych, jak i wód podziemnych. Gdy te ostatnie od wieków stanowią dobrodziejstwo dla regionu (liczne uzdrowiska), to lokalne strumienie, potoki oraz rzeki mogą okresami stwarzać wiele zagrożeń, w tym powodziowych (**Fig. 1** & **Fig. 2**).

Niezwykle malownicze i ciekawe pod względem genezy są formy skalne występujące w Górach Stołowych, które od zawsze przyciągały uwagę przyrodników, turystów i artystów. Dominujący wpływ na rozwój krajobrazu tego obszaru ma współczesna budowa geologiczna oraz historia jej rozwoju.

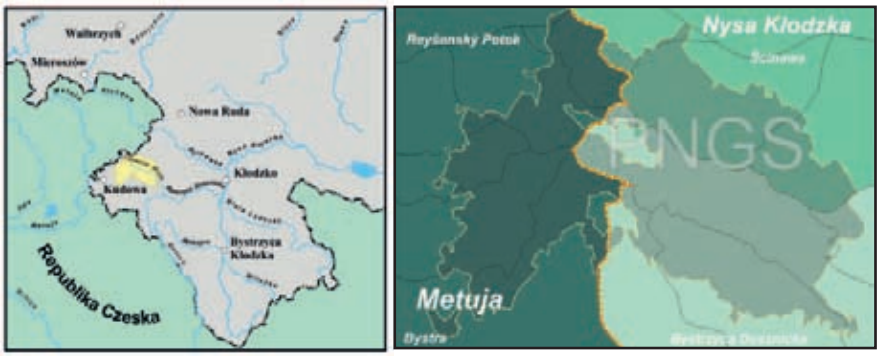


Fig. 1. Pozycja Parku Narodowego Gór Stołowych na tle cieków wodnych regionu

Fig. 2. Wododział zlewni Metuji-Łaby (Morze Północne) i Nysy Kłodzkiej-Odry (Bałtyk)

OBSZARY KRAJOBRAZOWE

Góry Stołowe

Park obejmuje tereny kilku obszarów krajobrazowych, które wyróżniają tak rzeźba, jak i struktura geologiczna (**Fig. 3**). Największym obszarem, który stanowi ponad 80% całej powierzchni Parku, są Góry Stołowe. Pod tą nazwą z reguły rozumie się dość płaski obszar zbudowany w przewadze ze skał osadowych kredy, na którym dominują rozległe masywy zbudowane z piaskowców, o charakterystycznych, również płaskich powierzchniach wierzchowinowych (**plateau**) i pionowych zboczach (**progi**). W centralnej części Gór Stołowych występuje wydłużony równoleżnikowo masyw, rozbity poprzecznymi dolinami na cztery mniejsze. Idąc od zachodu są to kolejno **Masyw Skalnika**, **Wzgórze Ptak**, **Masyw Białych Ścian** i **Masyw Batorowa**. Jednak najbardziej charakterystycznym elementem krajobrazu Gór Stołowych, o którym można wręcz powiedzieć, że jest unikalnym symbolem Sudetów, jest rozbity na dwie części **Masyw Szczelińca** (**Fig. 4**). Jego charakterystyczny kształt, przypominający najeżoną basztami warownię, od zawsze przyciągał turystów i inspirował artystów…

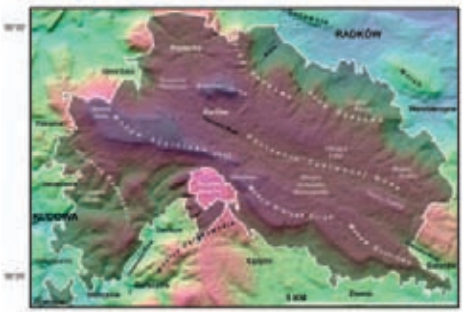


Fig. 3. Najważniejsze obszary krajobrazowo-fizjograficzne na terenie PNGS

Fig. 4. Masyw Szczelińca widziany od strony północno-zachodniej (Sawanna Pasterska)

Pozostała część obszaru Gór Stołowych łagodnie zapada ku wschodowi i miejscami jest niemal idealnie płaska, tworząc rozległe równinne tereny nazywane równiami - **Równia Łężycka** (zwana ***Sawanną Afrykańską***) (**Fig. 5**), czy **Równia Pasterska** (zwana ***Sawanną Pasterską***) (**Fig. 6**). W okolicach Łężyc-Złotna rozpoczyna się rozległe obniżenie drenowane przez Potok Złotnowski, tzw. **Obniżenie Łężycko-Dusznickie** (por. Staffa i in., 1996).

Fig. 5. Sawanna Łężycka, widok z Narożnika

Fig. 6. Sawanna Pasterska, widok z Pustelnika

Do najbardziej malowniczych i zróżnicowanych pod względem rzeźby należą progi morfologiczne, które kończą płaskowyże i równie. Największy zasięg ma **Próg Radkowa** – północna krawędź Gór Stołowych, która oglądana od północy, np. z okolic Gajewa, oddaje sens nazwy tych gór (**Fig. 7**). Drugi próg skalny, tzw. **Urwisko Batorowa**, wyznacza południowe, krajobrazowe granice Gór Stołowych, aż po granice Szczytnej. Mniej znany, jednak równie malowniczy, jest tzw. **Próg Pasterki** – stroma skarpa ograniczająca od południa dolinę Pasterskiego Potoku.

Fig. 7. Próg Radkowa, widok ze Skalnych Bastionów

Regionalnym ewenementem krajobrazowym jest tzw. **Obniżenie Czerwonej Wody**. Potok, który dał nazwę tej części Gór Stołowych, ma swoje źródła na północnych zboczach Skalniaka, po czym płynie niemal dokładnie wzdłuż wododziału zlewni Bystrzycy Dusznickiej i Ścinawy. Jest tak dlatego, że dolina Czerwonej Wody uformowała się ponad strefą uskoków tektonicznych, przy których do dzisiaj trwa systematyczne obniżanie terenu (Wojewoda 2007 a). Lokalnie, na obszarach, gdzie odpływ wód powierzchniowych jest szczególnie utrudniony, doszło do powstania terenów bagnistych i torfowych. Do takich obszarów należą **Wielkie Torfowisko Batorowskie** oraz **Niknąca Łąka** – obszary ochrony ścisłej na terenie Parku (Marek 1998; Wojewoda 2010).

Wzgórza Lewińskie

Park obejmuje położoną na północ od potoku Bystra część obszaru krajobrazowego, znanego jako **Wzgórza Lewińskie** (por. Staffa 1996). Teren ten rozdzielony jest przez Potok Dańczowski na dwie części – zachodnią, tzw. **Wzgórza Kudowskie** (zbudowane w przewadze z granitów) i wschodnią, tzw. **Wzgórza Dańczowskie** (zbudowane w przewadze ze skał metamorficznych).

Obniżenie Kudowy

Obniżenie Kudowy to niewielka kotlina śródgórska, powstała wskutek tektonicznego obniżania terenu, które rozpoczęło się w neogenie, i które trwa do dzisiaj. Otoczona ze wszystkich stron masywami górskimi stanowi niewielki fragment Parku, chociaż siedziba Dyrekcji Parku znajduje się właśnie w jej obrębie (**Fig. 8**).

Fig. 8. Zapadlisko Kudowy, widok od strony ul. Słonecznej w Kudowie Zdroju

BUDOWA GEOLOGICZNA OBSZARU PNGS

POZYCJA GEOLOGICZNA OBSZARU

Park znajduje się na pograniczu 3 regionalnych jednostek geologicznych (mezoregionów geologicznych) – **synklinorium śródsudeckiego**, **basenu Nachodu** i tzw. **kopuły orlicko-śnieżnickiej** (Wojewoda 2008 a; Żelaźniewicz 2006) (**Fig. 9**). Obszar Parku tworzą fragmenty 6 jednostek strukturalnych (mikroregionów geologicznych) - **niecki Batorowa**, **zapadliska Kudowy, rowu Lewina, masywu Kudowy i masywu Orlicy**, które zaliczane są do większego obszaru - nazywanego przez geologów zachodnią częścią **bloku sudeckiego** (Żelaźniewicz 2007 a & b). Granice między w/w jednostkami wyznaczają pojedyncze **uskoki tektoniczne** lub **strefy uskokowe** (Wojewoda 2009 a).

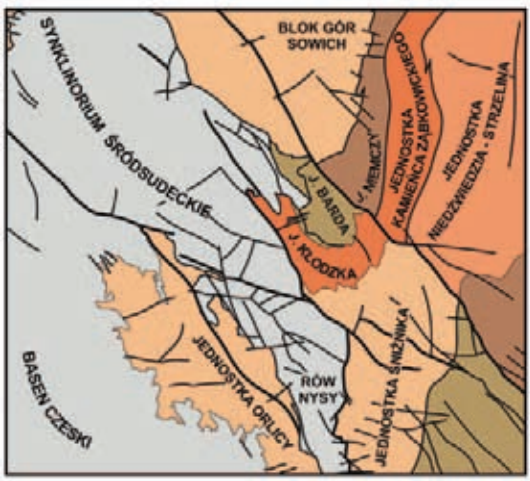


Fig. 9. Schematyczny podział Południowo-Zachodniej Polski na jednostki geologiczne

Do najważniejszych rozłamów tektonicznych obszaru Parku należą: **uskok brzeżny Kudowy** (**BK**) oraz **uskok Duszniki-Gorzanów** (**DG**), **uskok Duszniki-Wambierzyce (DW)** oraz **strefa uskoków Czerwonej Wody** (**CW**), która stanowi przedłużenie największej sudeckiej **strefy uskokowej Pořiči-Hronov (PH) (Fig. 10)** w kierunku wschodnim.

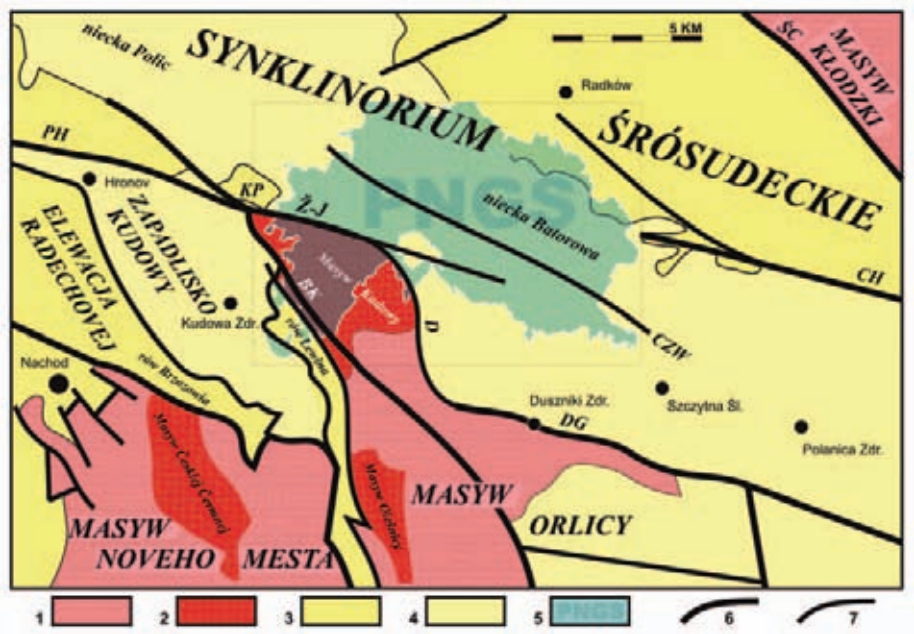


Fig. 10. Lokalizacja PNGS na tle regionalnych jednostek geologicznych (Wojewoda 2008 a, zmienione). Objaśnienia symboli: 1 – skały metamorficzne, 2 – granitoidy, 3 – perm, 4 – kreda, 5 – obszar PNGS, ŽJ - strefa uskokowa Žďarky-Jakubowice, D – strefa uskokowa Dańczowa, ŚC – uskok Ścinawki, CH – uskok Chocieszowa

JEDNOSTKI GEOLOGICZNE

Zapadlisko Kudowy

Zapadlisko Kudowy jest częścią większej jednostki regionalnej – tzw. **basenu Nachodu** (Wojewoda 2007 c). Jest to romboidalna w zarysie struktura, zbudowana z utworów kredy, której ramy wyznaczają współcześnie granice śródgórskiego obniżenia, dla którego w literaturze polskiej przyjęła się zwyczajowa nazwa „**obniżenie Kudowy**" (Klimaszewski 1948). Obszar Parku obejmuje mały fragment zapadliska Kudowy (Góra Kościelny Las na północ od Jeleniowa).

Pierwsze wzmianki o skałach osadowych okolic Kudowy i Nachodu znajdują się w pracy Raumera (1819). Nazwa zapadlisko Kudowy (niem. *Kreidescholle von Cudova*), jednak tylko w odniesieniu do osadów

kredowych, pojawia się przy okazji publikacji objaśnień mapy Dolnego Śląska (arkusz *Reinerz*) (Roth 1867, w Beyrich i in., 1867), opartych dla tego arkusza głównie na wynikach prac Beyricha (1849 a & b, 1854). Pierwszą monografię poświęconą wyłącznie zapadlisku Kudowy napisał w 1893 roku Richard Michael (1869-1928, autor lub współautor m.in. wielu map geologicznych Górnego Śląska). Petrascheck (1904) zaproponował inną nazwę dla zapadliska Kudowy – „rów plenerski" (niem. *Plänergraben von Cudova*), nazwa ta jednak nie przyjęła się. Dzisiejszą nazwę zapadliska Kudowy ostatecznie utrwaliły prace kartograficzne i strukturalne Rodego (1934) i Gierwielańca (1965).

Zapadlisko Kudowy wypełniają utwory permu i kredy. O ile miąższość permu nie przekracza na obszarze zapadliska Kudowy 200 m, o tyle kreda osiąga tutaj lokalnie, w okolicach Czermnej, miąższość ponad 300 m. Utwory permu występują lokalnie, w strefach rowów tektonicznych, natomiast kreda tworzy synklinę o skrzydłach nachylonych ku osi zapadliska zorientowanej NWW-ESE. Przy uskokach ramowych zapadliska, gdzie nachylenie utworów kredy dochodzi do 70˚ (**Fig. 11**), są one silnie spękane w charakterystyczny sposób zwany kliważem. W osiowej części zapadliska podłoże metamorficzne kredy jest wypiętrzone i tworzy horst o szerokości do 1,5 km wydłużony zgodnie z osią zapadliska.

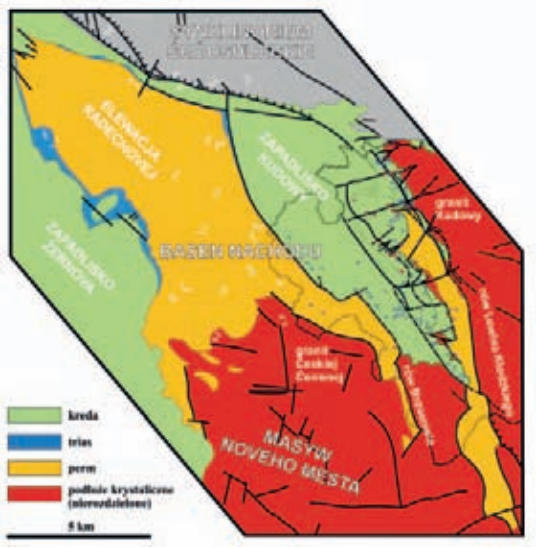


Fig. 11. Schematyczna mapa geologiczna basenu Nachodu

Rów Lewina

Rów Lewina jest południkową strukturą, o długości ok. 12 km i szerokości do 1,5 km, która rozciąga się między Kudową Górną i Olešnicą (Wojewoda 2007 c). Na obszarze Parku znajduje się jedynie niewielki fragment północnej części rowu Lewina, między Jerzykowicami Wielkimi a Dańczowem (**Fig. 12**). Rów wypełniają piaskowce i zlepieńce permu, które tworzą synklinę o osi zgodnej z osią rowu. Uskoki ramowe rowu w kilku miejscach przecinają również pokrywę skał kredowych, co świadczy o ich częściowej, pokredowej reaktywacji. Nazwę rów Lewina wprowadził do literatury Gierwielaniec (1965), chociaż pierwszym badaczem, który rozpoznał i opisał tę strukturę pod nazwą „płyty czerwonego spągowca" (niem. *Rotliegend Tafel*) był Rode (1934).

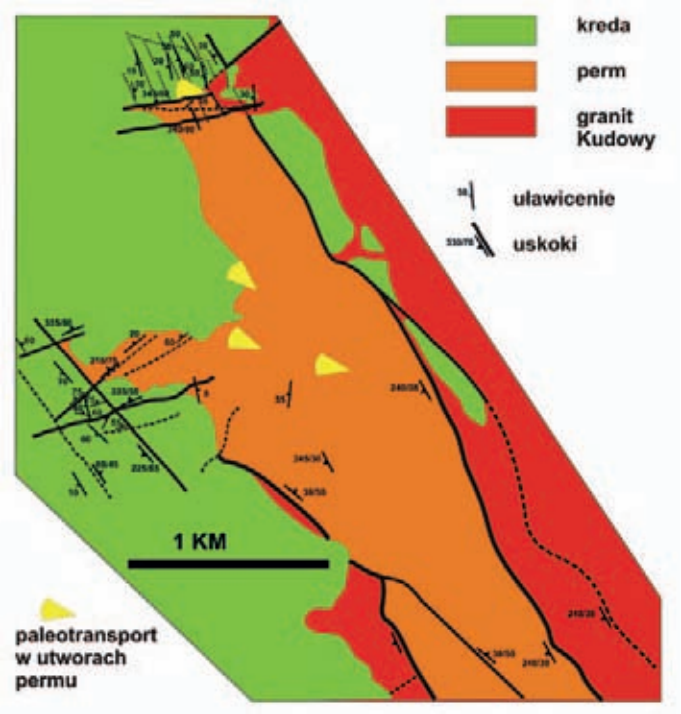


Fig. 12. Schematyczna budowa geologiczna północnej części rowu Lewina ze zrekonstruowanymi kierunkami paleotransportu osadów w rzekach wczesnego permu

Masyw Kudowy

Masyw Kudowy jest złożoną strukturą geologiczną i obejmuje skały metamorficzne zaliczane do tzw. **kopuły orlicko-śnieżnickiej** (por. Żelaźniewicz 2006) i granitoidy intruzji Kudowy-Olešnic. Warto wspomnieć, że już w 1804 roku von Buch zaznaczył obszar dzisiejszych Wzgórz Kudowskich na swojej mapie geognostycznej, jako północne zakończenie Gór Bystrzyckich (niem. *Habelswerder Gebirge*). Obszar Parku obejmuje większą część masywu Kudowy, w tym Wzgórza Kudowskie i Darnkowskie.

Masyw Kudowy tworzy blok tektoniczny o wyraźnych granicach tektonicznych (**Fig. 13**). Jego północną granicę wyznacza przesuwczo-zrzutowa **strefa uskokowa Žďarky-Jakubowice** (por. Wojewoda 2007 b). Granicę wschodnią wyznacza **strefa uskoków zrzutowych Darnkowa**. Granicę południowo-zachodnią masywu Kudowy wyznacza **uskok brzeżny Kudowy** oraz **uskok ramowy rowu Lewina**. O ile przemieszczenie poziome wzdłuż strefy uskokowej Žďarky-Jakubowice jest trudne do oszacowania, o tyle zrzuty pionowe na w/w uskokach tylko w odniesieniu do utworów kredy wynoszą co najmniej 700 m.

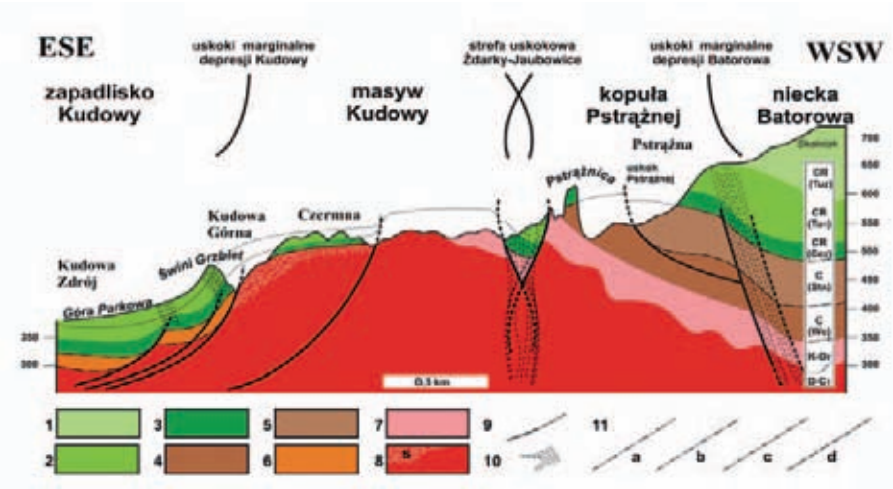


Fig. 13. Syntetyczny przekrój litostratygraficzno-strukturalny poprzeczny do masywu Kudowy, kopuły Pstrążnej oraz do strefy uskokowej Žďarky-Jakubowice (trzykrotne przewyższenie). Objaśnienia symboli: wiek utworów: CR – kreda, Tu – turon, Ce – cenoman, C – karbon, St – stefan, W – westfal, D – dewon, Or – ordowik, K – kambr; (1) In. lamarcki, (2) In. labiatus, (3) Actinocamax Plenus. Jednostki litostratygraficzne: (4) formacja Trutnova, (5) warstwy svatoňovickie, (6) warstwy dolsko -žďareckie, (7) seria strońska (łupki łyszczykowe), (8) granitoidy masywu Kudowa-Olešnice, (8s) saprolit karboński. Powierzchnie strukturalne: (9) uskoki, (10) strefy ścinania, spękania i kliważ, (11) powierzchnie niezgodności (spągi) – kreda (a), westfal C (b), stefan A (c) i sakson (d).

Niecka Batorowa

Niecka Batorowa stanowi największy procentowo (ponad 80%) obszar Parku. Nieckę budują utwory kredowe, które tworzą synklinalną strukturą niższego rzędu na obszarze **synklinorium śródsudeckiego** (**Fig. 14**) (Flegel i in., 1904). W podłożu niecki występują osady karbonu, permu oraz skały metamorficzne i granitoidy, takie same, jak w masywie Kudowy. Utwory kredy tworzą tutaj pełną sekwencję od górnego cenomanu po koniak i osiągają miąższość powyżej 300 m. Granice południowe niecki są tektoniczne (por. Wojewoda & Burliga 1996).

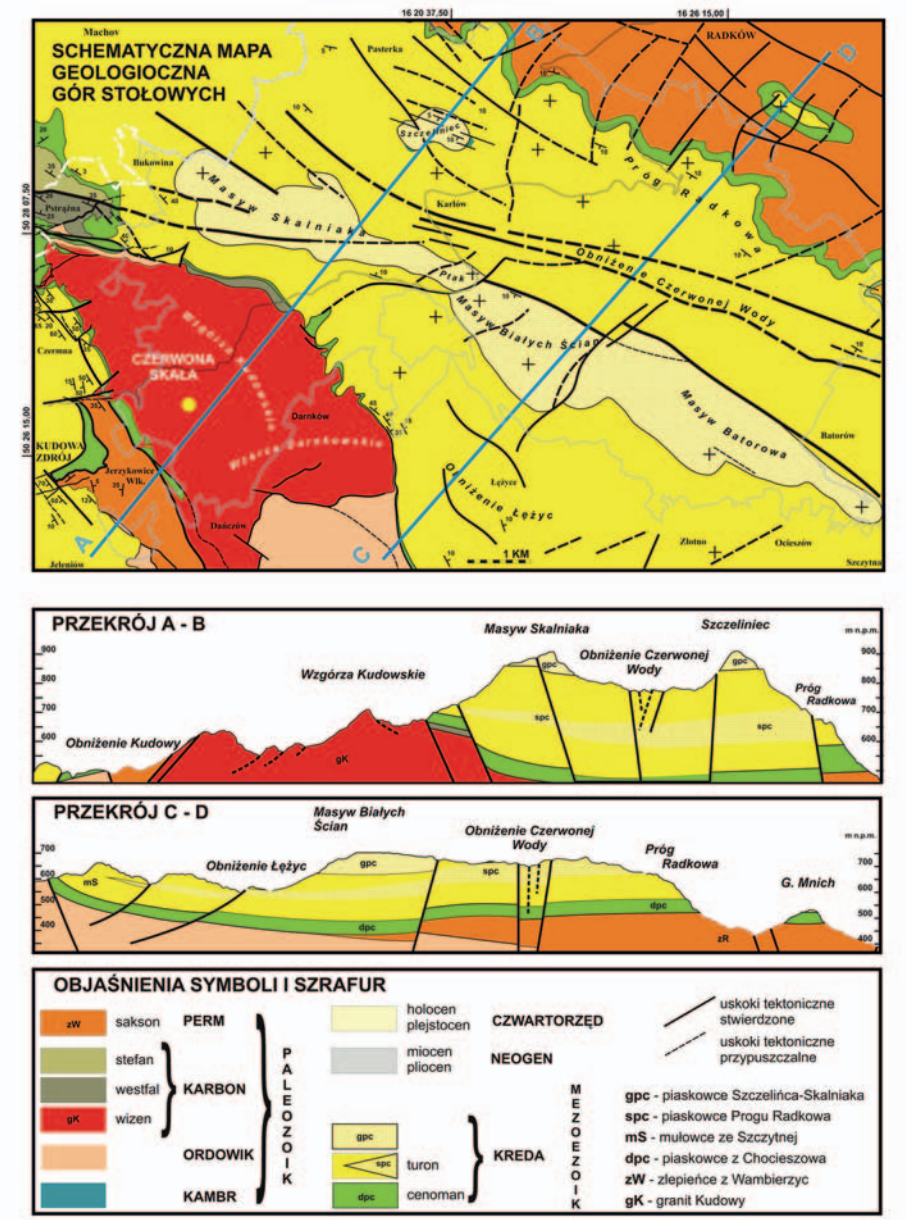


Fig. 14. Schematyczna mapa geologiczna obszaru Gór Stołowych wraz z przekrojami (Wojewoda 2008 a, zmienione)

LITOLOGIA I WIEK SKAŁ

Skały występujące na obszarze PNGS można podzielić na 5 **pięter strukturalno-wiekowych**: **podłoże metamorficzne**, **intruzję granitową Kudowy-Olešnic**, **osady karbonu**, **permu** oraz **kredy** (**Fig. 15**). Piętra rozdzielone są powierzchniami niezgodności, które stanowią zapis długookresowych luk stratygraficznych (**hiatusów**) w historii formowania się górotworu.

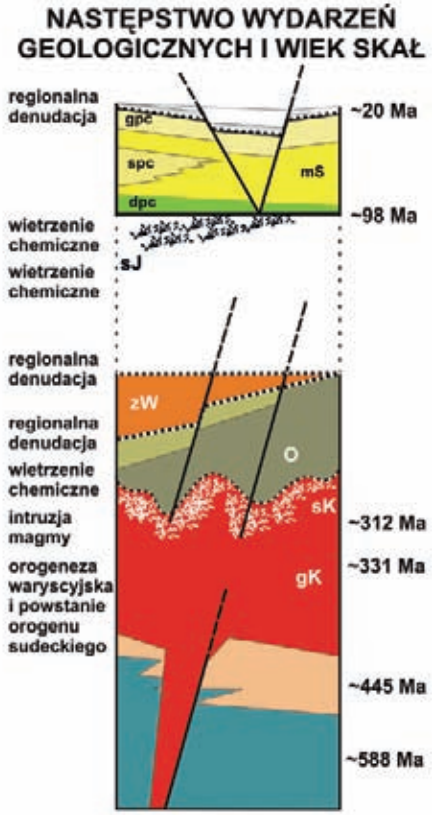


Fig. 15. Schemat litostratygraficzny obszaru PNGS z zaznaczonymi najważniejszymi etapami rozwoju geologicznego (Wojewoda 2008 a, zmienione). Objaśnienia symboli: **gK** – granit Kudowy (karbon), **O** – karbon okolic Pstrążnej (ottweiler), **zW** – zlepieńce z Wambierzyc (formacja z Trutnova), **sK** – saprolit z Kudowy (karbon), **sJ** – saprolit z jerzykowi (jura-kreda), **dpc/spc/gpc** – piaskowce ciosowe kredy

Podłoże (piętro) metamorficzne

Opisane dalej skały stanowią podłoże innych, młodszych utworów, jednak na pewno nie są one prostym zapisem najstarszych procesów i wydarzeń geologicznych w tej części Sudetów. Mimo to, geolodzy łączą je w grupę, tzw. piętro strukturalne uznając, że obecnie jest to zespół najgłębszych i najstarszych skał (protolitów), o najdłuższej udokumentowanej historii geologicznej.

Najstarsze skały, które budują podłoże Gór Stołowych, powstały w tzw. **starszym paleozoiku**. Oczywiście chodzi o wiek powstania materiału pierwotnego - tzw. protolitu, który w trakcie swojej ewolucji geologicznej mógł ulec odkształceniu, przebudowie lub znacznym zniszczeniom. Wiek protolitów określony został metodami datowania bezwzględnego, między innymi metodą Rb/Sr, wykorzystującą naturalny rozpad pierwiastków radioaktywnych. Skały tworzące obecnie podłoże metamorficzne były w przewadze osadami, a w znacznie mniejszej części skałami magmowymi głębinowymi i wylewnymi. W trakcie **orogenezy waryscyjskiej** (*ca*. **360 – 325 Ma**) (Ma – milion lat) protolity były co najmniej 2-krotnie silnie zdeformowane i 4-krotnie przeobrażone (zmetamorfizowane), aż przeobraziły się w dzisiejsze **kwarcyty**, **łupki łyszczykowe** oraz **łupki amfibolowe** i **amfibolity** (Żelaźniewicz 1977 a & b). Obecnie wiek protolitów kwarcytów i łupków łyszczykowych ocenia się na **ordowik** (494 ± 19 Ma), natomiast łupków amfibolitowych i amfibolitów nawet na **kambr** (588 ± 25 Ma) (Bachliński 2002). Skały piętra metamorficznego w okolicach Kudowy, Darnkowa i Dańczowa zaliczane są do tzw. **serii strońskiej**.

Skały te, pod ogólną nazwą „łupki krystaliczne" (niem. *Glimmerschiefer*), po raz pierwszy były opisane przez Leopolda von Bucha (1774-1853) niemieckiego geologa i paleontologa, w jego historycznym raporcie (1802) z podróży przyrodoznawczej po Śląsku, do którego dołączony został pierwszy szkic budowy geologicznej tego obszaru - mapa mineralogiczna z opisem geognostycznym (w tamtym czasie, to co dzisiaj nazywamy geologią nosiło historyczną już nazwę „geognozja"). L. v. Buch był też autorem pierwszych opisów

mineralogiczno-geognostycznych Sudetów (1797), jak również jako pierwszy zebrał niezwykle bogaty zbiór skamieniałości. Jego kolekcja koralowców i głowonogów, rozsypana jest po całym świecie, część znajduje się również w posiadaniu Muzeum Geologicznego Uniwersytetu Wrocławskiego (Buch 1885). Kolekcja dała podstawę dla stratygrafii górnego dewonu i najniższego karbonu, nie tylko Dolnego Śląska, ale i całej Europy (np. *Soliclymenia solaroi* des von Buch, w pracy Schindenwolf 1937). Równie mało znany jest fakt, że L.v.B., jako jeden z pierwszych badaczy opisał metodycznie poprawnie trzęsienie ziemi na Dolnym Śląsku w 1799 roku, podejmując jednocześnie próbę ustalenia jego zasięgu, przebiegu i epicentrum (Buch 1801). Inną ciekawostką jest to, że pierwszy opis przestrzennego występowania skał metamorficznych powstał przy okazji budowy tunelu na odcinku linii kolejowej łączącej Duszniki z Kudową. Opis w 1905 roku wykonał geolog niemiecki K. Flegel, jeden z bardziej zasłużonych badaczy Sudetów, profesor Uniwersytetu we Wrocławiu.

Masywy granitowe Kudowy-Olešnic

Nazwa „masywy granitowe **Kudowy-Olešnic**" jest jak najbardziej uzasadniona. Pod względem ilościowym w obydwu tych masywach dominują różne odmiany granitów, nazywane odpowiednio **granitem z Kudowy** (**gK**) oraz **granitem z Čermnej** (**gC**). Nazwy granit z Kudowy jako pierwszy użył geolog niemiecki R. Michael w 1893 r. w pierwszym opracowaniu poświęconym budowie geologicznej okolic Kudowy. Z kolei druga nazwa pochodzi od małej przygranicznej miejscowości nieopodal Nachodu - Česká Čermná, a użył jej jako pierwszy geolog austriacki W. Petrascheck w 1910 r. Polscy geolodzy po II Wojnie Światowej przejęli to nazewnictwo (Gierwielaniec 1965).

Poza różnymi odmianami granitów, obydwa masywy są bardzo bogate w inne odmiany skalne, w tym różne skały magmowe i żyłowe, takie jak granodioryty, tonality czy porfiry (Gierwielaniec 1965). Skały obydwu masywów są bardzo silnie popękane, poprzecinane uskokami i żyłami. Powszechnie występują skały, które powstały na skutek

tektonicznego rozkruszenia i ponownej krystalizacji (brekcje tektoniczne, kataklazyty i mylonity). W takich sytuacjach nierzadko całe partie skał są okruszcowane i napotyka się na niezwykle ciekawe okazy minerałów. W wielu miejscach skały krystaliczne obydwu masywów są silnie zmienione przez wietrzenie chemiczne.

Granit jest zwykle skałą zwięzłą, nierównoziarnistą, średnioziarnistą, o barwie czerwonobrunatnej i wykazującą istotne zmiany pierwotnej budowy. Składa się z kwarcu, plagioklazu, skalenia potasowego i biotytu. Tekstura granitu jest najczęściej bezładna, miejscami lekko kierunkowa, co spowodowane jest nieznacznie równoległym ułożeniem blaszek biotytu i agregatów kwarcowych. Skała jest wyraźnie skataklazowana, co przejawia się reorganizacją pierwotnej więźby i spękaniem ziaren skaleni i kwarcu, jak również obecnością w nich szczelin wypełnionych drobnoziarnistymi agregatami skaleniowo-kwarcowymi, często zabarwionymi związkami żelaza. Skupienia tlenków i wodorotlenków żelaza, zajmujących interstycjalne pozycje, są powszechnym składnikiem zmienionych granitów (**Fig. 16** i **17**).

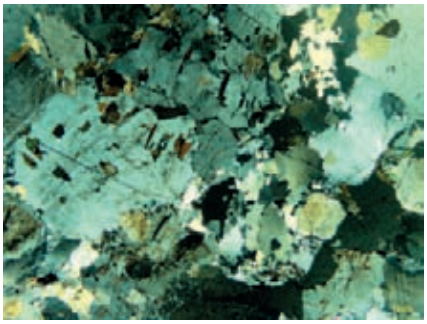
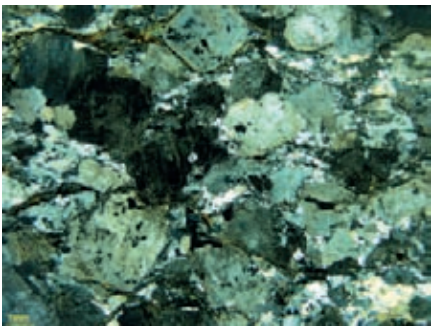


Fig. 16. Wygląd granitu Kudowy pod mikroskopem optycznym (fotografia i opis preparatów D. Białek)
Fig. 17. Wygląd granitu Kudowy w próbce makroskopowej – widoczne fenokryształy różowych skaleni

Granodioryt to skała, która wykazuje strukturę różnokrystaliczną, często określaną jako **porfirowata**. Polega ona na tym, że kryształy plagioklazów o rozmiarach do 10 mm tkwią w drobnokrystalicznej masie kwarcowo-skaleniowej. Tekstura w tych skałach jest najczęściej kierunkowa, co wyraża się równoległym ułożeniem biotytu i agregatów drobnokrystalicznego kwarcu. **Tonality** to różnoziarniste skały o masywnej i kierunkowej teksturze (**Fig. 18**). **Kataklazyty** to skały o różnym składzie, najczęściej jednak zbliżone do granodiorytu. Kryształy skalenia są silnie spękane, a otwarte spękania zabliźnione kwarcem. Części brzeżne ziaren są wyraźnie pokruszone. Często taki pokruszony materiał wraz z serycytem i tlenkami/wodorotlenkami żelaza wypełnia spękania w skale (**Fig. 19**).



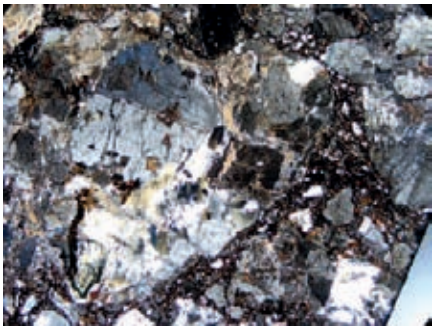


Fig. 18. Wygląd tonalitu pod mikroskopem optycznym
Fig. 19. Wygląd kataklazytu pod mikroskopem optycznym
(fotografie 18 i 19, oraz opisy preparatów D. Białek)

Wiek masywów granitowych

Szacowany wiek radiometryczny granitu Kudowy to ~ 301-378 Ma. Oznaczenie wykonane zostało metodą Rb/Sr na kryształach biotytu przez Boruckiego (1966). Jednocześnie oznaczenie wykonane nieco inną metodą (K/Ar), chociaż również na kryształach biotytu, przez Przewłockiego i innych (1962) dało wynik 307-328 Ma. Oznaczenia wieku tą samą metodą wykonane przez geologów czeskich dla gabro- i granodiorytów z Nového Hrádka, uważanych za odpowiedniki granitu kudowskiego (Domečka & Opletal 1974), są następujące: 318-352 Ma, 327-361 Ma oraz 342-378 Ma. Podobny wiek granitów (331 ± 11 Ma) potwierdzają wyniki

Bachlińskiego (2002) uzyskane dzięki zastosowaniu metody (Rb/Sr). Biorąc pod uwagę inne przesłanki geologiczne, jak np. wiek karbońskich zwietrzelin na skałach granitowych i metamorficznych (August & Wojewoda 2005), można przyjąć z dużym prawdopodobieństwem dolny karbon za najbardziej prawdopodobny okres tworzenia się intruzji (313 – 360 Ma), ze wskazaniem na późny missisip (serpuchov, dawniej namur).

Intruzja magmy granitowej

Granity występujące na obszarze Parku są opisywane już od początku XX w. (Petrascheck 1910), a szczegółowe rozpoznanie historii deformacji tych skał zawdzięczamy pracom Żelaźniewicza (1977 a & b). Petrascheck wyróżniał, co prawda, dwie lokalne odmiany granitów (granit z Kudowy i granit z Čermnej), jednak w swojej pracy nigdy nie przeciwstawiał ich sobie, dostrzegając raczej liczne podobieństwa.

Magma o składzie granitu, najprawdopodobniej na przełomie wizenu i namuru, intrudowała w już zdeformowany i zmetamorfizowany kompleks skał piętra metamorficznego wykorzystując zluźnienia, spękania i pojawiającą się „nadwyżkę" przestrzeni w pobliżu **przesuwczej strefy uskokowej Pořiči-Hronov (Fig. 20)**(Wojewoda 2007 b & 2009 a).

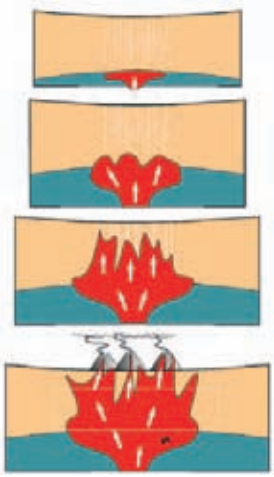


Fig. 20. Schemat pokazujący intruzję magmy granitowej

Dla regionalnych stref przesuwczych bardzo charakterystyczne jest tworzenie się, romboidalnych w zarysie, stref zluźnień, tzw. **stref relaksacji** (ang. *relaxation*) lub **z odciągania** (ang. *pull-apart*), które chętnie wykorzystywane są zarówno przez rozgrzane, migrujące od dołu magmy, jak i przez zachodzące na powierzchni procesy sedymentacji **(Fig. 21 i 22)**. Intruzja zarówno południowej części granitu, jak i północnej, odbywała się w tym samym czasie, chociaż ze zmieniającym się natężeniem. Tym samym, różne granity występujące w obrębie tzw. jednostki Nachodu-Kudowy, można traktować jako analogiczne biorąc pod uwagę historię rozwoju geologicznego obszaru Parku.

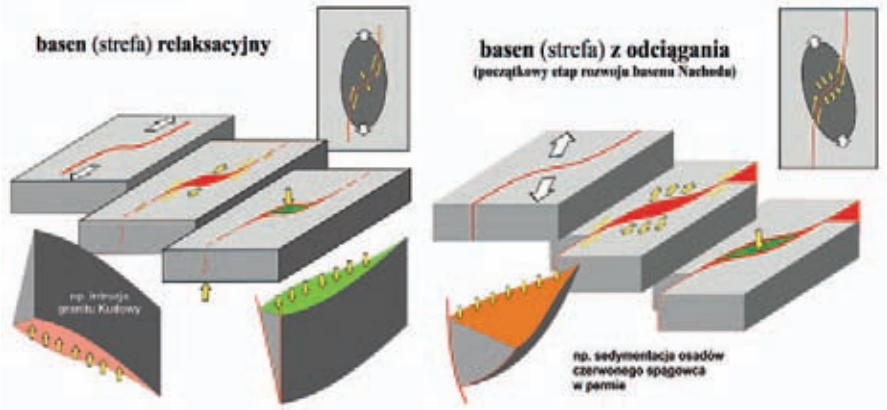


Fig. 21. Schemat powstawania przestrzeni relaksacyjnej w skorupie ziemskiej przy uskokach przesuwczych. Przestrzeń może być wykorzystywana np. przez intruzję magmy granitowej.
Fig. 22. Schemat powstawania basenu z odciągania (pull-apart). W takich lokalnych zapadliskach gromadziły się osady czerwonego spągowca w permie.

Zwietrzeliny rezydualne (chemiczne)

Specyficzną odmianę skalną stanowią zwietrzeliny i pokrywy zwietrzelinowe (saprolity) rozwinięte na granitach (August & Wojewoda 2005). Saprolit to zespół utworów-skał, które tworzą się w różnych warunkach na podłożu geologicznym w trakcie wietrzenia chemicznego (Ollier 1969). Profil saprolitowy (**Fig. 23**) wykazuje charakterystyczne

następstwo zjawisk, które ukazuje postępujące w głąb zwietrzenie skały. Czynnikami sprzyjającymi wietrzeniu chemicznemu są klimat i chemizm wód gruntowych. Proces wietrzenia zachodzi najintensywniej w klimacie wilgotnym i gorącym, a szczególnie sprzyja mu bogata roślinność. Rozkład celulozy wzbogaca wody podziemne w humus, a w konsekwencji w CO_2.

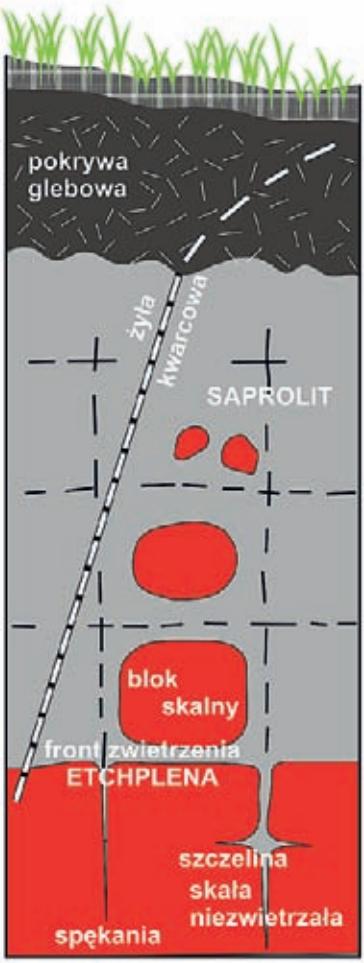


Fig. 23. Schematyczny profil wietrzeniowy (saprolit), jaki rozwija się m.in. na skałach granitowych w następstwie wietrzenia chemicznego

Na obszarze Parku saprolity spotykamy w różnych miejscach między Pstrążną i Dańczowem. Czasem występują bezpośrednio na powierzchni, częściej jednak są przykryte permskimi lub kredowymi skałami osadowymi. Klasyczny profil saprolitowy opisany został w stanowisku Kudowa Górna w bezpośrednim sąsiedztwie Parku (August & Wojewoda 2005) (**Fig. 24**). Najniższą część saprolitów tworzy granit o charakterystycznej wiśniowo brunatnej barwie, który pomimo silnego spękania jest słabo zmieniony chemicznie. Prawie nie są zmienione skalenie potasowe, ale również biotyt nie posiada oznak przeobrażeń chemicznych. Analizy XRD i termiczne wykazują obecność kaolinitu oraz hydrobiotytu wykształconego z biotytu. Wyższe części saprolitu wykształcone są najczęściej jako typowa ziarnista pokrywa wietrzeniowa typu „grus" (por. Migoń & Lidmar-Bergström 2001) (**Fig. 25**).

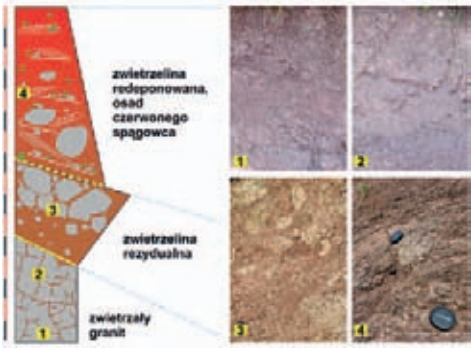


Fig. 24. Saprolit rozwinięty na granitach Kudowy (okolice Kudowy Górnej)
Fig. 25. Typowy „grus" – silnie zwietrzały i rozsypliwy granit Kudowy w okolicach Czermnej

Z dużym prawdopodobieństwem można uznać, że zwietrzeliny bezpośrednio przykryte skałami osadowymi permu powstawały w klimacie umiarkowanym i niezbyt wilgotnym, w krajobrazie o ubogiej roślinności. Takie warunki mogły panować w późnym karbonie, a konkretnie w okresie przed ok. 313 Ma (westfal B i C, August & Wojewoda 2005).

Nieco inny charakter mają zwietrzeliny występujące pod skałami osadowymi kredy. Duża ilość kaolinu w składzie minerałów ilastych budujących te sparolity wskazuje na bardzo ciepły klimat. Jest bardzo

prawdopodobne, że zwietrzeliny te powstały w czasie od późnej jury po wczesną kredę (tyton-alb, ~ 151-111 Ma, por. Migoń & Lidmar-Bergström 2001 & 2002). Najbardziej sprzyjające klimatycznie były okresy wyraźnego ocieplenia klimatu (walanżyn, ~143-134 ma) i globalnego wzrostu zawartości CO2 (apt, ~126-111 Ma) (por. Weissert & Erba 2004). Prawdopodobnie właśnie w tym ostatnim okresie powstały zwietrzeliny kaolinowe w okolicach Jerzykowic.

Karbon

Skały osadowe wieku karbońskiego są to w przewadze zlepieńce i piaskowce z pokładami węgla kamiennego. Są to również najstarsze, niezmetamorfizowane i paleontologicznie udokumentowane osady, które leżą bezpośrednio na granitach Kudowy lub na skałach metamorficznych, tworząc wąski pas wychodni między Pstrążną na zachodzie i Czarną Kopą na wschodzie, który stanowi wschodnie przedłużenie tzw. **kopuły Žďarky -Pstrążna** (Wojewoda 2007 b) (**Fig. 26** i **27**).

Fig. 26. Skały górnego karbonu z okolic Pstrążnej: a - zlepieniec dolsko-žďarecki (westfal C), b – wkładka węgla kamiennego, c - zlepieniec ze Svatoňovic (stefan A), d – skrzemieniały pień drzewa

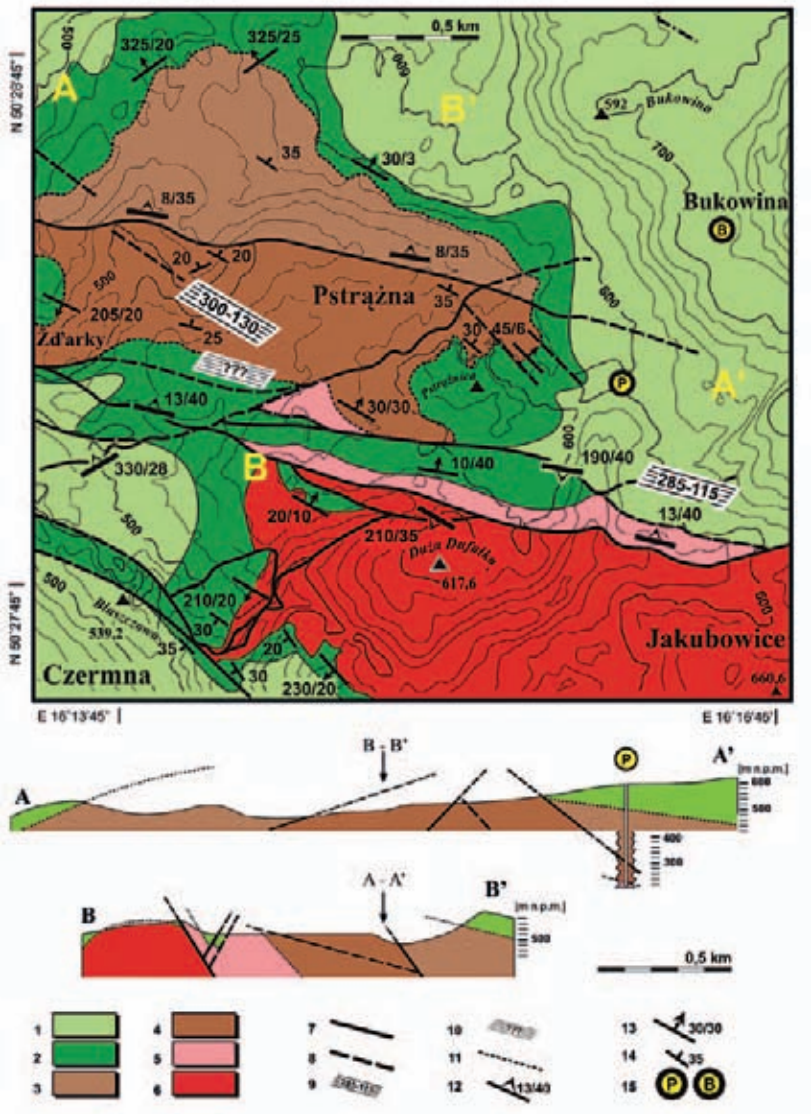


Fig. 27. Schematyczna mapa i przekroje geologiczne okolic Pstrążnej. Objaśnienia symboli:
1 – turonu, 2 – cenoman, 3 – stefan A, 4 – westfal C, 5 – skały metamorficzne, 6 – granit Kudowy,
7 – uskoki, 8 - uskoki przypuszczalne, 9 i 10 – strefy ścinania, 11 – powierzchnie niezgodności,
12 – nachylenie powierzchni uskokowych, 13 – nachylenie stropu skał krystalicznych,
14 – uławicenie skał osadowych, 15 – lokalizacja otworów wiertniczych „Pstrążna" i „Bukowina"

Po raz pierwszy wiek tych utworów został określony jako karbon przez Raumera (1818) na mapie przeglądowej Sudetów (1:178 600). Friedrich von Raumer (1781-1873) był geologiem-kartografem, który od 1811 roku piastował funkcję profesora Uniwersytetu Wrocławskiego. W 1904 roku, wspomniany wcześniej K. Flegel, wychodnie karbonu opisał jako „karboński blok Hronova-Pstrążnej" i jako pierwszy w odniesieniu do utworów karbonu okolic Kudowy użył nazwy „*ottweiler"* (pod tą nazwą utwory karbonu okolic Kudowy Zdroju były później wielokrotnie opisywane).

Wymienione wyżej skały, już na początku XX w. zostały uznane za część tzw. **warstw żaclerskich** (lub **žacléřskich vrstv**, cz.) i tym samym wiek tych skał został określony jako westfal (Petrascheck 1922, 1923; Berg 1925; Němejc 1933; Hynie 1949). Późniejsze prace precyzują wiek powyższych utworów osadowych na westfal B (m.in. Němejc 1953, 1958; Tásler i in., 1979) (**Fig. 28**). Tak samo jest określany wiek skał osadowych równoważnych *ottweilerowi* w polskiej części synklinorium śródsudeckiego (Nemec i in., 1979) (**Fig. 29**). W pracach poświęconych rekonstrukcjom paleogeografii basenu śródsudeckiego (m.in. Bossowski, Ihnatowicz 1994 a & b) *ottweiler* został zaliczony do najwyższej części formacji z Žacleřa (westfal B-C) (por. **Fig. 29**). Podsumowując, można z dużym prawdopodobieństwem przyjąć, że najstarsze niezmetamorfizowane osady leżące na skałach metamorficznych lub na granicie Kudowy powstały w okresie od ~308 Ma do ~313 Ma.

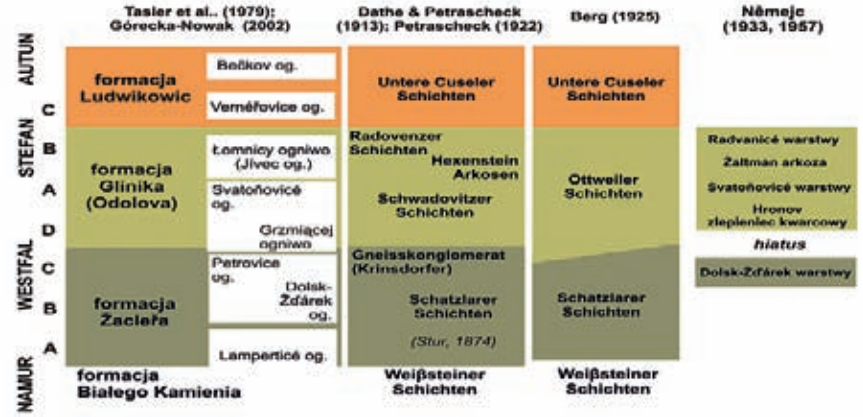


Fig. 28. Podziały litostratygraficzne karbonu i dolnego permu na obszarze PNGS, ujęcie historyczne (Wojewoda 2008 a, zmienione)

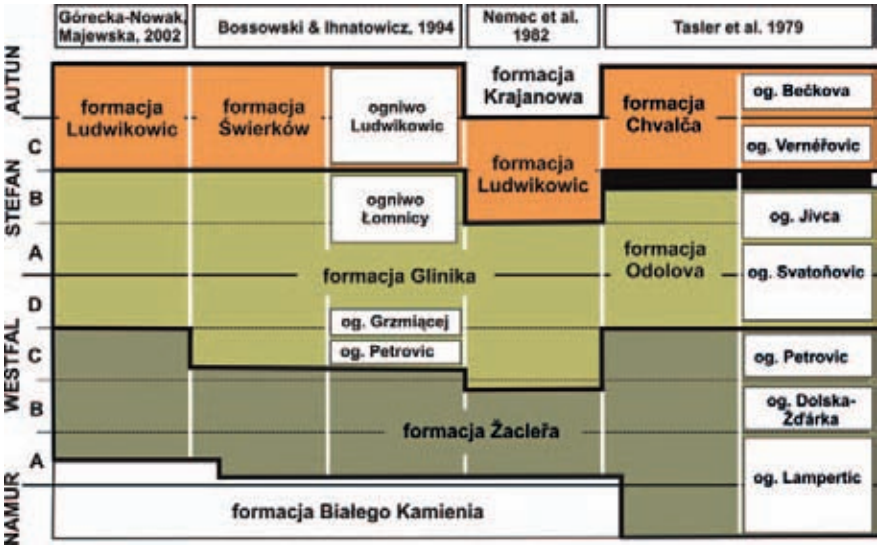


Fig. 29. Aktualne schematy litostratygraficzne karbonu i dolnego permu na obszarze synklinorium śródsudeckiego (Wojewoda 2008 a, zmienione)

Perm

Skały osadowe permu występują na powierzchni w południowym i północnym obrzeżeniu Parku, odpowiednio w obrębie zapadliska Kudowy (tektonicznych rowów Lewina Kłodzkiego i Brzozowia) oraz na obszarze synklinorium śródsudeckiego w okolicach Radkowa. Ich południowy zasięg pod skałami osadowymi kredy wyznacza linia uskoków Czerwonej Wody, przecinająca centralnie i niemal równoleżnikowo główny masyw Gór Stołowych. Są to osady pochodzenia lądowego – w przewadze rzeczne oraz jeziorne, podrzędnie eoliczne. Miąższość osadów permu na obszarze zapadliska Kudowy przekracza 600 m w okolicach Nachodu, jednak na obszarze Parku (w rowach tektonicznych Lewina Kłodzkiego i Brzozowia) nie przekracza 200 m (**Fig. 31**).

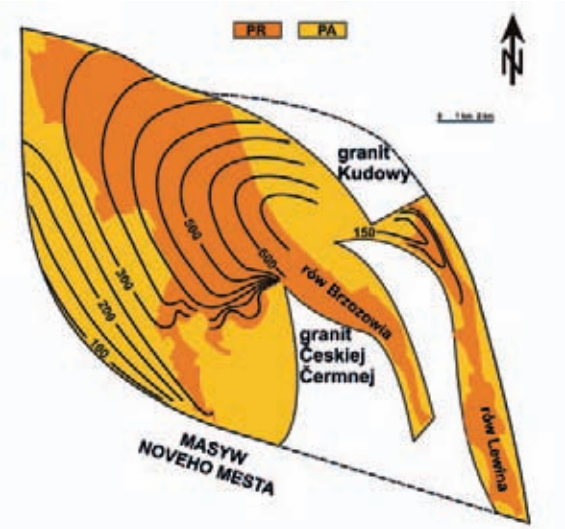


Fig. 30. Zasięg i miąższość permskich skał osadowych obszarze basenu Nachodu: PR - obecne wychodnie, PA - przypuszczalny, pierwotny zasięg osadów permskich oraz permu pod utworami kredy;

Przez analogię do okolic Trutnova i Nachodu (Holub 1976) oraz do obszaru synklinorium śródsudeckiego (Petrascheck 1933; Dziedzic 1957; Gierwielaniec 1965; Mastalerz i in., 1993) są zaliczane do górnej części czerwonego spągowca - skasonu. Ich cechy teksturalne i strukturalne, jak również obecność wyraźnych poziomów wzbogaconych w węglan wapnia (kalicze), pozwalają te osady skorelować z najwyższym ogniwem dolnego permu rozpoznanym w okolicach Radkowa, tzn. ze **zlepieńcem z Wambierzyc (zW)** (Śliwiński 1984; Aleksandrowski i in., 1986). O wieku tych osadów można jedynie powiedzieć, że nie są młodsze niż ok. 268 Ma.

Paleogeografia okolic Kudowy w permie

Jak wspomniano wyżej większość skał permskich na terenie Parku to dawne osady lądowe, które gromadziły się zarówno w dolinach ówczesnych rzek, jak i na powierzchniach **aluwialnych stożków**

napływowych. Zachowane w osadach tekstury i struktury sedymentacyjne pozwalają na określenie kierunku przepływu wody w ówczesnych rzekach (**paloetransportu**) i rekonstrukcję kształtu dawnych dolin. W skali całego regionu, transport osadów odbywał się ku zachodowi (**Fig. 31**), w kierunku tzw. basenu Trutnova (Burliga i in., 2008; Wojewoda 2008 b), gdzie mniejsze potoki uchodziły do głównej rzeki płynącej najpierw ku północy a następnie skręcającej ponownie na zachód, w kierunku tzw. **niecki północnosudeckiej**. Co ciekawe, pozycja dawnych rzek niemal dokładnie naśladuje przebieg dzisiejszych struktur tektonicznych w obrębie zapadliska Kudowy (por. **Fig. 31**). Przypuszczalnie, dzisiejsze rowy tektoniczne Brzozowia i Lewina zaczęły się tworzyć już w trakcie sedymentacji osadów rzecznych w permie, wymuszając lokalizację ówczesnych dolin rzecznych (**paleotraktów fluwialnych**).

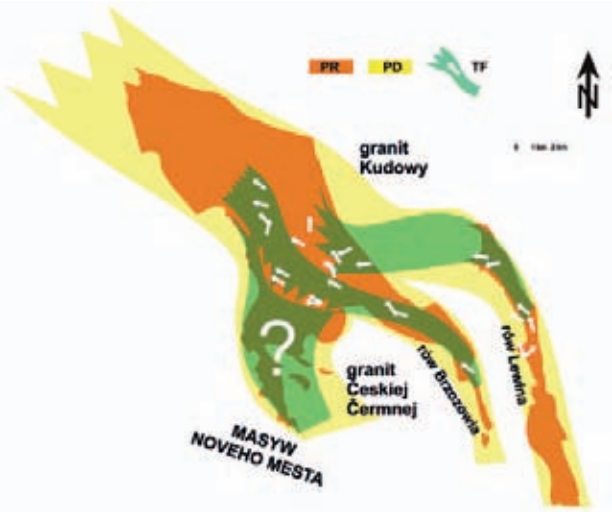


Fig. 31. Schemat paleogeograficzny basenu Nachodu w permie (strzałki – kierunki paleotransportu, zielone pasy (TR) – przypuszczalne paleorzeki)

Kalicze

Na szczególną uwagę zasługują występujące w obrębie osadowych skał okruchowych permu wkładki wapieni. Na wielu mapach

geologicznych warstwa wapienia występująca w stropie zlepieńców z Wambierzyc (Trutnova) do dzisiaj jest zaznaczana jako cechsztyn (górny perm), co implikowało w przeszłości liczne nieporozumienia, m.in. domniemania o morskim pochodzeniu wapieni. Odkrycie prawdziwej genezy tych wapieni zawdzięczamy wrocławskiemu geologowi W. Śliwińskiemu, który w 1984 rozpoznał w wapieniach **kopalne gleby** typu **kalicze** i tym samym powiązał je z lądowymi warunkami sedymentacji. Gleby typu kalicze powstają w warunkach klimatu suchego i półsuchego w następstwie powtarzających się okresów parowania (dzień) i skraplania (noc) wody w gruncie. Szybkie odparowanie sprawia, że w gruncie krystalizuje węglan wapnia, którego ilość stopniowo wzrasta, kosztem pierwotnych składników osadu. Stan „dojrzały" kalicze osiąga wtedy, gdy w przypowierzchniowej warstwie gruntu tworzy się wapień masywny lub rzadziej – wapień laminowany (**Fig. 32**). Poziomy kalicze, opisane w północnej otulinie Parku, kończą długi okres denudacji obszaru Sudetów, który nastąpił po orogenezie waryscyjskiej (Wojewoda 2008 a) i są najmłodszą skałą osadową, która współtworzy synklinorium śródsudeckie (**Fig. 33**).

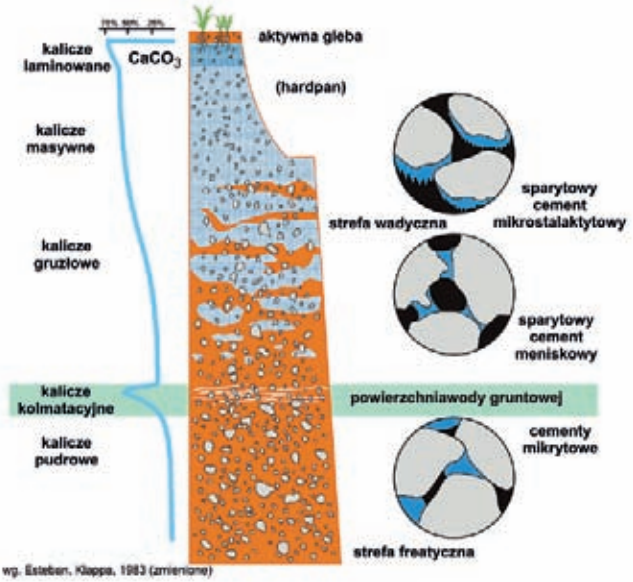


Fig. 32. Schemat struktury i mikrostruktury gleby wapiennej typu kalicze

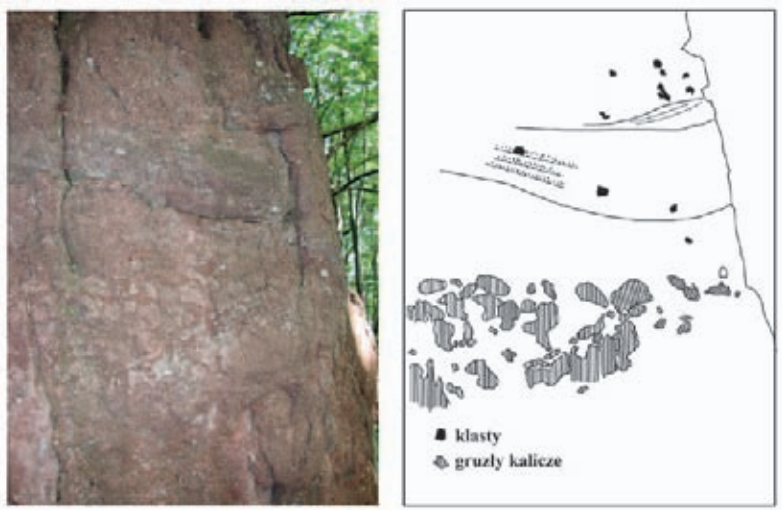


Fig. 33. Poziomy kalicze na wzgórzu Guzowata, północne obrzeże PNGS

Kreda

Skały osadowe kredy to utwory morskie, w przewadze drobnoziarniste, wapniste osady mułowcowe i średnioziarniste do gruboziarnistych, nawet zlepieńcowatych, piaskowce kwarcowo-skaleniowe, kwarcowe (arenity kwarcowe) i glaukonitowe występujące na obszarze synklinorium śródsudeckiego i w zapadlisku Kudowy. Trzeba podkreślić, że utwory kredy nie współtworzą struktury synklinorium śródsudeckiego, lecz zalegają niezgodnie na jego różnowiekowych utworach.

Litologia utworów kredy, jak również ich rozprzestrzenienie, zostały rozpoznane już w XIX w. (Raumer 1918 & 1819; Zobel & Carnall 1931 & 1932; Geinitz 1843 & 1848; Goeppert 1848; Beyrich 1849 a & b; Beyrich i in., 1867; Michael 1893). Obowiązujący do dzisiaj (z niewielkimi korektami schemat litostratygraficzny kredy śródsudeckiej, oparty na inoceramach, został również wypracowany na przełomie XIX i XX w. (Michael 1893; Flegel 1904 a & b; Flegel i in., 1904) (**Fig. 34**). Można z dużym prawdopodobieństwem przyjąć, że osady kredy występujące w obrębie PNGS nie są starsze niż ok. 98 Ma.

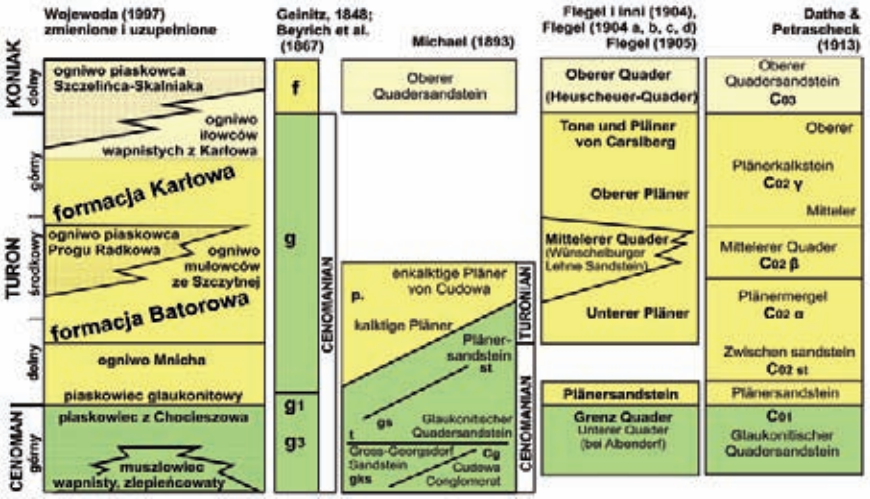


Fig. 34. Aktualne schematy litostratygraficzne kredy na obszarze PNGS

Zlepieńce muszlowe z Kudowy

Najstarszymi skałami osadowymi w zapadlisku Kudowy są **zlepieńce i piaskowce wapniste z Kudowy** oraz **zlepieńce muszlowe** (**pM**) i **piaskowce krzemionkowo-wapniste z Jakubowic** odkryte przez geologa niemieckiego R. Michaela. W 1883 r. Michael opisał je i zaliczył do środkowego cenomanu. Tym samym określił przypuszczalny początek zalewu morskiego na obszar Sudetów, który nastąpił w późnej kredzie. Utwory te występują jednak lokalnie i mają niewielki zasięg - najprawdopodobniej obocznie i ku górze przechodzą w piaskowce glaukonitowe ze skamieniałością *Actinocamax plenus* – belemnita żyjącego na przełomie cenomanu i turonu (**Fig. 35**).

Fig. 35. Belemnit Actinocamax plenum (cenoman/turon)

Zlepieńce muszlowe stanowią najprawdopodobniej rezydualny **bruk sztormowy** – najgrubszy osad, który pozostał na przybrzeżnych, podmorskich wyniesieniach terenu, gdzie fale płytkiego morza na przemian nanosiły i erodowały osady. Zbyt silne falowanie (przybój) nie sprzyja stabilnemu życiu zwierząt, których organizmy chronione są przez zewnętrzne szkielety, w tym przypadku muszle. Często, w czasie sztormów giną i pozostawiają po sobie w osadzie skorupy muszli. Te ostatnie stanowią główny składnik zlepieńców muszlowych.

Plener

Bardzo charakterystycznym osadem kredy na obszarze synklinorium są drobnoziarniste osady krzemionkowe i **spongiolity** (skały zbudowane głównie z krzemionkowych fragmentów szkieletów gąbek), które zawierają skamieniałość *Inoceramus labiatus* – małża żyjącego we wczesnym turonie (**Fig. 36**).

Jednak największą objętość w obrębie skał osadowych kredy, zarówno w synklinorium śródsudeckim, jak i na obszarze zapadliska Kudowy, stanowią wapniste mułowce zawierające skamieniałość *Inoceramus lamarcki* – małża żyjącego w środkowym turonie (**Fig. 37**). Utwory te, potocznie nazywane „marglami", są bardzo zróżnicowane pod względem składu oraz struktur sedymentacyjnych. W części południowej Gór Stołowych dominują mułowce krzemionkowe i wapniste (**ogniwo mułowców ze Szczytnej**), ponad którymi występują iłowce wapniste **formacji Karłowa**. Utwory te Raumer (1819) ogólnie określił łącznie nazwą *plener* (niem. *Pläner*). Z uwagi na to, że w północnej części Gór Stołowych, gdzie płyta osadów kredowych tworzy stromą krawędź morfologiczną (**Próg Radkowa)**, w obrębie pleneru występują poziomy piaskowcowe (dalej w tekście). Geolog niemiecki Flegel (1904 a, b, c & d) podzielił *plener* na dwa poziomy – dolny i górny, odpowiednio poniżej i powyżej piaskowców Progu Radkowa.

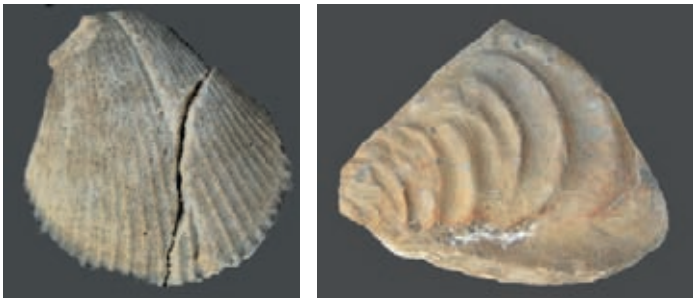


Fig. 36. Małż Inoceramus labiatus (wczesny turon)
Fig. 37. Małż Inoceramus lamaicki (środkowy turon)

Skamieniałości śladowe

Współczesne metody sedymentologiczne pozwoliły określić warunki i środowisko sedymentacji osadów, z których zbudowany jest *plener*. J. Rotnicka w latach 2000-2007 opisała w tych utworach relikty pierwotnych struktur sedymentacyjnych oraz zespoły tzw. **skamieniałości śladowych** zaliczanych do grup *Zoophycos* i *Cruziana*. Skamieniałości śladowe (ichnofosylia) to ślady po aktywności życiowej zwierząt zasiedlających dno zbiornika morskiego. Mogą to być ślady zamieszkiwania lub żerowania w osadzie, ślady ucieczki z osadu oraz różnego rodzaju tropy i ślady na powierzchniach sedymentacyjnych (dawnych powierzchniach dna) dokumentujące różne sposoby zachowań. Według Rotnickiej utwory zaliczane do *pleneru* gromadziły się na **szelfie** poniżej tzw. **podstawy falowania** i na tzw. **odbrzeżu dolnym** (Rotnicka 2007) (**Fig. 38**).

Fig. 38. Ślad żerowania z grupy *Cruziana*, wschodni taras widokowy na Szczelińcu Wielkim

Warto podkreślić, że dzisiejsza miąższość skał osadowych stanowi jedynie ok. połowy (43,6-51,6%) miąższości dawnych osadów. Miąższość uległa znacznej redukcji w następstwie tzw. **kompakcji**, która zachodzi w osadach **pogrzebanych**, gdy znajdą się na znacznej głębokości i pod naciskiem gromadzących się ponad nimi młodszych utworów. Kompakcja trwa tak długo, dopóki możliwa jest przebudowa wnętrza osadu i w zasadzie kończy się wraz z **lityfikacją**, czyli jego zeskaleniem. Procesy kompakcji i lityfikacji określa się łącznie mianem **diagenezy geostatycznej** lub ***„diagenezą z pogrzebania”***. Na podstawie tzw. wskaźników kompakcji ocenia się, że ponad dzisiejszymi utworami kredy znajdowało się w przeszłości dodatkowo ok. 900 metrów osadów. Zostały one całkowicie usunięte w późniejszych etapach rozwoju geologicznego, głównie w neogenie, od późnego miocenu do późnego pliocenu. Ogół procesów niszczących skały (**erozja**) oraz usuwanie produktów zniszczenia (**transport**) z danego obszaru nazywamy **denudacją**. Dzisiejszy wygląd Góry Stołowe zawdzięczają najpierw wypiętrzeniu skał kredowych i późniejszej ich denudacji, której mimowolnymi świadkami jesteśmy współcześnie i na co dzień. O współczesnym, szybkim tempie niszczenia skał kredowych świadczą m.in. strome progi skalne, głęboko wcięte jary potoków, a zwłaszcza rozległe blokowiska skalne gromadzące się u podnóży progów.

Budowa płytowa Gór Stołowych

Góry Stołowe swój, jakże specyficzny wygląd, zawdzięczają tzw. **płytowej budowie** geologicznej. Niemal równoległe i na przemian występujące litosomy (warstwy, płyty) skał o różnej odporności, w tym przypadku drobnoziarniste skały wapienne lub krzemionkowe oraz gruboziarniste, masywne piaskowce sprawiły, że w Górach Stołowych jedne obszary są płaskie i prawie poziome, na innych natomiast formują się niemal pionowe progi morfologiczne. Pierwsze są na ogół zbudowane z mało odpornych na wietrzenie chemiczne mułowców, drugie natomiast ze znacznie odporniejszych piaskowców (**Fig. 39**).

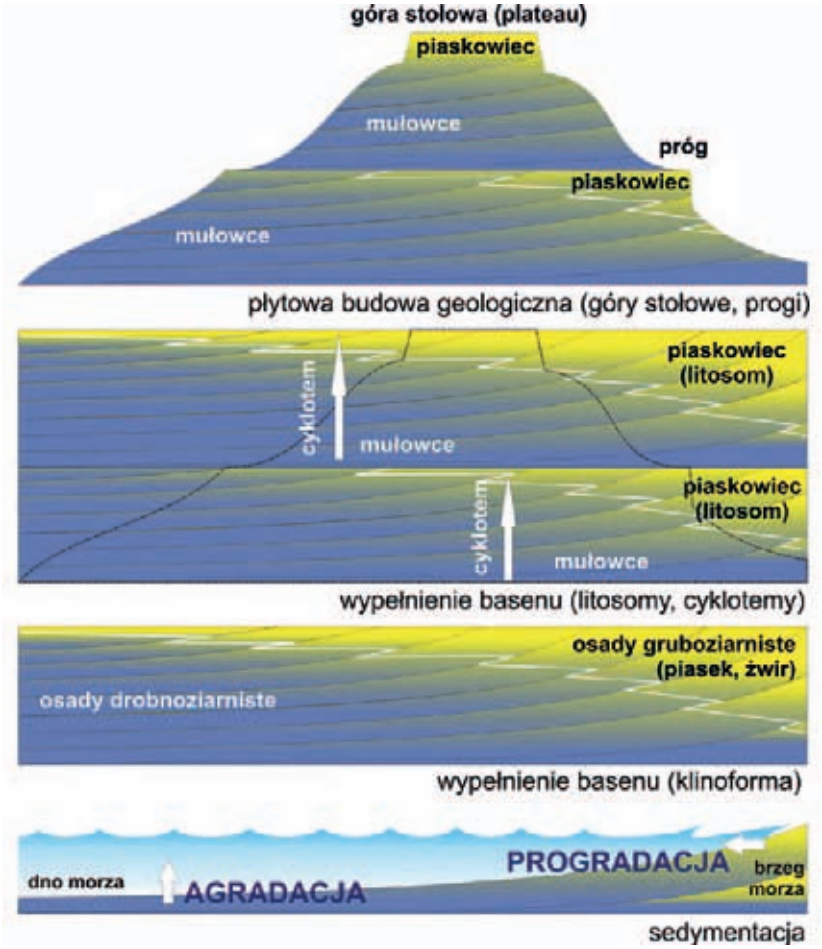


Fig. 39. Schemat pokazujący historię powstania gór płytowych

Piaskowce ciosowe

Skałami, które narzucają Górom Stołowym ich styl budowy, są niewątpliwie piaskowce. Od początku badań geologicznych na terenie Gór Stołowych wyróżniono trzy główne poziomy (płyty) piaskowcowe, które z powodu charakterystycznego, ortogonalnego i regularnego systemu

spękań, tzw. **ciosu**, nazwane zostały *piaskowcami ciosowymi*. Po raz pierwszy takiej nazwy w odniesieniu do piaskowców w Górach Stołowych użył wspominany wcześniej geolog Raumer w pracy z 1819 r. Propozycję korelacji litosomów piaskowcowych w skali regionalnej przedstawił Wojewoda w pracy z 1997 r.

Dolny piaskowiec ciosowy. Najniżej w profilu występuje tzw. **dolny piaskowiec ciosowy** (**dpc**). Typowy dla obszaru Gór Stołowych najpełniejszy profil można spotkać w rejonie Chocieszowa, stąd w nazewnictwie współczesnym stosowana jest wymiennie z dpc nazwa **piaskowiec z Chocieszowa**. Piaskowiec ten można zaklasyfikować pod względem składu jako **arenit lityczny**, czyli piaskowiec o zróżnicowanym składzie mineralnym i niewielkiej domieszce materiału bardzo drobnoziarnistego (tzw. **matriks**). Wyróżniającym go składnikiem jest **glaukonit** – minerał o charakterystycznej zielonkawo-brązowej barwie, który tworzy nieregularne, groniaste skupienia w skale i sprawia, że cała skała ma odcień szaro-zielony. Miąższość dpc zmienia się od kilku do kilkunastu metrów, jednak zasięg tego piaskowca jest ponadregionalny (Don, Wojewoda 2004 a & b, 2005). Tworzył się jako typowy **osad transgresyjny**, czyli taki, jaki powstawał w początkowym okresie zalewu morskiego.

Środkowy piaskowiec ciosowy. W środku profilu występuje tzw. **środkowy piaskowiec ciosowy** (**spc**). Typowy dla obszaru Gór Stołowych i najpełniejszy profil tego piaskowca występuje w obrębie morfologicznego progu Radkowa, stąd w nazewnictwie współczesnym stosowana jest wymiennie z spc nazwa **piaskowiec Progu Radkowa**. Tę ostatnią nazwę po raz pierwszy w odniesieniu do spc wprowadził geolog niemiecki Flegel (1904 a, b, c & d). Piaskowiec Progu Radkowa to w przewadze średnio- do gruboziarnistego (w stropie zlepieńcowaty) **subarenit kwarcowo-skaleniowy**. Jego charakterystyczną cechą jest obecność w szkielecie ziarnowym zwietrzałych skaleni lub **pseudomorfoz kaolinitowych** po skaleniach. Miąższość spc jest największa na północy, gdzie w rejonie Progu Radkowa osiąga ponad 80 m i stopniowo maleje ku

południowi, gdzie w okolicy Złotna spc ma ok. 16 m, a całkowicie zanika w okolicach Szczytnej i Dusznik. Jest to zatem typowa **klinforma** - litosom wyklinowujący się w jednym kierunku. Tworzył się w trakcie zasypywania zbiornika morskiego przez osady przybrzeża, które sukcesywnie przesuwało się ku południowi (tzw. **progradacja wybrzeża**) (Wojewoda 1986 & 1997; Rotnicka 2000 & 2007).

Próg Radkowa. Próg morfologiczny, który wziął swoją nazwę od leżącego u jego podnóża Radkowa, powstał w następstwie **lateralnego** (bocznego) niszczenia litosomu spc (por. **Fig. 39**). Ciągnie się jednak znacznie dalej w kierunku zachodnim, gdzie na terenie Republiki Czeskiej nosi nazwę ***Broumovske Steny***, a w okolicach Mieroszowa – ***Mieroszowskie Ściany***. Jego łączna długość w linii prostej od okolic Wolan na wschodzie po Mieroszów na zachodzie wynosi ok. 40 km, z czego na terenie Parku znajduje się ponad 7 km. Warto podkreślić, że rzeczywista długość skarpy jest znacznie większa i przekracza 12 km (!), a to za sprawą urozmaiconej rzeźby progu, zwłaszcza licznych cypli i amfiteatrów skalnych (**Fig. 40**) (Migoń 2008).

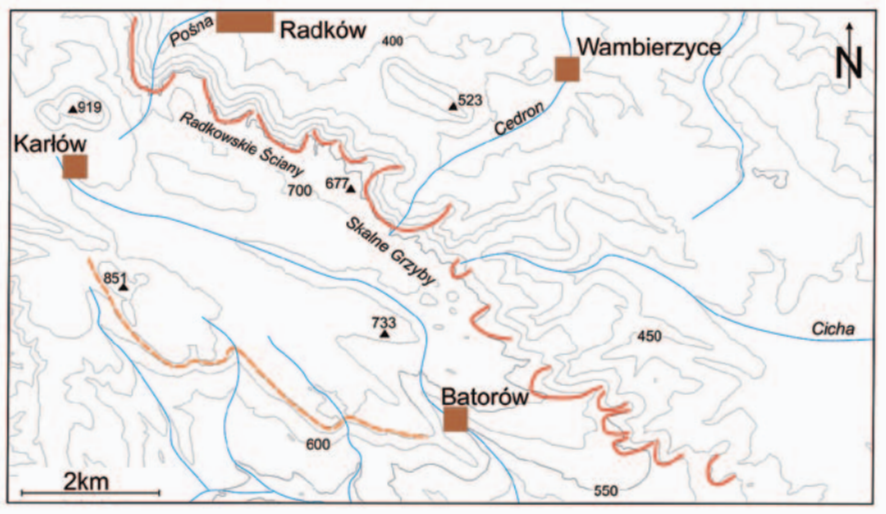


Fig. 40. Rozmieszczenie amfiteatrów (cyrków źródliskowych) wzdłuż Progu Radkowa (wg Migoń 2008)

Górny piaskowiec ciosowy. Skałą, która kończy profil utworów

kredowych Gór Stołowych jest tzw. **górny piaskowiec ciosowy** (**gpc**). Typowy i najpełniejszy profil tego piaskowca występuje w obrębie głównych masywów Gór Stołowych: ***Szczelińca***, ***Skalniaka***, ***Białych Ścian*** i ***Masywu Batorowa***, stąd we współczesnym nazewnictwie litostratygraficznym stosowana jest wymiennie z gpc nazwa **piaskowiec Szczelińca-Skalniaka**. Nazwa ta pojawiła się w cytowanych już wcześniej pracach Flegela (1904 a, b, c, d). Piaskowiec ten klasyfikuje się pod względem petrograficznym jako **arenit kwarcowy**, czyli skała, która składa się niemal z krzemionki i kwarcu. Nazwa ta pojawiła się u Flegela (1904 a, b, c & d) i jest do dzisiaj stosowana (Jerzykiewicz 1966 & 1968, Wojewoda 1997 & 2008 a; Rotnicka 2007).

Piaskowce międzyplenerskie. Między głównymi litosomami piaskowcowymi spc i gpc występuje od 1 do 4 poziomów piaskowcowych o znacznie mniejszej grubości, kolejno idąc od dołu od 20 do ok. 2 m. Są to tzw. **piaskowce międzyplenerskie** (mpc), które wykazują skład petrograficzny przejściowy od spc do gpc. Piaskowce te wyklinowują się ku południowi, ale również równoleżnikowo wzdłuż północnych zboczy Gór Stołowych. Najniższy z poziomów mpc oddzielony jest od piaskowców Progu Radkowa utworami drobnoziarnistymi o grubości zaledwie 1-2 m. Dotychczas nie był on wydzielany jako odrębny litosom, jednak jego specyfika nakazuje, aby tak właśnie go traktować. Tę rozdzielność litologiczną szczególnie wyraźnie widać w części zachodniej Progu Radkowa (tzw. Skalne Wrota-Ścianki), w Pasterce, oraz w rejonie występowania tzw. Skalnych Grzybów i Dziczego Grzbietu, gdzie skarpa rozdziela się na dwa wyraźne progi. Pierwotny skład mineralny tego piaskowca jest niemal identyczny do składu piaskowców progu Radkowa, jednak w skale daleko bardziej zaawansowany jest proces zwietrzenia skaleni. Nadaje to skale szczególnie jasną barwę. Z piaskowca tego zbudowany jest znaczny obszar Gór Stołowych, w tym wychodnie w okolicach Złotna i Szczytnej (stąd nazwa **piaskowce ze Złotna**).

Formy skalne w piaskowcach

W Górach Stołowych, poza stromymi progami skalnymi (Próg Radkowa, Urwisko Batorowskie, czy Pasterskie Skałki), do najbardziej malowniczych należą formy skalnych grzybów, skalnych baszt oraz labirynty skalne i bloki piaskowcowe (Migoń 2008 & 2010). Większość z tych form powstała w obszarach, gdzie zachodzą intensywne procesy

erozji powierzchniowej, ale jednocześnie ma miejsce infiltracja wód powierzchniowych w głąb masywów skalnych. Zwłaszcza infiltracja sprawia, że materiał skalny, a przede wszystkim głównie spoiwa mineralne, podlegają intensywnemu wietrzeniu i wypłukiwaniu ze skały, co ogólnie określa się jako **sufozję**. Jednak dominujący wpływ na kształt i rozmieszczenie form skalnych ma struktura górotworu Gór Stołowych. O ile na kształt form skalnych większy wpływ ma struktura pierwotna, czyli sedymentacyjna, o tyle ich rozmieszczenie i ilość zależy przede wszystkim od struktury wtórnej, spowodowanej zniszczeniem tektonicznym.

Skalne grzyby. Skalne grzyby zawdzięczają swoja nazwę kształtom przypominającym grzyby – wyraźna noga i zwykle jedno lub dwa zgrubienia w kształcie kapelusza. Na obszarze Parku największe nagromadzenia skalnych grzybów występują na obszarze między doliną Cedronu a Batorowem (Skalne Grzyby), na półce skalnej między kamieniołomem w Radkowie a Pasterką, w rejonie Pasterskiego Progu, na wierzchowinie Dziczego Grzbietu, w zboczach doliny Złotnowskiego Potoku w Złotnie oraz na wierzchowinie Skalniaka w Błędnych Skałach (**Fig. 41, Fig. 42** i **Fig. 43**). Poza ostatnim skupiskiem, które znajduje się w stropowej części górnych piaskowców ciosowych, wszystkie pozostałe powstały w stropowej części najniższego piaskowca międzyplenerskiego (mpc) – piaskowca ze Złotna.

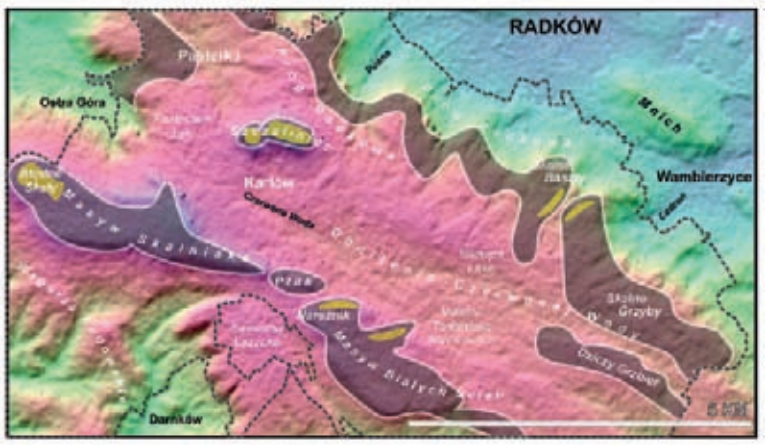


Fig. 41. Schematyczna mapka występowania skalnych grzybów (obszary szare) i bastionów (obszary żółte) na obszarze Gór Stołowych

Fig. 42. Skalne Grzyby…

Fig. 43. Skalne Grzyby (c.d.)

Swoje powstanie grzyby zawdzięczają kilku czynnikom, ale przede wszystkim pierwotnej (sedymentacyjnej) strukturze skał, jak również jej składowi petrograficznemu. Stropowa część piaskowców ze Złotna, piaskowców Progu Radkowa oraz piaskowców Skalniaka-Szczelińca ma w wielu miejscach charakterystyczną budowę. Najwyższą część profilu tworzy silnie wymieszany przez bioturbację osad piaskowcowy (facja Hb). Jest on różnoziarnisty i zawiera znaczną domieszkę frakcji drobnoziarnistego piasku. Skała ta stanowi najsłabiej przepuszczalną odmianą w obrębie piaskowców ciosowych. Poniżej występują bardzo dobrze wysortowane, warstwowane przekątnie osady piaskowca zlepieńcowatego oraz zlepieńca muszlowego o znacznie większej porowatości (**Fig. 44**).

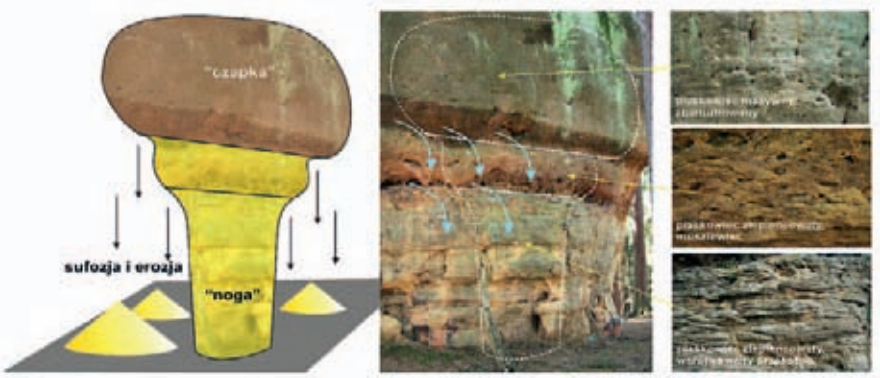


Fig. 44. Mechanizm powstawania „skalnego grzyba" w piaskowcach ciosowych na obszarze Gór Stołowych

Następstwo skał o takich cechach sprawia, że wody opadowe lub topniejąca pokrywa śniegowa najpierw wysyca przestrzeń skalną, a następnie wypływa na powierzchnię skały w strefach o większej przepuszczalności, czyli bardziej porowatych. Powtarzający się cyklicznie proces, wypłukuje w miejscu wypływu wody najdrobniejszy materiał skalny, w tym przede wszystkim spoiwa, co z czasem prowadzi do znacznego ubytku masy skalnej w tej części skałek. W konsekwencji, na wycienionej wskutek sufozji i erozji „stopie" pozostaje zwykle znacznie większych rozmiarów „czapka", która nadaje skale charakterystyczny kształt grzyba (**Fig. 44**).

Skalne bastiony i baszty. Skalne bastiony i baszty występują na ogół w brzeżnych częściach progów morfologicznych (por. **Fig. 41**). Powstają we wszystkich litosomach piaskowcowych i prawie zawsze w obszarach o bardzo regularnym spękaniu ciosowym. Do najciekawszych należą formy skalne w Progu Radkowa (tzw. Warownia, Skalne Wrota-Ścianki) oraz w masywie Białych Ścian (tzw. Skalna Furta) (**Fig. 45** i **46**).

Fig. 45. Skalne Bastiony…

Fig. 46. Skalne Bastiony (c.d.)

Skalne bastiony i baszty powstają dokładnie według tego samego schematu, jak skalne grzyby, jednak proces sufozji i erozji nie jest tak daleko zaawansowany (**Fig. 47**).

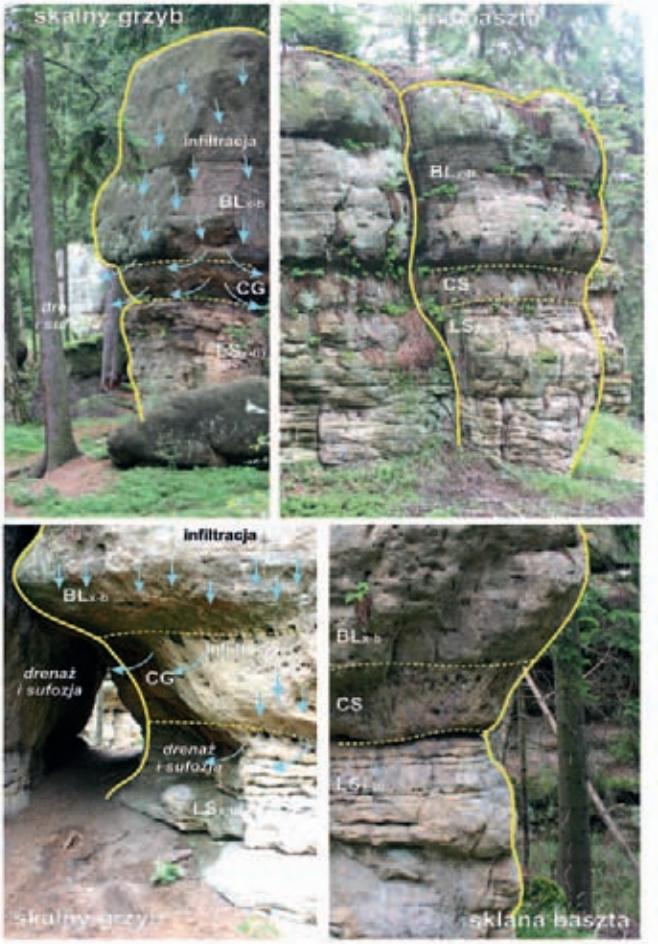


Fig. 47. Schemat pokazujący, jak ta sama skałka, w zależności od ekspozycji i natężenia wypłukiwania materiału skalnego, może przybrać kształt skalnego grzyba lub skalnej baszty.

Skalne kawerny. W piaskowcach ciosowych występują charakterystyczne, niemal idealnie kuliste formy wietrzeniowe - **kawerny**. Już w roku 1961 Dumanowski sugerował, że kawerny powstały w wyniku

lokalnego wypłukiwania ze skały materiału znacznie słabiej scementowanego niż całość skały. Dumanowski uważał, że te słabo lub w ogóle nie scementowane strefy były, w trakcie diagenezy przesycone gazem (metanem) (**Fig. 48**).

Fig. 48. Skalne kawerny – intrygujące kuliste pustki w piaskowcach Gór Stołowych, powstałe wskutek gromadzenia się metanu w osadach morza kredowego

Samo gromadzenie się gazu w osadach na dnie morza nie jest niczym niezwykłym. Proces taki powszechnie obserwuje się chociażby na obszarach, gdzie obecnie intensywnie eksploatuje się gaz ziemny spod powierzchni morza, np. na Morzu Północnym. Nie jest jednak do końca

jasne pochodzenie takiego gazu. Współcześnie przyjmuje się dwie równorzędne możliwości. Zgodnie z hipotezą organicznego pochodzenia gazu ziemnego powstaje on przede wszystkim z rozkładu materii organicznej. Środowiska morskie obfitują w różne formy życia, a obumarłe szczątki ulegają degradacji chemicznej do prostych substancji, w tym metanu i CO_2. Zupełnie inną możliwość zakłada hipoteza o nieorganicznym pochodzeniu metanu (Gold 1993). Zgodnie z tą hipotezą metan i CO_2 są pierwotnym materiałem powstającym w głębi Ziemi, a konkretnie w **płaszczu ziemskim**, skąd dalej migrują ku powierzchni wszelkimi możliwymi sposobami i ścieżkami. Zgodnie z tą hipotezą, obszarami na powierzchni Ziemi, gdzie pojawienie się tych gazów jest najbardziej prawdopodobne są strefy czynnych głębokich rozłamów tektonicznych.

Na obszarze Gór Stołowych obserwuje się wyraźny związek występowania kawern z regionalnymi strefami uskokowymi np. ze strefą uskoków Czerwonej Wody, czy uskokami Szczelińca. Z drugiej strony kawerny mają idealnie kulisty kształt, co dowodzi, że gaz gromadził się w luźnym, przesyconym wodą morską osadzie, kiedy rozpoczęły się pierwsze procesy diagenetyczne przeobrażające piasek w piaskowiec. Tylko w takich okolicznościach woda przesycona metanem gromadzi się w formy kuliste, a to za sprawą napięcia powierzchniowego na granicy roztworów (mieszanin) o różnej lepkości. Nie rozstrzyga to jednak o genezie samego gazu, który mógł się przedostać do osadów morskich zarówno migrując ku górze konkretną strefą, jak i przez postępującą koncentrację z fazy rozproszonej w masie osadu.

Znacznie później odkryte zostały **kanały ucieczkowe gazu**, które jak się okazało mają ścisły związek z kawernami i potwierdzają hipotezę Dumanowskiego (Wojewoda 1987 & 1997). Procesy odgazowania osadu miały charakter eksplozywny i najprawdopodobniej były spowodowane wstrząsami sejsmicznymi. Przemawiają za tym liczne zjawiska – osady i struktury deformacyjne występujące w piaskowcach ciosowych – tzw. **sejsmity**. Sejsmity tworzą się w luźnym jeszcze osadzie, kiedy poszczególne ziarna lub fragmenty osadu mają jeszcze możliwość przemieszczania się pod wpływem nacisków lub wstrząsów, co prowadzi

do powstania różnego rodzaju zniszczeń (np. powierzchni ścięć, upłynnienia, zbrekcjonowania) (Wojewoda 1987 & 1997) **(Fig. 49)**.

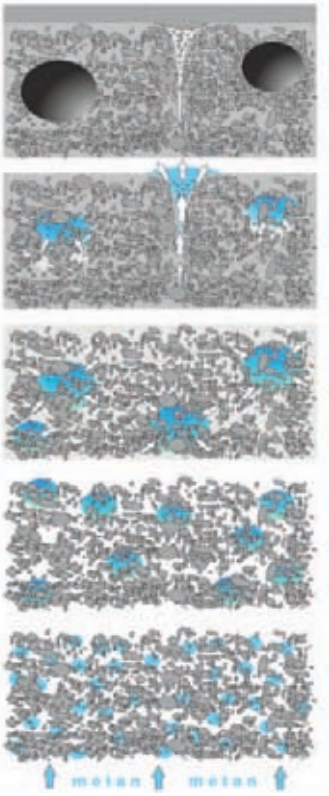


Fig. 49. Mechanizm powstawania skalnych kawern – od koncentracji „bąbli" nasyconej metanem wody morskiej w osadzie, do wypłukiwania luźnego, niezlityfikowanego materiału ze skały. Również wyjaśnienie powstawania deformacji ucieczkowych w dawnych osadach (sejsmitów), najprawdopodobniej spowodowanych uwalnianiem metanu w trakcie trzęsień ziemi.

Skalne labirynty. Skalne labirynty powstały wszędzie tam, gdzie masywy piaskowcowe są spękane regularnym systemem ciosu. Do najbardziej znanych należą labirynt Błędnych Skał i Szczelińca (**Fig. 50**, **Fig. 51** & **Fig. 52**). Mniejsze, mniej znane i nieudostępnione skalne labirynty, występują w rejonie Skalnych Bastionów, Masywu Białych Ścian oraz w tzw. Piekiełku koło Pasterki.

Fig. 50. Skalne labirynty…

Na ogół przyjmuje się dla labiryntów skalnych podobną genezę, jak dla innych form skalnych w Górach Stołowych, tzn. sukcesywne powiększanie szczelin wzdłuż spękań ciosowych wskutek sufozji, aż do uformowania się korytarzy, a nawet jaskiń (Pulina 1989; Migoń 2008).

Fig. 51. Skalny labirynt na Szczelińcu Wielkim (strzałki pokazują kierunki tektonicznych przemieszczeń zapisanych na powierzchniach bloków skalnych)

Fig. 52. Skalny labirynt na Skalniku-Błędnych Skałach (strzałki pokazują kierunki tektonicznych przemieszczeń zapisanych na powierzchniach bloków skalnych)

Istnieją jednak liczne przesłanki, w tym geomorfologiczne, które jako alternatywną pozwalają postawić tezę o głównie erozyjnym pochodzeniu tych form (Wojewoda 2011 a). Po pierwsze, labirynty występują w centralnych częściach masywów, gdzie zwykle tworzą system lokalnych obniżeń wierzchowiny (**Fig. 53**). Takie obniżenia nie sprzyjają odprowadzaniu poza masywy wypłukanego wcześniej materiału. Jego rozkład chemiczny (rozpuszczenie) też jest raczej wykluczony, gdyż jest to czysta krzemionka (SiO_2). Po drugie, powierzchnie skalne bardzo często są niszczone niezgodnie, wręcz jakby na przekór, pierwotną (sedymentacyjnej) i wtórną (tektonicznej) strukturą skał. Świadczą o tym powierzchnie erozyjne inaczej nachylone i nie naśladujące powierzchni spękań (**Fig. 54**).

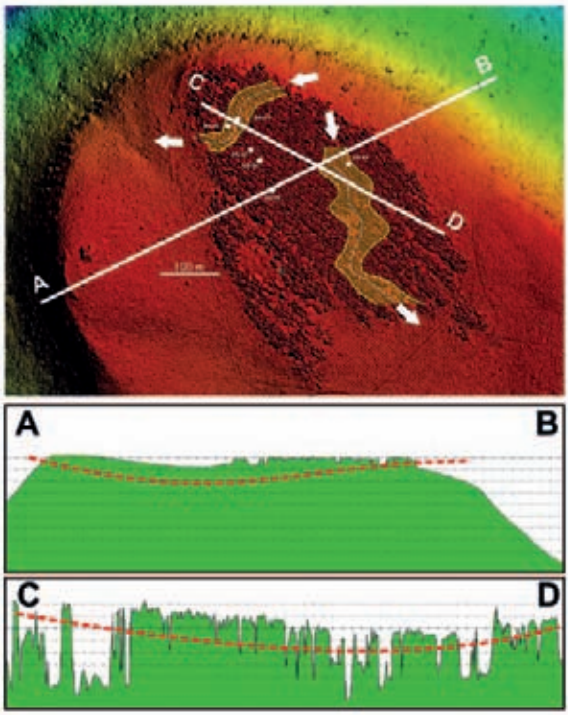


Fig. 53. Błędne Skały – wyraźne obniżenie w środkowej części wierzchowiny Błędnych Skał utrudnia odpływ wody poza labirynt skalny. Wyraźnie zaznaczają się „pasy" obniżeń - najprawdopodobniej wypreparowane w spękanym masywie skalnym przez dawne rzeki.

Fig. 54. Przykład ściany podciętej erozyjnie w przeciwnym kierunku, niż wynikałoby to z orientacji szczelin w piaskowcu ciosowym

Świadczą o tym również liczne zasklepione tunele i jaskinie skalne, szczególnie natomiast osady w dnie korytarzy, które wykazują cechy osadów typowych dla wody płynącej (Wojewoda 2011 a).

Bardzo szczegółowa analiza morfometryczna wierzchowiny Skalnika, z wykorzystaniem zdjęć lidarowych, pozwoliła zrekonstruować przypuszczalne „paleodoliny rzeczne", które, jak się okazuje mają orientację poprzeczną do wydłużenia Masywu Skalnika i „wychodzą w powietrze" zarówno ku północy, jak ku południowi (por. **Fig. 53**). Niewykluczone, że są to relikty dawnego krajobrazu, z okresu kiedy rozpoczęła się stopniowa denudacja płyty kredowej Gór Stołowych. Zarówno kierunki warstwowań w osadach korytarzy skalnych, jak i orientacja „paleodolin" wskazują że przepływ wody odbywał się w kierunku południowym. Takie warunki, po tzw. **ekshumacji** utworów kredowych, panowały do schyłku miocenu, kiedy to większość rzek wpadała do Pra-Morawy, ta natomiast uchodziła dalej do tzw. **zapadliska przedkarpackiego**.

Sawanny i Skalne Bloki. Nazwą „sawanna" określa się na obszarze Gór Stołowych charakterystyczne, płaskie obszary porośnięte trawą, z której w różnych miejscach wystają izolowane skałki (por. **Fig. 6**). Do najbardziej znanych należy tzw. ***Sawanna Łężycka***, która leży na płaskiej i niemal poziomej półce u podnóża Narożnika oraz tzw. ***Sawanna***

Pasterska, znajdująca się na słabo zaznaczającym się, spłaszczonym wyniesieniu morfologicznym między masywami Szczelińca i Skalniaka o nazwie Pustelnik (788 m n.p.m.). W rzeczywistości wspomniane skałki stanowią odrębne i nie związane z podłożem bloki skalne, które zanim znalazły się w dzisiejszej pozycji prawdopodobnie uległy wielokrotnej rotacji (**Fig. 55**).

Fig. 55. Blok skalny na „Sawannie Pasterskiej", który zanim znalazł się w obecnej pozycji uległ rotacji, o czym świadczy nachylona orientacja pierwotnego warstwowania

O ile występujące tam bloki wiąże się bezpośrednio z piaskowcami masywu Skalnika, o tyle pochodzenie bloków na Sawannie Pasterskiej wzbudza wątpliwości, gdyż występują one w pozycji lokalnego wododziału, który jest oddzielony niewielkimi obniżeniami zarówno od Masywu Szczelińca, jak i Skalnika. W 2010 roku P. Migoń przedstawił dwa alternatywne modele rozwoju geomorfologicznego, tłumaczącego powstanie bloków na Pustelniku (**Fig. 56**). Według pierwszego skałki są reliktem rumowisk spod cofających się skarp obydwu masywów. Według drugiego, skałki na Pustelniku miałyby stanowić relikt („echo" wg. P. Migonia) nieistniejącego już masywu skalnego, który pierwotnie znajdował się między Szczelińcem i Skalniakiem, a który uległ całkowitemu zniszczeniu przez erozję.

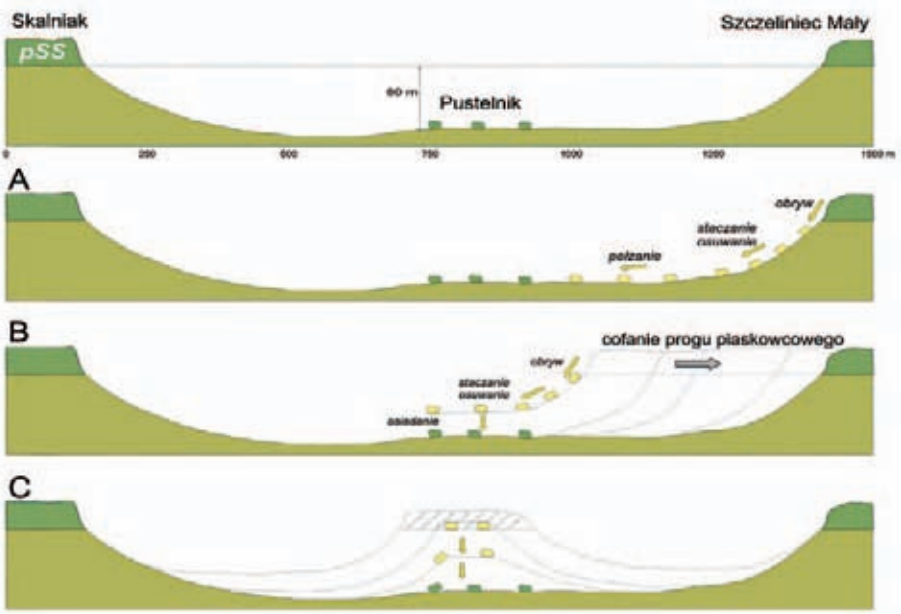


Fig. 56. Różne modele rozwoju geomorfologicznego, tłumaczące powstanie bloków piaskowca na Sawannie Pasterskiej (wg. Migoń 2010)

Zalew morski w Sudetach w późnej kredzie

Zalew morski w Sudetach w późnej w kredzie (transgresję) (Hancock & Kauffmann 1979) poprzedził długi okres (późny trias, jura i wczesna kreda) intensywnego wietrzenia chemicznego całego obszaru masywu czeskiego, w tym również Sudetów (Migoń & Lidmar-Bergström 2001 & 2002). Tworzyły się w tym czasie pokrywy zwietrzelin - saprolity. Ich relikty do dzisiaj zachowały się w wielu miejscach, bezpośrednio pod morskimi osadami cenomanu (Gierwielaniec 1965; Gierwielaniec & Turnau-Morawska 1965; August & Wojewoda 2005). Materiał zwietrzelinowy jest produktem bardzo niestabilnym i bezpośrednio dostępnym na powierzchni. Może się zachować *in situ*, jako osad kopalny, czyli jako skała osadowa, jedynie w sytuacji, kiedy bardzo szybko zostanie przykryta młodszymi osadami. W warunkach postępującego zalewu morskiego zwietrzeliny są na ogół całkowicie usuwane z lądu i przenoszone do

morza, gdzie osadzają się już jako nowe osady morskie. Zachowanie się zwietrzelin pod transgresywnymi utworami kredy świadczy o niezwykle szybkim zalewie morskim, jaki w późnym cenomanie nastąpił w Sudetach.

Początkowa faza transgresji

Szybkie zalanie dużego terenu prowadzi do znacznego ujednolicenia warunków sedymentacji na takim obszarze. Prowadzi również do pomniejszenia roli zalewanych lądów, które dostarczają materiału osadowego do basenu morskiego. Właśnie takie warunki zapisały się w osadach górnego cenomanu w Sudetach. Zlepieńce muszlowe, piaskowce glaukonitowe lub wapniste, mułowce lub iłowce wapniste oraz spongiolity stanowią typowy zespół osadów agradacyjnych, czyli przyrostu pionowego, o w przybliżeniu poziomych i korelatywnych (równowiekowych, **izochronicznych**) powierzchniach uławicenia. O szybkim zalaniu obszarów lądowych świadczy obecność glaukonitu w osadach górnego cenomanu oraz współwystępowanie blisko siebie obszarów pokrytych zwietrzelinami i całkowicie ich pozbawionych (Gierwielaniec 1965; Gierwielaniec & Turnau-Morawska 1965). Już Rode (1934) uważał, że w czasie transgresji kredowej w Sudetach niemal jednocześnie został zalany obszar lądowy na dystansie dziesiątków kilometrów (!) a elewacje terenu nie przekraczały w tym czasie wysokości …kilku metrów!

Faza największego zalewu

Po szybkim zalaniu lądu w późnym cenomanie, redepozycja zwietrzelin z masywów krystalicznych ograniczała się w Sudetach do lokalnych elewacji. Później, we wczesnym turonie, na miejscach pozbawionych zwietrzelin, bezpośrednio na krystalicznych skałach podłoża, osadzały się drobnoziarniste **osady pelagiczne** (Nove Mesto, Góry Orlickie, Masyw Śnieżnika). Część z tych utworów powstawała w warunkach słabego natlenienia (tzw. czarne osady), co dokumentuje osłabienie wymiany wód w basenie morskim, spowodowane zapewne wzrostem głębokości z jednej strony, ale również znacznie zmniejszoną rolą ówczesnych lądów, jako obszarów dostarczających osad do basenu.

Faza zasypywania basenu i odmłodzenia krajobrazu w Sudetach

Zalew morski w kredzie postępował od południa, z obszaru masywu czeskiego, gdzie w tamtym czasie powstał płytki, śródlądowy zbiornik morski - morze **epikontynentalne** (tzw. czeskie morze kredowe). Morze to, poprzez obszar Śląska i Moraw, miało połączenie z tzw. Oceanem Tetydy, czyli obszarem, na którym już wtedy rozpoczęło się formowanie orogenu karpackiego (dzisiejszych Karpat). Potwierdzają to zarówno podobieństwa paleontologiczne osadów z tych obszarów, jak i rekonstrukcje sedymentologiczne.

Po zalewie obszar Sudetów przez długi czas stanowił płytką zatokę morza czeskiego. Zatoka od wschodu była obrzeżona obszarem lądowym, tzw. wyspą północno-wschodnią (dzisiejsze połączone obszary masywu Śnieżnika, Gór Bardzkich i Sowich), a od zachodu wyspą lub podwodną elewacją, tzw. wyspą zachodnią (dzisiejsze połączone masywy Karkonoszy i Gór Izerskich) (**Fig. 57**). Prawie na pewno, w późnym turonie i wczesnym koniaku, „zatoka sudecka" morza kredowego miała okresową łączność z obszarem Morza Północnego (Wojewoda 1986). Wskazują na to zarówno rekonstrukcje sedymentologiczne, jak i zaznaczające się wpływy tzw. „fauny północnej" w zespołach paleontologicznych najmłodszych osadów kredy w Sudetach.

Fig. 57. Schemat paleogeograficzny dla środkowej części Sudetów w późnej kredzie. Objaśnienia symboli: 1 – stożki napływowe, 2 – delty, 3 – plaże i płytki szelf, 4 – obszary lądowe, 5 – obszary zbudowane ze skał krystalicznych (w tym granitów), 6 – kierunki plaeotransportu, ZK – Zapadlisko Kudowy, MK – Masyw Kudowy, GS – pozycja dzisiejszych Gór Stołowych

W okresie od środkowego turonu po koniak linia brzegowa ówczesnego morza kilkukrotnie zmieniała swój zasięg, co było spowodowane postępującym zasypywaniem morza od brzegu „przerywanym" okresowymi pogłębieniami basenu, najprawdopodobniej wskutek tektonicznego obniżania jego dna. W następstwie tych zmian powstały opisane wcześniej **diachroniczne** litosomy piaskowców ciosowych, w kształcie **klinoform**. W zapisie wydarzeń geologicznych litosomy piaskowcowe stanowią najmłodsze ogniwa tzw. **cyklotemów** – zespołów **osadów brzegowo-szelfowych**, które stopniowo zasypując basen morski od brzegu (proces taki nazywamy **progradacją wybrzeża**) - nadały ostatecznie charakterystyczny, płytowy rys budowie geologicznej Gór Stołowych (por. **Fig. 39**). Cyklotemy (nazwa pochodząca od cykliczności, powtarzania się procesu w dużej regionalnej skali) w utworach kredowych są korelowalne w skali całego regionu (Wojewoda 1997). Cyklotemy, które u góry są zakończone litosomami piaskowców Progu Radkowa (turon) i piaskowcami Szczelińca-Skalniaka (koniak), powstały w następstwie bardzo intensywnego usuwania zwietrzelin z obszarów obrzeżających kredową zatokę sudecką. Co ciekawe, hydrauliczny proces transportu osadu w połączeniu z geologiczno -czasowym procesem progradacji wybrzeży spowodował, że w części zachodniej tzw. niecki śródsudeckiej litosomy spc i gpc (turon-koniak) łączą się, i ich rozdzielenie możliwe jest tylko w oparciu o kryteria sedymentologiczne...

Rów Górnej Nysy - schyłek zasypywania Sudetów w kredzie

Na obszarze **rowu Górnej Nysy Kłodzkiej** (**RGNK**), który sąsiaduje z Górami Stołowymi na południowym wschodzie, i który stanowi naturalne przedłużenie niecki śródsudeckiej w kierunku południowo-wschodnim, w koniaku rozpoczęła się sedymentacja drobnoziarnistych, ilastych osadów szczególnie bogatych w żelazo (tzw. **margle syderytowe**). Obszarem, który zasilał tę wschodnią część zatoki sudeckiej w materiał osadowy był obszar połączonych masywów dzisiejszych Gór Żelaznych i Krowiarek. Prawdopodobnie, redepozycja

bogatych w żelazo zwietrzelin (laterytów?), poprzedzona erozją starszych osadów kredy, wyznacza moment pojawienia się na wschodzie ważnego w skali regionu obszaru zasilania dla kredowej zatoki sudeckiej. Obszar RGNK wykazywał w tym okresie niski tzw. **potencjał akomodacyjny**, czyli mógł przyjąć znacznie więcej osadów niż w tym czasie było dostarczane z lądu. Było to spowodowane względnym obniżaniem się dna RGNK w stosunku do brzegów basenu. Jednak postępujące zasypywanie kredowej zatoki sudeckiej, połączone z powolnym obniżaniem się poziomu morza (**regresja**), spowodowało znaczne, względne wyniesienie ówczesnego brzegu morskiego w okolicach dzisiejszych, zachodnich zboczy masywu Śnieżnika. Sprawiło to, że lokalnie znacznie powiększył się potencjał akomodacyjny w tym obszarze i, przy zachowaniu stałej, płytkiej głębokości morza, przy brzegu zaczęły gromadzić się miąższe serie osadów plażowych i przybrzeżnych (Wojewoda 1997).

Warunki i środowiska sedymentacji w kredzie na obszarze Gór Stołowych

W turonie i koniaku, materiał osadowy, z którego później powstały opisane wcześniej piaskowce ciosowe na obszarze Gór Stołowych, był dostarczany do morza z lądu oddalonego ok. 20 km w kierunku północnym od dzisiejszych Gór Stołowych. Brzeg morza kredowego w okresie jego największego zasięgu (wczesny turon?) znajdował się w okolicach dzisiejszej, południowej granicy Gór Sowich (por. **Fig. 57**). Piasek i żwir z obrzeżających plaż był roznoszony prądami po całym obszarze basenu.

Wzdłuż brzegu zatoki sudeckiej płynął prąd napędzany wiatrem - **dryf wiatrowy**, podobny do tego, jaki współcześnie opływa w kierunku wschodnim wybrzeża Bałtyku w Polsce. Ten dawny **paleoprąd** znakomicie dokumentują struktury sedymentacyjne zachowane w piaskowcu, zwłaszcza **przekątne warstwowania** w małej i dużej skali, które powstały w trakcie wędrówki po dnie form dna o różnej wielkości, od **małych** i **dużych riplemarków**, poprzez średniej wielkości **diuny**, po wysokie na ponad 2 metry **fale piaskowe**) (**Fig. 58**). Nachylenie warstwowań,

dokumentuje **paleotransport** materiału osadowego początkowo w kierunku północno-zachodnim (turon), a następnie południowo-wschodnim (koniak) (Jerzykiewicz 1966 & 1968; Jerzykiewicz & Wojewoda 1986; Wojewoda 1997) (por. **Fig. 57**).

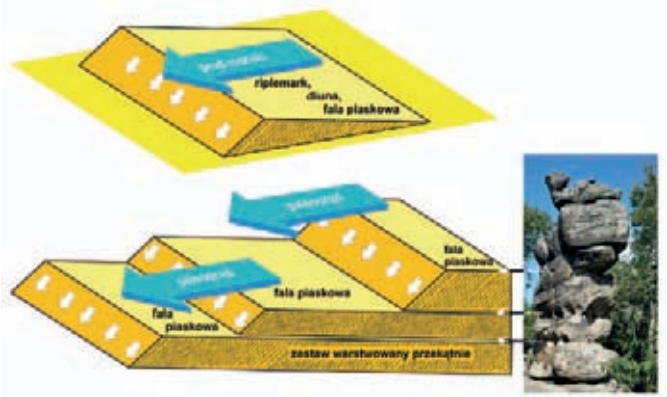


Fig. 58. Schemat powstawania osadów warstwowanych przekątnie w następstwie przemieszczania się po dnie prądowych form dna (ripplemarki, diuny, fale piaskowe). Przykład ze Szczelińca (tzw. Wielbłąd)

Transport, który głownie odbywał się wzdłuż brzegu, był okresowo przerywany sztormami. Sztormy, również wiatrowe (Wojewoda 1986), erodowały wybrzeża i niszczyły plaże. W ich trakcie, przy brzegu powstawały rozległe pokrywy **rezydualnych bruków sztormowych** - osadów zbyt gruboziarnistych i ciężkich, aby falowanie i prądy morskie mogły je usunąć. Materiał bruków jest zlepieńcowaty i bardzo często zawiera nagromadzenia olbrzymich ilości pokruszonych skorup muszli (por. **Fig. 44**). Gdy muszle dominują w budowie skały, wtedy bruki te nabywają cech opisanych wcześniej zlepieńców muszlowych. Co ciekawe muszle w brukach są ułożone w bardzo charakterystyczny sposób – zwykle wypukłymi stronami ku górze. Takie ułożenie nazywamy ułożeniem stabilnym hydraulicznie – muszlę w takie pozycji (podobnie, jak np. talerz) jest bardzo trudno oderwać od dna, przenieść w inne miejsce, zniszczyć…

Bruki sztormowe jest to osad wielowydarzeniowy, który ma zapisaną w sobie historię powtarzających się w danym miejscu setek, a może

tysięcy sztormów. Ideogram na **figurze 59** pokazuje sposób formowania się ławicy bruku sztormowego (**tempestytu bliskiego**) w miarę upływu czasu. Dolna granica ławicy, czyli jej **spąg,** powstała w trakcie najsilniejszego ze sztormów, który nawiedził dno morza w konkretnym miejscu. Natomiast górna granica ławicy, czyli jej **strop**, wyznacza moment, kiedy sztormy przestały w tym miejscu oddziaływać na dno. Mogło to nastąpić albo wskutek wzrostu głębokości wody w basenie (głębokość do której falowanie sztormowe uruchamia osad na dnie nazywamy **podstawą falowania**), albo przez wyłączenie tej części osadu z „życia", czyli jego pogrzebania przez osady młodsze, a następnie diagenezę. Wobec jednej ze wspomnianych możliwości regresji morza kredowego i progradacji wybrzeża zatoki sudeckiej, ta druga jest bardziej prawdopodobna w odniesieniu do piaskowców Progu Radkowa oraz piaskowców Szczelińca-Skalniaka.

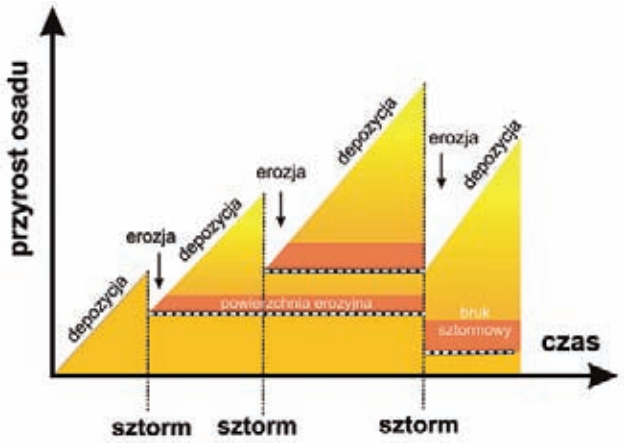


Fig. 59. Ideogram pokazujący na przemian osadzanie (okresy spokojnej sedymentacji) i erozję (sztormy), które prowadzą do powstania bruków sztormowych, czyli tzw. tempestytu bliskiego

W czasie, kiedy blisko brzegu materiał był erodowany i unoszony przez fale w zawiesinę, spiętrzone przez sztorm wody przybrzeża musiały odpływać w kierunku otwartego basenu. Odpływ taki, zwany **odpływem kompensacyjnym**, równoważy ciągły nabieg fal na brzeg dzięki czemu

nie dochodzi do zalania lądu (**Fig. 60**). Prądy kompensacyjne płynąc prostopadle od brzegu w kierunku otwartego morza, rozrywają rozfalowaną strefę, stąd nazwa **prądy rozrywające**, i wynoszą poza nią wcześniej powstałą zawiesinę. Czasem zawiesina taka dociera, płynąc tuż przy dnie morza, na wiele kilometrów od miejsca, gdzie powstała. Zwykle, jako osad prądu zawiesinowego (**turbidyt**) osadza się daleko poza obszarem falowania sztormowego (**tempestyt daleki**). Kompensacja hydrauliczna w basenie jest głównym mechanizmem, który dostarcza materiał detrytyczny do oddalonych od brzegu części basenu. Osadza się on tam jako drobnoziarnisty muł lub ił, często wzbogacony w $CaCO_3$. Cyklotemy Gór Stołowych, które u dołu rozpoczynają się osadami mułowcowymi i kończą u góry coraz grubiejziarnistymi piaskowcami ciosowymi, powstały właśnie jak wyżej opisano…

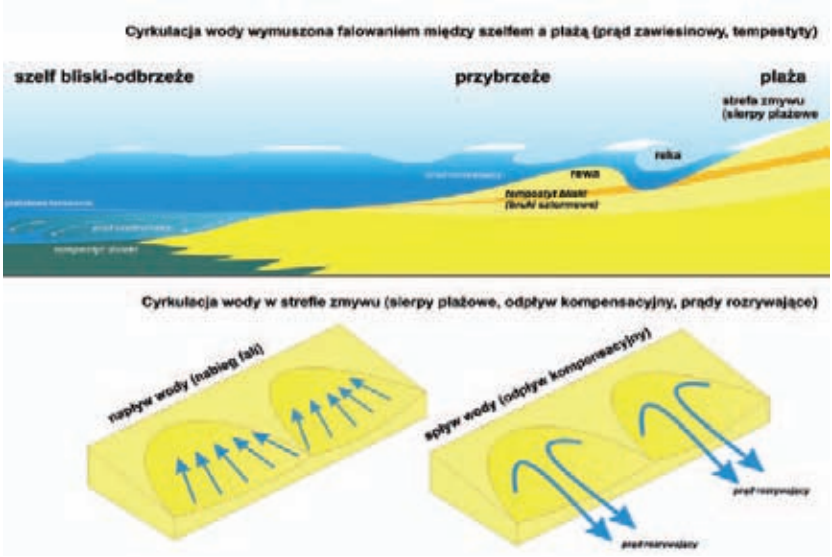


Fig. 60. Schemat procesów sedymentacji oraz strefy środowiskowe plaży, przybrzeża i odbrzeża, jakie geolodzy rekonstruują dla okresu późnej kredy na obszarze dzisiejszych Gór Stołowych;

Aby doszło do kompensacyjnego odpływu wody, brzeg morski musi być względnie stromo nachylony. Kiedy brzeg jest płaski i słabo nachylony, falowanie napędzane wiatrem sprawia, że woda wlewa się na

brzeg, czasem zalewając duże obszary lądu. Kiedy sztorm cichnie, masy wody spływają powrotem do morza. Proces taki zwany **pływami wiatrowymi** powoduje, że materiał przybrzeża i plaży jest wielokrotnie transportowany do i od brzegu. Odbywa zatem wielokrotnie dłuższą drogę transportu, niż w przypadku stromo nachylonego wybrzeża. Takie warunki panowały w koniaku, kiedy w zatoce sudeckiej osadzały się górne piaskowce ciosowe. Wielokrotnie przemieszczany po dnie osad, w okresach wynurzenia dodatkowo przewiewany wiatrem, nabrał cech osadu bardzo dojrzałego (arenit kwarcowy), niemal pozbawionego wszelkich lekkich i nietrwałych składników. Przedstawiony wyżej mechanizm potwierdzają dość powszechnie spotykane w piaskowcu Skalniaka-Szczelińca tzw. warstwowania jodełkowe, które dokumentują naprzemian dwukierunkowy transport osadu (por. Jerzykiewicz 1967). Oczywiście osady z przybrzeża docierały aż do szelfu, a to dzięki szelfowym kanałom rozprowadzającym i podwodnym ergom – obszarom pokrytym formami dna typu **fale piaskowe** (por. **Fig. 58**).

Geodynamika dna basenu w kredzie

W okresie od turonu po koniak obszar Sudetów był szczególnie aktywny tektonicznie i sejsmicznie co ogólnie nazywamy geodynamiką tego obszaru. Najwyraźniej aktywność ta przejawia się w naprzemiennym występowaniu osadów drobnoziarnistych (plener) i piaskowców ciosowych, które powstawały w warunkach stałej regresji morza, jednak przerywanej epizodami pogłębienia basenu (**subsydencji**). Można z dużą pewnością przyjąć, że okresy pogłębiania były nagłe, krótkotrwałe i miały charakter **wydarzeń geodynamicznych**. Z dużym prawdopodobieństwem można też przyjąć, że przemieszczenia tektoniczne dna basenu były zlokalizowane w kilku obszarach (**strefach uskokowych**) i nie obejmowały całego basenu.

Tarasy akumulacyjne. W okresie tym na dnie basenu powstały charakterystyczne podwodne formy dna - **tarasy akumulacyjne** (**Fig. 61**). Formy te rozpoznane i nazwane przez Jerzykiewicza i Wojewodę (1986) zostały następnie bardzo szczegółowo opisane i zinterpretowane

przez Wojewodę (1986 & 1997). Impulsem dla rozwoju tarasów akumulacyjnych były skarpy uskokowe, które tworzyły się na północ od dzisiejszego Progu Radkowa oraz wzdłuż strefy, gdzie współcześnie dokumentujemy obecność uskoków tektonicznych Czerwonej Wody (Wojewoda 2008 a). Skarpy, o zygzakowatym przebiegu były zasypywane przez osady dostarczane z brzegu i w ten sposób tworzyły się z czasem tarasy akumulacyjne z charakterystycznymi obszarami progradacji – **podskarpowym**, **skarpowym** oraz **nadskarpowym** (w miejscach tych zachodziły zupełnie odmienne procesy sedymentacji i powstawały inne osady). W dzisiejszych skałach to zróżnicowanie przejawia się trójdzielności profili piaskowców ciosowych, typowej dla obszaru Gór Stołowych. Dolna część profilu odpowiada obszarowi podskarpowemu i zbudowana jest z silnie zbioturbowanych wapnistych piaskowców z glaukonitem. Środkowa część profilu to wielozestawy zbudowane w przewadze z piaskowca **warstwowanego przekątnie tabularnie w gigantycznej skali** i **piaskowców bestrukturowych**, które stanowią odpowiednio osady powierzchni skarp i osady redeponowane jako spływy lub osuwiska podwodne. Górna część profilu to osady nadskarpowe. Dla tej części charakterystyczny jest **zespół facjalny przybrzeża** – piaskowce warstwowane przekątnie w dużej skali (osady rewowe) oraz zlepieńcowate piaskowce muszlowe (osady bruków sztormowych) (Wojewoda 1986 & 1997).

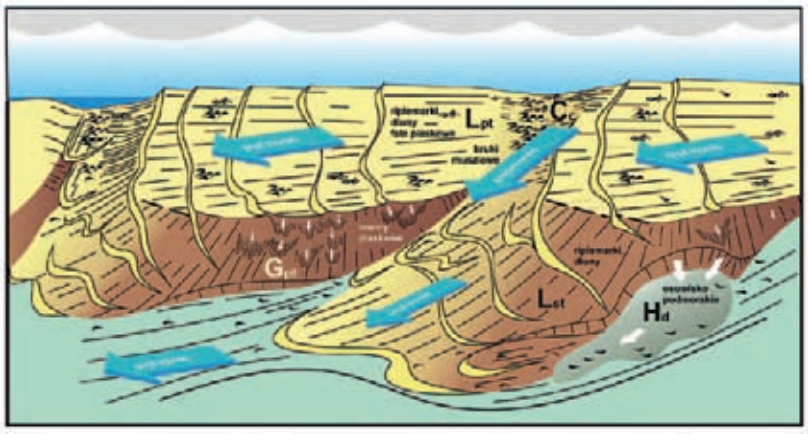


Fig. 61. Tarasy akumulacyjne - unikalne formy dna, jakie istniały na dnie morza kredowego w Sudetach.

Ekshumacja i inwersja reliefu

Pod pojęciem **ekshumacji** geolodzy rozumieją okres (moment w sensie geologicznym) kiedy doszło do **wypiętrzenia jakiegoś obszaru**, po jego wcześniejszym, basenowym etapie rozwoju, który obejmuje sedymentację, diagenezę geostatyczną oraz przebudowę tektoniczną. Zwykle ten ostatni etap historii rozwoju basenowego w sposób automatyczny wiąże się już z ekshumacją. Terminu ekshumacja używa się zwykle wtedy, kiedy mamy do czynienia z tak zwaną głęboką diagenezą, a nawet daleko posuniętym przeobrażeniem skał pierwotnych, czyli tzw. **metamorfizmem regionalnym**. Procesy te, zgodnie z przyjętymi w geologii modelami termodynamicznymi, wymagają wysokich temperatur i ciśnień, czyli głębokiego pogrzebania skał.

Pod pojęciem **inwersji** geolodzy rozumieją okres lub moment w sensie geologicznym, kiedy następuje istotna zmiana np. kierunku odkształcania tektonicznego skał (tzw. **inwersja tektoniczna**) lub zamiana relacji basen-obszar zasilania (tzw. **inwersja paleogeograficzna**). Na obszarze Parku zostały udokumentowane zarówno przykłady ekshumacji, jak i inwersji. Niewątpliwie można mówić o powaryscyjskiej ekshumacji skał piętra metamorficznego i granitów, które nastąpiło w przedziale czasu między ok. 331 a 312 Ma, czyli we wczesnym karbonie. Drugi etap ekshumacji jest już wyraźnie zapisany w skałach osadowych obszarów przyległych do Parku i najprawdopodobniej miał miejsce w okresie między ok. 82 a 65 Ma, czyli w późnej kredzie. Obecnie jesteśmy w trakcie kolejnego etapu wypiętrzania, który rozpoczął się przed ok. 25 Ma, czyli w oligocenie (Martinek i in., 2005).

Reliktem i zapisem powierzchniowym ekshumacji powaryscyjskiej są saprolity rozwinięte na granitach i skałach metamorficznych. Okres ekshumacji powaryscyjskiej definitywnie kończy się we wczesnym permie. Wtedy dochodzi do niemal całkowitej denudacji południowej części obszaru dzisiejszego Parku, czyli masywu Kudowy. Towarzyszy temu pedyplenizacja na obszarze basenu śródsudeckiego, który zostaje całkowicie zasypany co kończy w Sudetach etap rozwoju synklinorium śródsudeckiego.

Kolejny etap ekshumacji również pozostawił po sobie zapis powierzchniowy. Przede wszystkim są to relikty saprolitów jurajsko-wczesnokredowych, jakie znamy z okolic Jerzykowic. Ale również relief dzisiejszych wzgórz Kudowskich stanowi w dużej części odreparowaną etchplenę z tamtego okresu. To, że obecnie ten „paleorelief" znajduje się na powierzchni jest następstwem intensywnej abrazji, jaka miała miejsce w początkowej fazie zalewu morskiego w kredzie oraz procesów erozji bocznej płyty kredowej na obszarze Parku.

Klasycznym przykładem inwersji paleogeograficznej jest obszar dzisiejszego Progu Radkowa. Z rekonstrukcji sedymentologicznych jednoznacznie wynika lokalizacja brzegu basenu kredowego (wtedy morskiego) na północy. Dzisiaj to obszar płyty kredowej Gór Stołowych jest obszarem denudowanym i niszczonym, a materiał osadowy jest dostarczany potokami Pośny i Cedronu na północ, do doliny głównej rzeki regionu - Ścinawy. Ustalenie wieku zarówno ekshumacji, jak i inwersji pokredowej jest nadal niejasne. Przyjmując prawdopodobny wiek kaolinizacji w piaskowcach ciosowych na oligocen-wczesny miocen i uznając rzeczne pochodzenie „dolin" w masywie Skalnika za fakt, do ekshumacji obszaru Gór Stołowych musiało dojść w pliocenie. Kiedy natomiast nastąpiła inwersja lokalnej sieci rzecznej? Najprawdopodobniej nastąpiło to dopiero na przełomie pliocenu i plejstocenu, kiedy ukształtował się istniejący do dzisiaj regionalny odpływ rzek sudeckich ku północy (Suhr 2003; Tyráček 2003).

Współczesna geodynamika obszaru Gór Stołowych w zapisie geologicznym i geomorfologicznym

Obszar Parku należy do tych obszarów w Sudetach, gdzie obserwuje się od czasów historycznych wysoką aktywność sejsmiczną. Jedno z pierwszych na świecie naukowych opracowań skutków trzęsienia ziemi zostało zrobione w 1883 roku przez profesora Uniwersytetu w Pradze Gustava C. Laubego (1839-1923) i dotyczyło trzęsienia ziemi, którego epicentrum znajdowało się w Trutnovie, mieście położonym blisko omawianej wcześniej strefy Pořiči-Hronov. Również Ernst Dathe

w trakcie opisu trzęsienia ziemi, które miało miejsce w lipcu 1895 roku wyraźnie wskazuje na „nadaktywne" zachowanie się obszaru Gór Stołowych w jego trakcie (Dathe 1987).

Płyta kredowa obszaru niecki Batorowa nie jest silnie zdeformowana. Do najważniejszych stref deformacji należy strefa uskokowa Czerwonej Wody i związane z nią Obniżenie Czerwonej Wody. Struktura ta, o charakterze wąskiego rowu tektonicznego sprawia, że wzdłuż regionalnego wododziału uformowała się dolina potoku. O neotektonicznej aktywności tej strefy świadczą liczne miejsca, gdzie od plejstocenu odbywa się sedymentacja fitogeniczna (Wielkie Torfowisko Batorowskie) (Marek 1998), a ciągle powstające zniszczenia nawierzchni dróg w jej sąsiedztwie przemawiają wręcz za jej dzisiejszą aktywnością (Wojewoda 2007 a). Analiza geometrii zniszczeń sugeruje przewagę prawoskrętnych przemieszczeń na uskokach Czerwonej Wody. Jest to zapewne objaw reaktywacji istniejącego od dawna w tym miejscu uskoku, o czym świadczą opisane wcześniej zaburzenia sejsmotektoniczne w piaskowcu Skalniaka-Szczelińca.

GEOSTANOWISKA NA TERENIE PARKU NARODOWEGO GÓR STOŁOWYCH

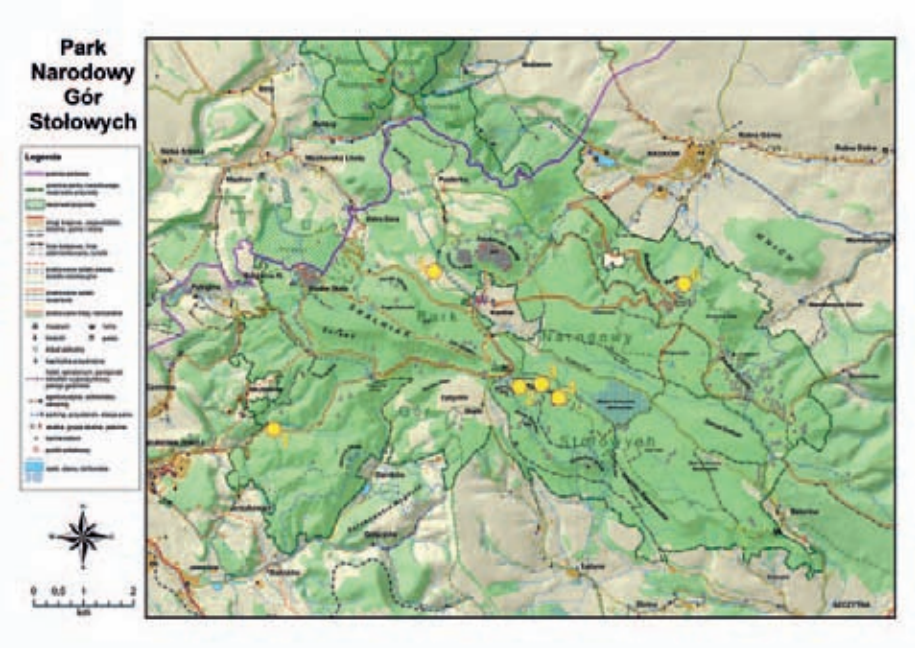


Fig. 62. Geostanowiska na terenie Parku Narodowego Gór Stołowych (stan na 2011 rok):
1 – Czerwona Skała, 2 – Wisząca Skała, 3 – Podmorskie Kanały, 4 – Podwodne Tarasy,
5 – Sawanna Pasterska, 6 – Radkowskie Bastiony (mapy użyczył T. Mazur, Zespół Edukacji i GIS PNGS).

1. **CZERWONA SKAŁA**
2. **WISZĄCA SKAŁA**
3. **PODMORSKIE KANAŁY**
4. **PODWODNE TARASY**
5. **SAWANNA PASTERSKA**
6. **RADKOWSKIE BASTIONY**

LITERATURA CYTOWANA

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.

August, C., Wojewoda, J., 2005. Late Carboniferous weathering and regolith at the Kudowa Trough, West Sudetes: palaeogeographic, palaeoclimatic and structural implications. Geologia Sudetica, 36, 53–66.

Bachliński, R., 2002. Studium petrologiczno-geochemiczno-geochronologiczne skał krystalicznych z okolic Kudowy Zdrój. Praca doktorska, s. 110, Archiwum Biblioteki ING PAN w Warszawie.

Berg, G., 1925. Die Gliederung des Oberkarbons und Rotliegenden im Niederschlesisch-Böhmischen Becken. Jahrbuch der Königlichen Preußischen Geologischen Landesanstalt, 46, 68-84.

Beyrich, E., 1849 a. Nachricht von dem Erscheinen einer geologischen Karte Schlesien. Zeitschrift Deutschen Geologischen Gesellschaft, 1, 41-43.

Beyrich, E., 1849 b. Das Quadersandsteingebirge in Schlesien. Zeitschrift Deutschen Geologischen Gesellschaft, 1, 390-393.

Beyrich, E., 1854. Über die Lagerung der Kreideformation im Schlesien. Abhandlungen Preußen Akademie der Wissenschaften, 26, 57-80.

Beyrich, E., Rose, G., Roth, J., Runie, W., 1867. Geologische Karte von dem Niederschlesischen Gebirge und den angrenzenden Gegenden, 1 : 100 000. Verlag der S. Schropp'schen Landkarten-Handlung, Berlin.

Bossowski, A., Ignatowicz, A., 1994 a. Palaeogeography of the Upper Carboniferous coal-bearing deposits in the NE part of the Intra-Sudetic Depression. Geological Quaterly, 38, 2, 231-248.

Bossowski, A., Ignatowicz, A., 1994 b. Palaeogeography of the uppermost Carboniferous and lowermost Permian deposits in the NE part of the Intra-Sudetic Depression. Geological Quaterly, 38,2, 709-726.

Buch, Von L., 1801. Nachricht von dem Erdbeben in Schlesien 1799. Neue. Schr. Ges. Naturforsch. Fr. Berl., Bd. 3, 191-194. To samo w: L. Buch's Gesammelte Schriften. Berlin 1867, Bd. 1, 124-126.

Buch, L., von, 1802. Geognostische Beobachtungen auf Reisen durch Deutschland und Italien, 1: Ertwurf einer geognostischen Beschreibung von Schlesien, Mineralogische Karte von Schlesien (1796), 1 : 500 000. Haude und Spener, Berlin.

Buch, von L., 1885. Über Goniatiten und Clymenien in Schlesien. To samo w: L. Buch's Gesammelte Schriften. Berlin 1885, Bd. 4, 476-496.

Burliga, S., Martinek, K., Wojewoda, J., 2008. Perm karkonoskiego basenu piedmontowego i basenu Nachodu. W: Wojewoda, J., [red.] - Baseny Śródgórskie: Kontekst Regionalny Środowisk i Procesów Sedymentacji, Kudowa Zdrój, 15-21.09.2008, Materiały Konferencyjne, wycieczka C, 64-110. WIND, Wrocław.

Dathe, E., 1897. Sclesisch-sudetische Erdbeben vom 11. Juni 1895. Abh. Koenigllich Preussischen geologischen Landesanstalt, H. 22.

Don, J., Wojewoda, J., 2004 a. Tektonika rowu górnej Nysy Kłodzkiej: sporne problemy. Przegląd Geologiczny, 52, 9, 883-886.

Don, J., Wojewoda, J., 2004 b. Tectonics of the Upper Nysa Kłodzka Graben: Contentious Issues. Acta Geodyn. Geomater., 1, 3, 173-178.

Don, J., Wojewoda, J., 2005. Tektonika rowu górnej Nysy Kłodzkiej: sporne problemy - dyskusja. Przegląd Geologiczny, 53, 3, 212-221.

Dumanowski, B., 1961. Forms of spherical cavities in the Stolowe Mountains (Heuscheur Gebirge). Acta Universitatis Vratislaviensis, Ser. B, 8, 123-137.

Dziedzic, K., 1957. Stratygrafia, tektonika i paleogeografia górnego karbonu i czerwonego spągowca Ziemi Kłodzkiej. Przewodnik do XXX Zjazdu PTG w Ziemi Kłodzkiej, Duszniki Zdrój 19-21 maja 1957, 120-133.

Flegel, K., 1904 a. Heuscheuer und Adersbach-Weckelsdorf. Eine Studie über die obere Kreide im böhmisch-schlesichen Gebirge. Jahres-Bericht Schlesichen der Gesellschaft für vaterländische Cultur, 82, 114-144.

Flegel, K., 1904 b. Heuscheuer und Adersbach-Weckelsdorf. Eine Studie über die obere Kreide im böhmisch-schlesichen Gebirge. Zur Geologie des böhmisch-schlesien Grenzgebirges. 123-158.

Flegel, K., 1904 c. Exkursion in das Kreidegebirge der südlichen Grafschaft Glatz. Zeitschrift Deutschen geologischen Gesellschaft, 56, 297-299.

Flegel, K., 1904 d. Exkursion auf die Heuscheuer. Zeitschrift Deutschen geologischen Gesellschaft, 56, 303-305.

Flegel, K., 1905. Aufschlüsse der neuen Bahnlinie Reinerz-Cudowa (Grafschaft Glatz) in der Kreide-Formation im Rotliegenden und in Urgebirge. Zeitschrift Deutschen geologischen Gesellschaft, 57, 74-79.

Flegel, K., Herbing J., Schmidt, A., 1904. Geologische Exkursionskarte des Heuscheuer- und Adersbachgebirges, 1 : 75 000. Deutschen geologischen Gesellschaft und Schlesichen der Gesellschaft für vaterländische Cultur. Breslau.

Geinitz, H. B., 1843. Die Versteinerungen von Kieslingswalde und Nachtrag zur Charakteristik des sächsisch-böhmischen Kreidegebirges. Dresden, s. 23.

Geinitz, H. B., 1848. Über obern Quader. Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geognosie, Geologie und Petrefakten-Kunde. Heidelberg, 778-780.

Geppert, H. R., 1848. Flora des Quader-Sandsteines in Schlesien. Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geognosie, Geologie und Petrefakten-Kunde. Heidelberg, 269-278.

Gierwielaniec, J., 1965. Budowa geologiczna okolic Kudowy Zdroju. Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 185, 23–108.

Gierwielaniec, J., Turnau-Morawska, M., 1965. Geneza galukonitu przy transgresji morza kredowego na krystalinik na obszarze między Kudową a Spaloną. Archiwum Mineralogiczne, 25, 1-2, 261-275

Gold, T., 1993. The Origin of Methane (and Oil) in the Crust of the Earth. U.S.G.S. Professional Paper 1570, The Future of Energy Gasek.

Hancock, J. M., Kaufmann, , E. G., 1979. The great transgressions of the Late Cretaceous. Journal of Geological Society, 136, 175-186.

Holub, V.M., 1976. Permian Basins in the Bohemian Massif. M. Falke (ed.) – The Continental Permian in Central, West and South Europe. D. Reidel Publs. Co., 53-79.

Hynie, O., 1949. Možnosti objevu nových dobyvatelných uhelných sloji w českém křidle dolnoslezké kamenouhelné panve. Sborník státního geologického ústavu České republiké, 16, 265-292.

Jerzykiewicz, T., Wojewoda, J., 1986. The Radków and Szczeliniec sandstones: an example of giant foresets on a tectonically controlled shelf of the Bohemian Cretaceous Basin (Central Europe). Shelf Sands and Sandstones. Canadian Society of Petroleum Geologists, 11, 1-15.

Klimaszewski, M., 1948. Krajobraz Sudetów. W: Oblicze Ziem Odzyskanych. Dolny Śląsk, Książnica-Atlas, Wrocław-Warszawa, 1, 113-164.

Kondracki, J., 1994. Geografia Polski – mezoregiony fizycznogeograficzne. PWN, Warszawa.

Laube, G.C., 1883. Das Erdbeben von Trautenau am 31q. Jänner 1883. Jahrbuch Kaiserlich-Königlichen Geol. Reichsanst., 33, 331-372.

Marek, S., 1998. Rozwój Wielkiego Torfowiska Batorowskiego w świetle badań biostratygraficznych. Szczeliniec, 4: 49-88.

Martinek, K., Svojtka, M., Filip, J., 2005. Post-Sedimentary Mesozoic-Cenozoic Thermotectonic Evolution of the Krkonoše Piedmont Basin (Bohemian Massif) Interpreted from Apatite Fission-Track Analysis. Geolines, 19, 81-84.

Mastalerz, K., Kurowski, L., Wojewoda, J., 1993. Litostratygrafia i ewolucja basenu śródsudeckiego w karbonie i permie. W: Baseny Sedymentacyjne: Procesy, Osady, Architektura. II Krajowe Spotkanie Sedymentologów, Wrocław-Sudety, 4-5 wrzesnia 1993. Przewodnik: Wycieczki-Referaty-Postery, 65-85.

Michael, R., 1893. Cenoman und Turon in der Gegend von Cudowa in Schlesien. Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft, 45, 195–244.

Migoń, P., 2008. Rzeźba i rozwój geomorfologiczny Gór Stolowych, 49-69. W: Witkowski, A., Pokryszko, B.M. & Ciężkowski, W., [red.] - Przyroda Parku Narodowego Gór Stołowych. 404 p. Wydawnictwo PNGS.

Migoń, P., 2010. Geneza bloków piaskowcowych na Pustelniku (Góry Stołowe). Przyroda Sudetów, 13, 263-274.

Migoń, P., Lidmar-Bergström, K., 2001. Weathering mantles and their significance for geomorphological evolution of central and northern Europe since the Mesozoic. Earth-Science Reviews, 56, 285-324.

Migoń, P., Lidmar-Bergström, K., 2002. Deep weathering through time in central and northwestern Europe: problems of dating and interpretation of geological record. Catena, 49, 25-40.

Nemec, W., Porębski, S., Teisseyre, A. K., 1982. Explanatory notes to the lithotectonic molasse profile of the Intra-Sudetic Basin, Polish part. Veröffentlichungen des Zentralinstituts für Physik der Erde, Akademie der Wissenschaften der DDR, 66, 267–278.

Němejc, R., 1933. Floristicke-stratigrafická studie o pomerech v uhelných revirach u Žacléře, Svatoňovic a u Ždárkù (blíže Hronova). Vestnik Králove Českе Společnosti Nauk, 5, 1–34.

Němejc, R., 1953. Úvod do floristické stratigrafie kamenouhelných oblastí ČSR. Nakladstvi. Československe Akademie Ved. Praha, 174 p.

Němejc, R., 1958. Biostratigrafická studie v karbonu českého křídla vnitrosudetské pánve. Rozpravy Československe Akademie Ved, 68, 6. Praha.

Ollier, C. D., 1969. Weathering. Oliver and Boyd, Edinburgh.

Petrascheck, W., 1904. Zur neuesten Literatur über das böhmisch-schlesische Grenzgebiet. Jahrbuch Keiserlich-Königlichen Geologischen Reichsanstalt, (ed. 1905), 54, 511-540.

Petrascheck, W., 1910. Die kristallinen Schiefer des nördlichen Adlergebirges. Jahrbuch d. k. k. geol. Reichenanstalt, 59, 3, 427-523.

Petrascheck, W., 1922. Zur Entstehungsgeschichte der sudetischen Karbon- und Rotliegendablagerungen. Zeitschrift Deutschen Geologischen Gesellschaft, (ed. 1923), 74, 244-262.

Petrascheck, W., 1933. Der böhmische Anteil der Mittelsudeten und sein Vorland. Mitteilungen Geologischen Gesellschaft, 26, 9-136.

Przewłocki, K., Magda W., Thomas H.H. & Faul, H., 1962. Age of some granitic rocks in Poland. Geochimica Cosmochimica Acta, 26, 10, 1069–1075.

Pulina, M., 1989. Rzeźba Gór Stołowych. Prace Naukowe Uniwersytetu Śląskiego w Katowicach, 1008, 218 p.

Raumer, K., 1818. Geognostiche Karte von einem Theile des Schlesischen, Böhmischen und Lausitzer Gebirgs, 1 : 178 600. Berlin, 1819.

Raumer, K., 1819. Das Gebirge Niederschlesiens, der Grafschaft Glatz und eines Theils von Böhmen und der Oberlausitz geognostisch dargestellt. Berlin, 55-71.

Rode, K., 1934. Die Tektonik der Scholle von Kudowa. Geologische Rundschau, 25, 81-94.

Rotnicka, J., 2000. Zróżnicowanie facjalne „margli plenerskich" na obszarze Gór Stołowych (Sudety, kreda górna). Praca doktorska. Archiwum WNGiG UAM.

Rotnicka, J., 2001. Porosity, compaction and cementation of the Upper Cretaceous 'Plänermergel' (Stołowe Mountains, Sudetes). Pol. Tow. Mineral. Prace Spec., 18, 157-163.

Rotnicka, J., 2005. Ichnofabrics of the Upper Cretaceous fine-grained rocks from the Stołowe Mountains (Sudetes, SW Poland). Geological Quarterly, 49, 15-30.

Schindewolf, O. H., 1937. Zur Stratigraphie und Paläontologie der Wocklumer Schichten (Oberdevon). Abh. Preuss. Geol. Landesanst., N.F., 178, 132 p.

Suhr, P., 2003. The Bohemian Massif as a Catchment Area for the NW European Tertiary Basin. Geolines, 15, 147-159.

Staffa, M., Janczak, J., Mazurski, K.R., Zając, C., Czerwiński, J., 1996. Słownik Geografii Turystycznej Sudetów: Góry Stołowe. Wydawnictwo PTTK „Kraj", Warszawa. 285 p.

Śliwiński, W., 1984. Proposed revision of the stratigraphic position of Chełmsko Śląskie Beds (Permian, Intrasudetic Basin). Geologia Sudetica, 16, 2, 167-174.

Tasler, R., Prouza, V., Středa, J., 1979. Stratigrafie a litologie svrhního paleozoika a jeho podloží. In: Tásler et al. [eds.] – Geologie české části vnirtosudetské pánve. 26–122. Ústřední ústav geologický, Praha.

Tyráček, J., 2003. The Quaternary/Tertiary boundary In continental sediments of the Bohemia Massie. Quaternary International, 79, 37-53.

Walczak, W., 1968. Sudety, PWN, Warszawa. 384 p.

Weissert, H., Erba, H., 2004. Volcanism, CO2, and palaeoclimate: a Late Jurassic – Early Cretaceous carbon and oxygen isotope record. Journal of Geol. Soc., London, 161, 695-702.

Wojewoda, J., 1986. Fault scarp induced shelf sand bodies in Upper Cretaceous of Intrasudetic Basin. 7th IAS Regional Meeting, Excursion Guidebook, Excursion A-1, 31-52.

Wojewoda, J., 1987. Sejsmotektoniczne osady i struktury w kredowych piaskowcach niecki śródsudeckiej. Przegląd Geologiczny, 408, 169-175.

Wojewoda, J., 1997. Upper Cretaceous littoral-to-shelf succession in the Intrasudetic Basin and Nysa Trough, Sudety Mts. Obszary Źródłowe: Zapis w Osadach, 1, 81-96.

Wojewoda, J., 2007 a. The Czerwona Woda Creek: a tectonically controlled mountain river basin. In: *8th Czech-Polish workshop on recent geodynamics of the Sudeten and adjacent areas. Kłodzko, Poland, March 29-31*.

Wojewoda, J., 2007 b. Žďárky-Pstrążna Dome - dextral strike-slip fault-related structure at the eastern termination of the Poříči-Hronov Fault Zone (Sudetes, Góry Stołowe Mts.). In: 5th Meeting of the Central European Tectonic Studies Group, Tepla, April 11-14, 93-95.

Wojewoda, J., 2007 c. Perm basenu Nachodu. W: Wojewoda, J. [red.] – Review of Permian sedimentary successions of Boskovice Trough, Nachod Basin and Trutnov Basin. Sedimentologica, 1, 1, 85-99.

Wojewoda, J., 2008 a. Budowa Geologiczna Obszaru PNGS, 24-37. W: Witkowski, A., Pokryszko, B.M. & Ciężkowski, W., [red.] - Przyroda Parku Narodowego Gór Stołowych. 404 p. Wydawnictwo PNGS.

Wojewoda, J., 2008 b. Basen Nachodu. W: Wojewoda, J., [red.] – *Baseny Śródgórskie: Kontekst Regionalny Środowisk i Procesów Sedymentacji. 3 Polska Konferencja Sedymentologiczna (POKOS'3), 15-21.09.2008, Kudowa Zdrój*. Materiały Konferencyjne, pp. 86-97. WIND, Wrocław.

Wojewoda, J., 2009 a. Žďárky-Pstrążna Dome: a strike-slip fault-related structure at the eastern termination of the Poříčí-Hronov Fault Zone (Sudetes). Acta Geodynamica et Geomaterialia, 6, 3, 273-290.

Wojewoda, J., 2010 a. Kontekst geologiczny Wielkiego Torfowiska Batorowskiego
w Górach Stołowych. W: Ludwikowska-Kędzia, M., Zieliński, A., [red.] - Badania interdyscyplinarne - przeszłość, teraźniejszość, przyszłość nauk przyrodniczych, 15-16.04.2010 Golejów k. Staszowa, 119-121.

Wojewoda, J. i Burliga, S., 1996. Wiek i struktura południowego obrzeżenia obszaru Gór Stołowych. Mat. Symp. "Środowisko Przyrodnicze Parku Narodowego Gór Stołowych, Kudowa, 11-13.10.1996, 13-19.

Zobel, J., Carnall, R., 1831 a & b. Geognostische Beschreibung von einem Theile des Nieder-Schlesischen, Glätzischen und Böhmischen Gebirges. Archiv für Mineralogie, Geognosie, Bergbau und Hüttenkunde, 3, 3-95, 277-361.

Żelaźniewicz, A., 1977 a. Rozwój spękań w skałach metamorficznych Gór Orlickich. Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego, 47, 163–191.

Żelaźniewicz, A., 1977 b. Granitoidy masywu Kudowy-Olešnic. Geologia Sudetica, 12, 137–162.

Żelaźniewicz, A., 2006. Dzieje Ziemi. Przeszłość geologiczna. W: Fabiszewski, J. [red.] - Przyroda Dolnego Śląska. Oddział Wrocławski PAN, Wrocław, 61–134.