

**STRATYGRAFIA MEZOZOIKU OBRZEŻENIA  
GÓR ŚWIĘTOKRZYSKICH**

(z 36 fig. i 27 tabl.)

**СТРАТИГРАФИЯ МЕЗОЗОЯ В ОБРАМЛЕНИИ СВЕНТОКШИСКИХ ГОР**

(с 36 фиг. и 27 табл.)

**THE STRATIGRAPHY OF THE MESOZOIC IN THE MARGIN OF THE  
GÓRY ŚWIĘTOKRZYSKIE**

(with 36 Figs. and 27 Pls.)

**W A R S Z A W A   1 9 7 0**

---

**W Y D A W N I C T W A   G E O L O G I C Z N E**

**STRATYGRAFIA MEZOZOIKU OBRZEŻENIA  
GÓR ŚWIĘTOKRZYSKICH**

(z 36 fig. i 27 tabl.)

СТРАТИГРАФИЯ МЕЗОЗОЯ В ОБРАМЛЕНИИ СВЕНТОКШИСКИХ ГОР

(с 36 фиг. и 27 табл.)

THE STRATIGRAPHY OF THE MESOZOIC IN THE MARGIN OF THE  
GÓRY ŚWIĘTOKRZYSKIE

(with 36 Figs. and 27 Pls.)

W A R S Z A W A 1 9 7 0

W Y D A W N I C T W A G E O L O G I C Z N E

Redaktor: mgr Wanda RÜHLE

Rękopisy akceptował do druku  
dnia 20.V.1967 r.

w zastępstwie dyrektora Instytutu Geologicznego  
prof. dr Władysław Pożaryski

Redaktor techn.: A. Bienkowska

Korektor: Zespół

W Y D A W N I C T W A G E O L O G I C Z N E — W A R S Z A W A 1 9 7 0

Wydanie I. Nakład 500+116 egz. Ark. wyd. 45. Ark. druk 40. Papier druk. sat. kl. III 80 g. A1 Format A4. Oddano do składania 31. XI. 1968 r. Podpisano do druku w kwietniu 1970 r. Druk ukończono w maju 1970 r.

Zakłady Graficzne „Tamka”, Zakł. nr 1. Warszawa. Zam. 1847/68. K-2.

WSTĘP

SPIS TREŚCI

<b>Władysław Pożaryski</b>	
Wstęp . . . . .	5
<b>Hanna Senkowiczowa</b>	
Trias (bez utworów retyku) . . . . .	7
Триас (без отложений рэта) . . . . .	43
Triassic (without Rhaetian deposits) . . . . .	46
<b>Janusz Kopik</b>	
Retyk . . . . .	49
Рэт . . . . .	62
Rhaetian . . . . .	63
<b>Władysław Karaszewski, Janusz Kopik</b>	
Jura dolna . . . . .	65
Нижняя юра . . . . .	94
Lower Jurassic . . . . .	97
<b>Janina Daniec</b>	
Jura środkowa . . . . .	99
Средняя юра . . . . .	124
Middle Jurassic . . . . .	129
<b>Lidia Malinowska</b>	
Jura górna . . . . .	135
Верхняя юра . . . . .	174
Upper Jurassic . . . . .	178
<b>Stefan Cieśliński, Władysław Pożaryski</b>	
Kreda . . . . .	185
Мел . . . . .	225
Cretaceous . . . . .	229

Władysław POŻARYSKI

## WSTĘP

Góry Świętokrzyskie powstałe w paleozoicznych epokach tektonicznych były wielokrotnie zalewane częściowo lub całkowicie przez morza permu, triasu, jury i kredy. Osady morskie i lądowe przykrywały je i były denudowane wiele razy. Erozja działała najintensywniej w centrum gór. Osady pozostały w miąższych i ciągłych seriach jedynie na peryferii górotworu. Dziś skały mezozoiczne otaczają z północy, zachodu i południa centralną, najwyżej wyniesioną część Gór Świętokrzyskich stanowiącą obszar wychodni skał paleozoicznych. Pokrywa mezozoiczna położona wokół wychodni paleozoiku jest nazywana otoczką mezozoiczną Gór Świętokrzyskich. Nie jest ona zaburzona tak silnie przez ruchy górotwórcze jak skały z przed okresu górotwórczości waryscyjskiej. Jednak ruchy epoki tektonicznej alpejskiej dotknęły ją dość silnie, szczególnie od strony południowo-zachodniej i na jej peryferiach północno-wschodnich. Były to ruchy starokimeryjskie, młodokimeryjskie, subherceyńskie i laramijskie. Najsilniejsze były te ostatnie. Spowodowały one ostateczne wydzwignięcie się całego antyklinorium środkowopolskiego, do którego należą Góry Świętokrzyskie wraz z otoczką mezozoiczną.

Tworzenie się osadów ery mezozoicznej na terenie gór i w ich otoczeniu warunkowane było przez trzy zasadnicze rysy. Pierwsze to położenie Gór Świętokrzyskich wraz z ich otoczeniem w obrębie parageosynkliny duńsko-polskiej (W. Pożaryski,

1959) obrzeżającej od południowego zachodu platformę wschodnioeuropejską. W części pozakarpaciej parageosynkliny była żywa głównie w permie i mezozoiku, kiedy wykazywała ogólną tendencję przegłębienia, które dochodziło maksymalnie w tym czasie w sumie do około 10 000 m. Drugi rys to przejawienie stałej tendencji wydźwigania obszaru centralnego Gór Świętokrzyskich podczas trwania sedymentacji mezozoicznej. Trzecie to związanie w starszym mezozoiku (trias i lias) obszaru Gór Świętokrzyskich z tarczą ukraińską, a rozerwanie tej łączności w młodszym mezozoiku, od doggeru począwszy przez zalanie obszaru synklinorium brzeżnego położonego na wschód od Gór Świętokrzyskich.

W rezultacie takiego układu budowy i czynników działających centralna część Gór Świętokrzyskich obecnie jest pozbawiona osadów mezozoicznych, a kiedyś musiała być nimi przykryta. Maksymalne miąższości tych osadów nie znajdowały się jednak w osi parageosynkliny na jej odcinku świętokrzyskim, a na pograniczu antyklinorium środkowopolskiego i synklinoriów obrzeżających go od NE i SW. Wobec częściowego na całej długości antyklinorium, a w Górach Świętokrzyskich całkowitego zdenudowania mezozoiku, trudno jest określić gdzie przebiegała, czy też przebiegały osie basenów sedymentacyjnych we wszystkich momentach permu, triasu, jury i kredy.

Hanna SENKOWICZOWA

## TRIAS

(bez utworów retyku)

(z 11 fig. i 5 tabl.)

### Streszczenie

W pracy przedstawiono stratygrafię i rozwój osadów triasu (bez retyku) w obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich. Występują tu utwory piaskowca pstrego, wapienia muszlowego i kajpru, wykształcone w facji środkowoeuropejskiej. Podziału osadów triasowych dokonano na podstawie cech litologicznych i zespołów faunistycznych. Osady triasu powstawały tu w płytkich zbiornikach subkontynentalnych, mających tylko okresowe połączenie z morzem otwartym. Jedynie wapień muszlowy i częściowo ret powstały w zbiorniku morskim.

Osady triasu spoczywają na zniszczonej powierzchni paleozoiku, a w ich rozwoju widoczne są wpływy morfologii i budowy strukturalnej podłoża. Urozmaicona rzeźba powierzchni paleozoiku i jego skomplikowana budowa tektoniczna spowodowały, że rozwój osadów triasowych jest na omawianym obszarze niejednorodny. Najpełniej trias jest rozwinięty w zachodniej części północnego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich, gdzie wszystkie jego ogniwa osiągają dużą miąższość. Najslabiej jest on wykształcony we wschodniej części północnego obrzeżenia, gdzie miąższość poszczególnych ogniw osiąga swoje najniższe wartości.

Duże różnice w rozwoju triasu występują między północnym obrzeżeniem a obrzeżeniem zachodnim i południowym. Strefa, wzdłuż której następowało to zróżnicowanie, jest

dokładnie poznana w obrębie trzonu paleozoicznego (dyslokacja świętokrzyska) wraz z jej zachodnim przedłużeniem na obszar występowania mezozoiku.

Piaskowiec pstry, w osadach którego najsilniej odzwierciedliła się dwudzielność podłoża paleozoicznego, wykształcony jest w części północnej kompletnie, natomiast w części południowej, obejmującej południowe i zachodnie obrzeżenie, są przede wszystkim jego wyższe ogniwa, a miejscami nawet dolny i środkowy piaskowiec pstry nie występują w ogóle, a na podłożu paleozoicznym spoczywa dopiero ret lub wapień muszlowy. Dolny i środkowy piaskowiec pstry reprezentowany jest głównie przez piaskowce, zlepieńce i mułowce. Osady górnego piaskowca pstrego — retu w obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich wykazują duże różnice litologiczne, od płytkomorskich margli i wapieni, poprzez siarczanowe utwory lagunowe do piaszczystych utworów wód płynących. W wapieniu muszlowym nastąpiło ujednoczenie facji i na całym obszarze osadziły się wapień. Utwory kajpru pozostają w ciągłości sedymentacyjnej z wapieniem muszlowym. Rozwój piaszczysto-iłastych utworów kajpru jest słabo poznany, ponieważ uległy one silnemu zniszczeniu w czasie epejrogenyzy kimeryjskiej, która miała miejsce po kajprze a przed osadzeniem się retyku.

### WSTĘP

Osady triasu spoczywają w Górach Świętokrzyskich na utworach paleozoicznych. Pierwotnie pokrywały one znaczną część dziś odsłoniętego paleozoiku, obecnie jednak, zniszczone na dużych przestrzeniach przez erozję, otaczają trzon Gór Świętokrzyskich od południa, zachodu i północy. Niewielkie odsłonięcie triasu dolnego napotkano również w centralnej części Gór Świętokrzyskich w okolicach Kielc i Radlina.

Najrozleglejsze wychodnie tworzy trias na północnym i częściowo na zachodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich (fig. 1). Najdalej ku wschodowi wysunięte odsłonięcia triasu są na północnym ob-

rzeżeniu w rejonie Opatowa, skąd strefa jego występowania blisko powierzchni ciągnie się szerokim pasem ku północnemu zachodowi do okolicy Radoszyc, a następnie wzdłuż zachodniej granicy paleozoiku. Na południowym obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich trias występuje tylko wąskim pasem wzdłuż masywu paleozoicznego oraz ukazuje się w dwóch antyklinach — zbrzańskej i lisowskiej. Najdalej ku południowemu wschodowi wysunięte odsłonięcia triasu znajdują się tu w okolicach Drugni, nieco na północ od Chmielnika, natomiast w wierzceniach trias napotykaną jest aż po okolice Staszowa.

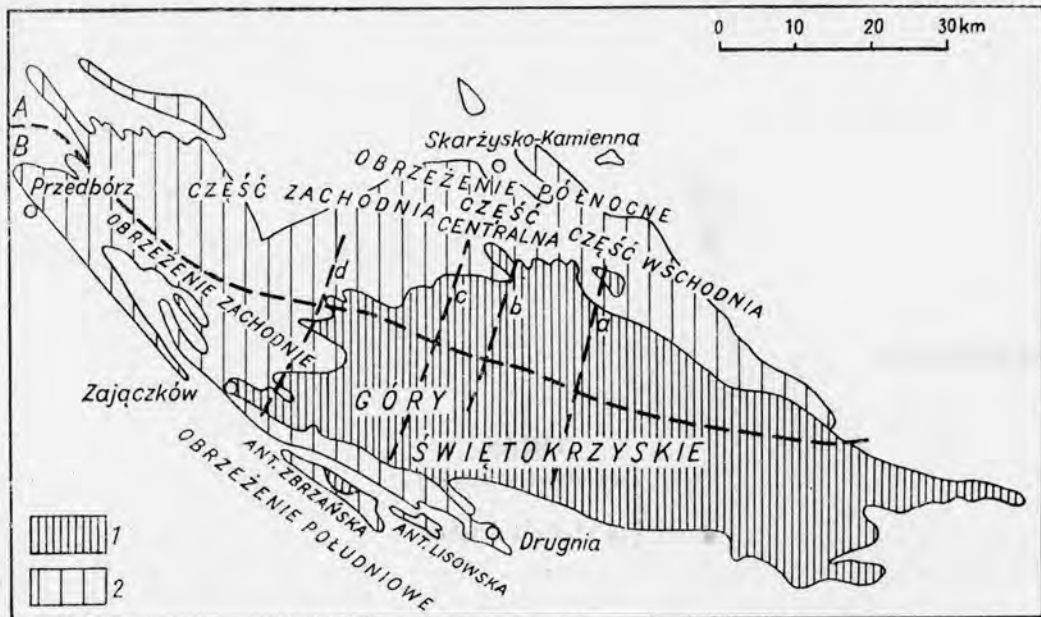


Fig. 1. Schematyczna mapa występowania utworów triasowych w obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich  
 1 – wychodnie utworów paleozoicznych, 2 – wychodnie utworów triasowych, A – obszar radoszycko-lysogórski, B – obszar przedborsko-kielecki, a – oś elewacji Dębno – Rzepin, b – oś elewacji Strojnów – Wzdół, c – oś elewacji Radomice – Gózd, d – oś elewacji Chęciny – Węgle

Sketch map of the Triassic formations in the margin of the Góry Świętokrzyskie

– Paleozoic outcrops, 2 – Triassic outcrops, A – Radoszyce – Lysogóry area, B – Przedbórz – Kielece area, a – axis of elevation Dębno – Rzepin, b – axis of elevation Strojnów – Wzdół, c – axis of elevation Radomice – Gózd, d – axis of elevation Chęciny – Węgle

Znany z wychodni obraz triasu uzupełniają profile licznych wierceń, wykonanych w bezpośredniej bliskości wychodni oraz odsunięte daleko od trzonu paleozoicznego wiercenia w Wygwizdowie koło Przedborza i w Studziannie koło Tomaszowa Mazowieckiego.

Kompleks osadów triasowych reprezentują w Górach Świętokrzyskich piaskowce pstry, wapień muszlowy, kajper i retyk. Z wymienionych utworów tylko osady wapienia muszlowego i górnego piaskowca pstrego powstały w środowisku morskim, pozostałe utworzyły się w subkontynentalnych zbiornikach rozległych i płytkich, które miały jedynie rzadkie, krótkotrwałe połączenia z otwartymi morzami.

W obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich wyróżnia się obszary na których trias jest rozwinięty kompletnie oraz takie, gdzie w jego profilu są liczne luki spowodowane bądź to brakiem sedimentacji, bądź też erozją. Przyczyny różnic w rozwoju triasu w znacznej mierze wynikają z morfologii i tektoniki podłoża przedtriasowego. Czynniki te bowiem warunkowały rozkład łądów i mórz triasowych, głębokość zbiorników sedimentacyjnych i wysokość wzniesień. Wpływały one również na szybkość sedimentacji i szybkość denudacji zachodzącej na obszarach wyniesionych.

Po orogenezie hercyńskiej zdyslokowane i wyniesione Góry Świętokrzyskie były terenem inten-

sywnej denudacji, która trwała aż do końca cechsztynu. Trias zastał ten obszar jako mniej więcej wyrównany, ale z zaznaczonymi jeszcze łańcuchami wzniesień rozciągających się zgodnie z kierunkiem hercyńskim. W miarę postępu denudacji oraz w wyniku rozszerzania się transgresji morza triasowego, znaczna część paleozoiku Gór Świętokrzyskich, pozbawiona dziś osłony skał młodszych, znalazła się w zasięgu sedimentacji osadów triasowych. Wskazują na to nie tylko nieliczne, zachowane do dziś odsłonięcia triasu dolnego na masywie paleozoicznym, ale również brak otoczków paleozoicznych skał lokalnych w osadach triasu oraz kierunki transportu materiału klastycznego zmierzone na podstawie przekątnego warstwowania osadów.

Drugim obok morfologii czynnikiem decydującym o charakterze osadów triasowych była tektonika ich podłoża. Góry Świętokrzyskie stanowiły wówczas wypiętrzony element tektoniczny, obniżający się łagodnie ku zachodowi i składający się z dwóch części wykazujących odmienne właściwości orogeniczne (J. Czarnocki, 1957). Na południu był to tzw. region kielecki lub kielecko-łagowski a na północy region łysogórski. Granica między obu regionami biegła po południowej stronie Łysogór. Region łysogórski cechował w paleozoiku charakter geosynklijalny a region kielecki — charakter geoantyklinalny; stąd różnice w wykształceniu poszczególnych pięter paleozoiku na obu obszarach.



	B. Kowalczewski (1926) Południowe i zachodnie obrzeżenie	(1925) Północne obrzeżenie część zachodnia	J. Czarnocki		(1931) Obszar: Radoszyce Łączna — Suchedniów	(1939) Obszar Radoszyc	E. Passendorfer (1924—1939) Okolice Przedborza					
			(1926) Południowe obrzeżenie	(1927) Południowe obrzeżenie								
Kajper	górny retyk Łupki szare z wkładkami białych piaskowców i syderytów	Piaskowce żółte  Iły wiśniowe ze zlepieńcami kwarcowo-kwarcytowymi	Kajper Piaskowce czerwone  Iły czerwone	Piaskowce i iły piaszczyste  Iły z wkładkami żwirowców  Iły czerwone z wapieniami lub z wkładkami pseudo-oolitów		Piaskowce  Zlepieńce   Iły czerwone, margle i wapień	Zlepieńce kwarcowe i kwarcytowe   Iły wiśniowe  Zlepieńce lub brekcje wapienne					
								Iły pstre  Łupki ilaste i dolomity z fauną Piaskowce z fauną Pstre iły łupki ilaste	Iłowegle Piaskowce żółtawe z fauną  Łupki piaszczyste z soczewkami terebratulowymi i piaskowcowymi	Iłowegle Łupki i piaskowce z fauną  Iły i łupki szare i pstre piaskowce	Łupki ciemne	górny dolny
Wapień cienkopłytkowe Wapień szare pyłaste Wapień z <i>Lima striata</i> Wapień szare, pyłaste	środkowy Wapień margliste, ilaste, faliste	środkowy Margle cienkopłytkowe	środkowy Wapień i margle płytkowe	Wapień muszlowy								
					Wapień z licznymi <i>Chemnitzia laxonematoides</i>	dolny Wapień gruboławicowe, częściowo krynowidowe, z kręmiakami z dużymi ślimakami	dolny Margle gruzłowe z fauną  Wapień skaliste	dolny Wapień skaliste	Wapień muszlowy			
Wapień	Margle i wapień	Margle										

	E. Passendorfer (1924—1939) Okolice Przedborza	J. Samsonowicz (1929) Północne obrze- żenie — część wschodnia	A. Kleczkowski (1953) Okolice Suchedniowa	H. Senkowiczowa (1956—1961) Północne, zachod- nie i południowe obrzeżenie	J. Dembowska (1957) Wiercienie Radoszyce 3	R. Krajewski (1958) Arkusz Przysucha i Końskie	A. Kleczkowski (1959) Północne obrze- żenie — część zachodnia
	górny Zlepieńce kwarcowe i kwareytowe Iły wiśniowe Zlepieńce lub brekcje wapien- ne	górny Iły Iły piasko- wiśni- wce we glauko- z pseu- nitowe do-ooli- glinki tami ognio- trwałe	Piaskowce Iły czerwone			Seria Odrowąza (pstra)	
	dolny	dolny Iły Iły wiśni- wiśni- we we Piasko- Pias- wce kowce Żela- ziak ilasty	Iły żółte			Seria Nowek (sza- ra)	
nar- ites		Wapień musz- lowy górny	Poziom wapieni z ceratytmami	Ławica terebra- tulowa Warstwy cera- tytowe górny Warstwy z <i>Pecten disci- tes</i>		Wapień muszlowy	Ławica terebratu- lowa górne Warstwy ceratytowe dolne Warstwy discito- we Mułowce i łupki bezwapienne
dyt-	Wapień muszlo- wy	Wapień musz- lowy środkowy	Poziom wapieni z <i>Ceratites vulgaris</i> i <i>Pecten discites</i>	środkowy Poziom naddo- lomitowy Poziom dolo- mitowy Poziom pod- dolomitowy	środkowy Wapień i łup- ki z fauną		Kompleks naddo- lomitowy Kompleks dolo- mitowy Kompleks poddo- lomitowy
ska-		Wapień musz- lowy dolny	Poziom wapienia falistego Poziom krynoido- wy	dolny Warstwy z <i>Lima striata</i> Warstwy łukowskie Seria falista Warstwy wo- lickie	dolny Wapień faliste Wapień i wapień z fauną dolomityczne		Wapień marglis- te z <i>Lima striata</i> Wapień grubo- ławicowe i faliste Wapień ławico- we z krynoidami Dolomity, wapie- nie dolomityczne, margle
			Poziom nadrudny		Wapień		

Tabela 1

Krajewski (1958) sz Przysucha Końskie	A. Kleczkowski (1959) Północne obrzeżenie — część zachodnia	H. Senkowiczowa, A. Ślęczka (1962) Północne obrzeżenie	H. Senkowiczowa		
Odrawąza a)			górny	Iły pstre, margle, pseudo-oolity	
Nowek (sza-			dolny	Howęgle	
Wapień muszlowy	Ławica terebratulowa		górny		górne
	Warstwy ceratytowe górne dolne			Warstwy ceratytowe	środkowe
	Warstwy discitowe			Warstwy z <i>Pecten discites</i>	dolne
	Mułowce i łupki bezwapienne		Wapień muszlowy		
	Kompleks naddolomitowy			Warstwy naddolomitowe	
	Kompleks dolomitowy			Warstwy dolomitowe	
	Kompleks poddolomitowy		dolny	Warstwy poddolomitowe	
Wapienie margliste z <i>Lima striata</i>		Warstwy z <i>Lima striata</i>			
Wapienie gruboławicowe i faliste		Warstwy łukowskie			
Wapienie ławicowe z krynoidami		Warstwy faliste			
Dolomity, wapienie dolomityczne, margle			Warstwy wolicie		
				Facja wapienno-marglista	Facja margli-

Wapień muszlowy	Wapień kunowski	Wapień muszlowy	Wapień muszlowy	?			środkowy Wapienie cienkopłytkowe Wapienie szare pyłaste Wapienie z <i>Lima striata</i> Wapienie szare, pyłaste	Wa
				Wapień muszlowy dolny	Piętro wapienia falistego	Wapienie o powierzchni nierównej często falistej Wapienie krynowidowe	dolny Wapienie z licznymi <i>Chemnitzia laxonematoides</i>	
Piaskowiec pstry			Górny piaskowiec pstry — ret	Ret		Ret	Wapienie Wapienie z wkładkami piaskowców Piaskowce	górny — ret
	Piaskowiec pstry	Piaskowiec pstry		Piaskowiec pstry			Piaskowiec pstry	z m Ily ne cie ka có -kw środkowy Ily i pi sow kan ców dolny

	<p>środkowy kopytowe Wapienie szare pylaste Wapienie z <i>Li- ma striata</i> Wapienie szare, pylaste</p>		<p>środkowy Wapienie mar- gliste, ilaste, faliste</p>	<p>środkowy Margle cienko- plytkowe</p>	<p>środkowy Wapienie i margle plyt- kowe</p>
<p>Wapienie o powie- rzchni nierównej często falistej</p> <p>Wapienie kryno- idowe</p>	<p>dolny Wapienie z lic- nymi <i>Chemnit- zia laxonema- toides</i></p>		<p>dolny Wapienie gru- boławicowe, częściowo kry- noidowe, z krze- mieniami z du- żymi ślimaka- mi</p>	<p>dolny Margle gruzło- we z fauną</p> <p>dolny Wapienie skaliste</p>	<p>dolny Wapienie ska- liste</p>
<p>Ret</p>	<p>Wapienie</p> <p>Wapienie z wkład- kami piaskowców</p> <p>Piaskowce</p>	<p>górny — ret Wapienie, piaskowce, margle, ily</p>	<p>górny — ret Margle i wapie- nie</p> <p>górny — ret Ily czerwone z wkładkami piaskowców</p>	<p>górny — ret Margle, wapie- nie i piaskowce</p>	<p>górny — ret Margle</p> <p>górny — ret Piaskowce jas- ne z wkładka- mi pstrych tęp- ków</p> <p>górny — ret Margle</p> <p>Piaskowce wiśniowe</p>
	<p>Piaskowce pstry</p>	<p>Piaskowce z <i>Gervilleia murchisoni</i></p> <p>środkowy Ily pstre i jas- ne piaskowce ciosowe z wkład- kami zlepień- ców kwarcowo- kwarcytowych</p>	<p>środkowy Piaskowce cio- sowe z wkład- kami zlepień- ców</p>	<p>środkowy Ily wiśniowe piaskowce i pseudoolity</p> <p>środkowy Piaskowce róż- żowe gruboła- wicowe</p>	<p>środkowy Pseudooolity</p> <p>środkowy Łupki ilaste piaskowce plytkowe z hieroglifami</p> <p>środkowy Łupki oliwko- we z wkładka- mi piaskowców</p> <p>Piaskowce ply- towe z <i>Gervil- leia murchisoni</i></p>
		<p>dolny Ily wiśniowe i piaskowce cio- sowe z wkład- kami zlepień- ców</p>	<p>dolny Piaskowce wiś- niowe</p> <p>dolny Ily wiśniowe</p>	<p>dolny Piaskowce i zlepienie</p>	<p>dolny Piaskowce cio- sowe</p> <p>dolny Zlepienie (lo- kalnie)</p> <p>dolny Piaskowce ciosowe</p> <p>Zlepienie lub łupki</p>
					<p>środkowy Piaskowce hie- roglifowe</p> <p>dolny Piaskowce z <i>Gervilleia murchisoni</i></p>

nie ska-	Wapień muszlo- wy	Wapień musz- lowy środkowy		Poziom naddo- lomitowy	Wapień i łup- ki z fauną	Kompleks naddo- lomitowy	
		Wapień musz- lowy dolny	Poziom wapienia falistego	Poziom pod- dolomitowy	Wapień i Wapień faliste	Kompleks dolomi- towy	Kompleks poddo- lomitowy
le		Poziom krynoido- wy		Warstwy z <i>Lima striata</i> Warstwy łukowskie Seria falista Warstwy wo- lickie	Wapień i wapień z fauną dolomityczne	Wapień marglis- te z <i>Lima striata</i> Wapień grubo- ławicowe i faliste Wapień ławico- we z krynoidam Dolomity, wapi- nie dolomityczne margle	
owce owe le przej- re do retu		Piaskowce jas- ne, ily szare z poziomem rud żelaza, gli- nek ogniotrwa- łych i lokalnie wapieni	Poziom nadrudny	górny	Wapień skaliste, margle, anhydryt, gips	Seria Wołowa	
owce hie- fowe		Piaskowce lub wapień ilasto-oolitowe	Poziom rudny	środkowy	Wapień, gips, anhydryt	Seria rudna	
owce <i>Gervilleia</i> <i>murchisoni</i>		Iły wiśniowe i piaskowce często wapnis- te	Poziom podrudny	dolny	Piaskowce	Seria podrudna	
		Iły wiśniowe i piaskowce często wapnis- te			Piaskowce	Seria Raszówki	
		Iły wiśniowe i piaskowce często wapnis- te			Piaskowce z <i>Gervilleia</i> <i>murchisoni</i>	Seria hieroglifo- wa	
		Iły wiśniowe i piaskowce często wapnis- te			Piaskowce	Seria murchiso- niowa	
		Zlepieńce i piaskowce, rzadziej ily			Piaskowce gru- boławicowe, wiśniowe, drobnoziarniste		
					Piaskowce ze żwirkami, częś- ciowo wapniste		
					Piaskowce, mułowce, dolo- mit, glaukonit		

	Kompleks naddolomitowy	Wapień muszlowy	Wapień muszlowy		Warstwy naddolomitowe	
	Kompleks dolomitowy		Wapień muszlowy		Warstwy dolomitowe	
	Kompleks poddolomitowy		Wapień muszlowy		Warstwy poddolomitowe	
	Wapień margliste z <i>Lima striata</i> Wapień gruboławicowe i faliste Wapień ławicowe z krynoidami Dolomity, wapień dolomityczne, margle		Wapień muszlowy		Warstwy z <i>Lima striata</i>	
		Wapień muszlowy		Warstwy łukowskie		
		Wapień muszlowy		Warstwy faliste		
		Wapień muszlowy		Warstwy wolickie		
a Wołowa		Ret	górny		Facja wapienno-marglista Południowe i zachodnie obrzeżenie Wapenie	Facja marglisto-piaszczysta Północne obrzeżenie Warstwy z Krynek Warstwy z Dalejowa
a rudna			górny		Obszar Radoszyc Warstwy z Wilczkowic	Warstwy z Łyzew II
a podrudna			górny		Warstwy gipsowe II	Warstwy z Łyzew
a Raszówki			dolny		Margle Warstwy międzygipsowe Warstwy gipsowe I Warstwy z Radoszyc	Warstwy z Młodzaw Warstwy z Wąchocka
		Obrzeżenie				
		Południowe i zachodnie				
		Północne				
		Część zachodnia				
		Część wschodnia				
hieroglifo-		Warstwy pseudo-oolitowe		Cykl 5		
		Warstwy hieroglifowe		Cykl 4		
		Warstwy z <i>Gervilleia murchisoni</i>	Warstwy labiryntodontowe	Cykl 3		
		Warstwy z Tumlina	Warstwy ze Stryczewic			
	Zlepińce					
		Warstwy z Zagnańska	Warstwy z Czerwonej Góry	Cykl 2		
		Warstwy przejściowe		Cykl 1		
		Warstwy pseudo-oolitowe		Cykl 5		
		Warstwy hieroglifowe		Cykl 4		
		Warstwy z <i>Gervilleia murchisoni</i>	Warstwy labiryntodontowe	Cykl 3		
		Warstwy z Tumlina	Warstwy ze Stryczewic			
	Zlepińce					
		Warstwy z Zagnańska	Warstwy z Czerwonej Góry	Cykl 2		
		Warstwy przejściowe		Cykl 1		

W osadach triasu, które spoczęły na scharakteryzowanym wyżej podłożu paleozoicznymznaczają się również dwa obszary, na których gromadzenie się utworów triasowych przebiegało w różny sposób. Obszar północny odpowiadający północnemu obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich (H. Senkiewiczowa, 1966) nazwany został radoszycko-lysogórskim, a obszar południowy, obejmujący południowe i zachodnie obrzeżenie, przedborsko-kieleckim.

Z porównania osadów triasu w obu obszarach wynika, że największe różnice istniały w dolnym i środkowym piaskowcu pstrym. Wtedy to w obszarze radoszycko-lysogórskim powstały osady, o miąższości dochodzącej do 900 m, a w obszarze przedborsko-kieleckim maksymalna ich miąższość dochodzi do 350 m, przy czym na niektórych obszarach wymienione utwory nie powstały w ogóle.

W recie i wapieniu muszlowym następuje pewne ujednoczenie warunków sedymentacji w regionie Gór Świętokrzyskich. W kajprze i retyku oba obszary zostały dotknięte epejrogenezą kimeryjską. W obszarze radoszycko-lysogórskim jednak między kajprzem a retykiem jest niezgodność kątowna (J. Samsonowicz, 1929), na obszarze przedborsko-kieleckim natomiast żaden z badaczy o takiej niezgodności, wśród pstrych utworów zaliczanych do niedawna w całości do kajpru a obecnie do retyku, nie wspomina. Druga faza epejrogeny kimeryjskiej, jaka nastąpiła pod koniec retyku spowodowała wyniesienie Gór Świętokrzyskich i niewielką lukę sedymentacyjną między retykiem a liasem.

W rozwoju triasu obszaru radoszycko-lysogórskiego zasadniczą rolę odegrała budowa strukturalna podłoża paleozoicznego. Zmiany w rozwoju osadów triasowych, takie jak: wyklinowywanie się pewnych warstw, redukcja miąższości, zmiany głębokości zbiornika, cofanie i przybliżanie się linii brzegowej, zachodzą w strefach, które stanowią przedłużenie znanych z wychodni paleozoiku elewacji transwersalnych (J. Czarnocki, 1923a, 1927, 1957; J. Samsonowicz, 1924, 1929; Z. Kowalczewski, 1963). W triasie zaznaczyło się przede wszystkim występowanie czterech elewacji.

W dolnym i środkowym piaskowcu pstrym zmiany miąższości oraz zmiany litofacjalne zachodziły wzdłuż zachodniego skłonu elewacji Strojnow—Wzdół. W recie zaznaczyły się dwie elewacje Dębno—Rzepin i Chęciny—Węgle, a w wapieniu muszlowym w dalszym ciągu widoczny jest wpływ elewacji Dębno—Rzepin, równocześnie jednak na rozkład miąższości i litologię osadów wpłynęła też elewacja Radomice—Gózd, która warunkowała również rozwój osadów kajpru i retyku.

Rozwój osadów triasowych wskazuje również, że w obszarze radoszycko-lysogórskim teren położony na zachód od elewacji Dębno—Rzepin był najsilniej wyniesiony w ciągu całego triasu. W kajprze i retyku w związku z epejrogenezą kimeryjską granica obszaru silnie wyniesionego przesunęła się ku zachodowi po elewację Radomice—Gózd. Obsza-

rem, który w triasie miał zawsze tendencje obniżające był teren położony na zachód od elewacji Chęciny—Węgle.

W obszarze przedborsko-kieleckim nie zaobserwowano dotychczas zmian w rozwoju triasu, które można by wiązać z transwersalnymi wyniesieniami podłoża paleozoicznego.

W wyniku działalności epejrogeny kimeryjskiej oraz w czasie różnych faz orogenezy alpejskiej utwory triasowe na obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich zostały słabo sfałdowane tworząc szereg płaskich synklin i antykin o ogólnym kierunku NW—SE. Ich budowę komplikują liczne, często o dużej amplitudzie zrzutu, podłużne i poprzeczne dyslokacje.

Badaniami utworów triasowych z terenu Gór Świętokrzyskich zajmowało się wielu badaczy<sup>1</sup>. Po raz pierwszy wyróżnił je A. Schneider (1829), następnie opisali je J. B. Pusch (1836), L. Zejszner (1868), F. Roemer (1866, 1868), który po raz pierwszy stwierdził w Górach Świętokrzyskich obecność retu i A. Michalski (1884, 1888). Na początku obecnego stulecia nad triasem świętokrzyskim pracowali B. Rydzewski (1924) i B. Kowalczewski (1926), który pierwszy opisał występowanie fauny alpejskiej w osadach wapienia muszlowego. Ogromne znaczenie dla poznania triasu świętokrzyskiego miały prace J. Czarnockiego (1923a, b, 1925, 1926, 1927, 1929, 1939a, b, 1932, 1950, 1958) i J. Samsonowicza (1925, 1929). Badacze ci dali podstawy stratygrafii i paleogeografii omawianych osadów.

W ostatnim dwudziestolecu nad triasem Gór Świętokrzyskich pracowało szereg badaczy. W. Karaszewski (1947, 1949) i I. Jurkiewiczowa (1947) opisali trias odsłonięty w okolicach Skarżyska-Kamiennej. A. Kleczkowski (1953, 1959) rozpozniomował osady retu i wapienia muszlowego z okolic Suchedniowa na północnym obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich. R. Krajewski (1958) podał charakterystykę triasu występującego między Mniowem a Bliżynem również na północnym obrzeżeniu. H. Senkiewiczowa (1956, 1957a, b, 1958, 1959, 1961) opracowała stratygrafię retu i wapienia muszlowego w obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich, zaś stratygrafia osadów pstrego piaskowca dolnego i środkowego oraz zagadnienie granicy między dolnym i środkowym triasem przedstawione są w pracach H. Senkiewiczowej i A. Ślęczki (1962a, b). Interesujące spostrzeżenie zawarte jest w pracy Z. Kozydry (1962), który po raz pierwszy stwierdził w Górach Świętokrzyskich w utworach triasu górnego obecność gipsu, co pozwoliło mu na wyróżnienie kajpru górnego.

Poglądy na stratygrafię triasu, jakie reprezentowali różni badacze przedstawione są na tabeli I.

<sup>1</sup> Uwagi dotyczące historii badań triasu w Górach Świętokrzyskich nie obejmują utworów retyku, któremu poświęcony jest osobny rozdział.

## PIASKOWIEC PSTRY (bez osadów retu)

W Górach Świętokrzyskich osady piaskowca pstrego spoczywają na cechszynie lub w miejscach gdzie piaskowiec pstry leży na cechszynie przekraczając na osadach dewonu. Granica między piaskowcem pstrym a cechszynem jest granicą umowną, bowiem dotychczas nie opracowano podstaw faunistycznych ani petrograficznych do jej dokładnego przeprowadzania. Na południowym i zachodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich granica między cechszynem a piaskowcem pstrym nie jest dokładnie poznana, bowiem na tym terenie nie ma ani odsłonięć w strefie kontaktu triasu z cechszynem ani też wierceń, które przebiegałyby omawiane utwory. Na północnym obrzeżeniu przejście od cechszynu do triasu jest ciągle.

Na południowym i zachodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich utwory piaskowca pstrego nie mają podziału na podrzędne ogniwa stratygraficzne. W niższej części są one reprezentowane przez zlepieńce i piaskowce oraz podrzędnie mulowce i ilowce. Drobną frakcją przeważa natomiast w górnej części piaskowca pstrego, gdzie wśród piaszczystych osadów pojawiają się wkładki wapieni pseudo-oolitowych.

Szczegółowego podziału osadów piaskowca pstrego dokonano jedynie w północnym obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich (H. Senkiewiczowa, A. Ślęczka, 1962b). Wyróżniono tu dolny i środkowy piaskowiec pstry. Do dolnego zaliczono utwory wykazujące cechy osadów powstałych w środowisku lagunowo-morskim, zbliżonym do cechszynskiego (zachodnia część północnego obrzeżenia) i zlepieńcowate utwory kontynentalne (wschodnia część północnego obrzeżenia). Do osadów środkowego piaskowca pstrego należą utwory płytkich lagun i delt, a być może częściowo również i wydmy, rozdzielonych poziomem zawierającym morską faunę *Gervilleia purchisoni*. We wschodniej części północnego obrzeżenia, gdzie mały ten nie występuje, poziom z morską fauną zastąpiony jest przez piaskowce węglanowe z labiryntodontami. Podział piaskowca pstrego na poszczególne warstwy przeprowadzono na podstawie makroskopowych cech litologicznych skały, chemizmu, struktury i zawartych w niej szczątków organicznych. Na tych podstawach wydzielono w piaskowcu pstrym sześć warstw wykształconych odmiennie w zachodniej i we wschodniej części północnego obrzeżenia. Równocześnie utwory piaskowca pstrego zostały podzielone na pięć cykli. Każdy cykl obejmuje kompleks osadów rozpoczynający się w dole utworami gruboziarnistymi i zlepieńcowatymi, które ku górze przechodzą w osady coraz drobniejsze. W obrębie każdego cyklu wydzielana jest część dolna — gruboziarnista (a) i część górna — drobnoziarnista (b).

Piaskowiec pstry (H. Senkiewiczowa, A. Ślęczka, 1962b) reprezentują przede wszystkim zlepieńce,

piaskowce, mulowce i ilowce (fig. 2). Utwory piaszczyste i zlepieńcowate występują głównie w dolnym piaskowcu pstrym i w niższych ogniach środkowego. W wyższej części środkowego piaskowca pstrego dominują osady ilaste i mulowce.

Charakterystyczną cechą zlepieńców piaskowca pstrego jest ich prosty skład mineralny. Dominują w nich otoczaki kwarcytów, mniej jest otoczków piaskowców i kwarcu, zaś podrzędnie jedynie występują fragmenty łupków. W niższej części piaskowca pstrego są rzadkie otoczaki dolomitów i wapieni. Wielkość otoczków jest różna, miejscami dochodzi nawet do 20 cm średnicy (we wschodniej części północnego obrzeżenia), ku zachodowi jednak stopniowo maleje. Ich stopień obtoczenia jest bardzo dobry, przy czym najlepiej obtoczone są kwarcy. Na południowym obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich w Chałupkach występują w zlepieńcach duże otoczaki chaledonów oraz, jak podaje J. Czarnocki (1927), jaspisy, fylity, białe i czerwone kwarcy oraz piaskowce. Wielkość egzotyków oraz piaskowców, które zdaniem J. Czarnockiego są wieku dolnodewońskiego i pochodzą z obszaru Gór Świętokrzyskich, dochodzi do 10—15 cm.

Zlepieńce triasowe mają budowę masywną, pozabawioną na ogół struktur, czasem jednak występuje gradacja ziarn, a miejscami otoczaki wykazują tendencję do ułożenia dachówkowatego. Niektóre typy zlepieńców, szczególnie drobniej ziarniste, są warstwowane przekątnie, ponadto wewnątrz ławic zlepieńców występują nieduże soczewki drobnoziarnistych piaskowców warstwowanych przekątnie. Zlepieńce przechodzą często ku górze w piaskowce o przekątnej laminacji.

Spoiwo zlepieńców stanowią piaskowce złożone głównie z kwarcu, a następnie z kwarcytów i kwarców żyłowych, fragmentów skał kryptokrystalicznych i ilastych oraz kaolinu i limonitu.

Minerały ciężkie, napotkane w zlepieńcach, to cyrkon, turmalin i podrzędnie epidot. Sporadycznie występuje baryt i biotyt.

Piaskowce triasu dolnego charakteryzuje pstre zabarwienie. Tylko niekiedy mają one barwy jasne, żółtawe lub szarawe. Przeważnie są one wiśniowe, czerwone lub fioletowawe, rzadziej różowe. Ich skład mineralny jest mało zróżnicowany. Przeważa kwarc (61—87%), następnie kwarcyty (1—5,5%), minerały ilaste (8,2—33%), kaolin (0—1%) i skałęń (0—0,1%). Ziarna są na ogół słabo obtoczone, choć występują również warstewki złożone z ziarn dobrze wysortowanych i obtoczonych.

Minerały ciężkie występują w piaskowcach podrzędnie, stanowiąc jedynie 0,02% wszystkich składników. Najczęstszy jest turmalin (53,7%), cyrkon (38,8%), rutyl (6,3%), tlenki żelaza (2,5%) oraz biotyt, muskowitz i chloryt. W piaskowcach z Tumlina na północnym obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich

Tablica stratygraficzna triasu w Górach Świętokrzyskich

Podział stratygraficzny		Obrzeżenie	
		południowe i zachodnie	północne
		Część zachodnia	Część wschodnia
górnym		100 — 0 m	
górnym	Kajper	<p>Iły, ilowce wiśniowe i pstre, piaskowce, zlepy wapienne</p> <p>Łupki czasem margliste, z cienkimi wkładkami piaskowców z fauną, czasem wapienie margliste</p> <p>Piaskowce gruboławicowe, czasem żelaziste, z florą i kośćmi gadów</p> <p>Piaskowce drobnoziarniste, żółtawe, pływowe</p> <p>Iły ciemnoszare z wkładkami jasnych piaskowców, z florą, kośćmi gadów i małżami</p> <p>Łupki ciemne z wkładkami pstrych, czerwonych i zielonych ilów</p>	<p>Iłowce, mulowce, piaskowce, podrzędnie wapienie</p> <p>Piaskowce z glaukonitem, łupki ze szczątkami flory, podrzędnie piaskowce dolomityczne ± 30 m</p> <p>Iłowce i mulowce podrzędnie wapienie i piaskowce</p> <p>Wapienie, margle, ilowce margliste</p> <p>Piaskowce szare z mika, z florą i fauną ± 22 m</p>
górnym		Wapienie, łupki ilaste, piaskowce, liczna fauna <i>Ceratites</i> sp.	10 — 5 m
górnym		Wapienie z wkładkami łupków ilastych, czasem piaszczyste, z glaukonitem i z bardzo licznymi <i>Pecten discites</i>	9 — 1 m
środkowym		Wapienie, wapienie margliste, margle, iły, piaskowce	22 — 3 m
środkowym		Dolomity, wapienie dolomityczne, wapienie, łupki ilaste, margle	19 — 6 m
środkowym		Margle i wapienie	12 — 4 m
środkowym	Wapień muszlowy	Wapienie z przewarstwieniami łupków ilastych, czasem marglistych i wapieni gruzłowatych z bardzo liczną fauną: <i>Lima striata</i> , <i>Spiriferina fragilis</i> , <i>S. hirsuta</i> , <i>Rhynchonella decurtata</i> , <i>Beneckeia buchi</i>	22 — 10 m
środkowym		Wapienie jasne, krystaliczne, miejscami z krzemenianami, z liczną fauną, wśród której przeważają ślimaki, zwłaszcza duże formy	± 30 m — 10 m
środkowym		Wapienie z wkładkami wapieni falistych z licznymi warstewkami przepelnionymi członami liliowców	22 — 4 m
środkowym			Dolomity, podrzędnie wapienie
środkowym			± 10 m
dolnym			Wapienie i wapienie piaszczyste z liliowcami
dolnym			14 — 3 m

Dolomity, podzędnie wapienie		19-6 m			± 10 m
Warstwy dolomitowe	Dolomity, wapienie dolomityczne, wapienie, łupki ilaste, margle	19-6 m			± 10 m
Warstwy poddolomitowe	Margle i wapienie	12-4 m			
Wapienie muszlowy					
Wapienie muszlowy					
Warstwy z <i>Lima striata</i>	Wapienie z przewarstwieniami łupków ilastych, czasem marglistych i wapieni gruzlowatych z bardzo liczną fauną: <i>Lima striata</i> , <i>Spiriferina fragilis</i> , <i>S. hirsuta</i> , <i>Rhynchonella decurtata</i> , <i>Beneckeia buchi</i>	22-10 m			
Warstwy łukowskie	Wapienie jasne, krystaliczne, miejscami z krzemieniami, z liczną fauną, wśród której przeważają ślimaki, zwłaszcza duże formy	± 30 m - 10 m			
Warstwy faliste	Wapienie z wkładkami wapieni falistych z licznymi warstewkami przepelnionymi członami liliowców	22-4 m			Wapienie i wapienie piaszczyste z liliowcami
Warstwy wolickie	Wapienie z liczną fauną	6-3 m			14-3 m
Trias					
górny - ret					
Warstwy z Krynek	Piaszkowce średnioziarniste i żwirzaste, wkładki ilów, margli i dolomitów piaszczystych. <i>Myophoria costata</i> , <i>Unionidae</i> , szczątki ryb do 40 m	Warstwy z Krynek	Wapienie szare z wkładkami ilowców z fauną	Warstwy z Dalejowa	od 2 do 50 m
Warstwy z Dalejowa	Iły i łupki, pstre margle, wapienie, dolomity, piaszkowce, rudy żelaza. <i>Myophoria costata</i> i inne małże	Warstwy z Dalejowa	Wapienie, margle, dolomity, wapienie dolomityczne, gipsy 27-20 m	Warstwy z Łyzew	do ± 30 m
Warstwy z Łyzew	Piaszkowce różowawe lub fioletowe, wiśniowo-brunatne i szare z wkładkami żwirów i wiśniowych ilów oraz mułowców	Warstwy z Łyzew	Wapienie z wkładką piaszkowców wapienistych i ilów 27-20 m	Warstwy z Młodzaw	do 19 m
Warstwy z Młodzaw	Margle z wkładkami ilów, piaszkowce żwirzaste piaszkowce wapieniste, wapienie dolomityczne do 19 m	Warstwy z Młodzaw	Wapienie, margle z rzadkimi wkładkami piaszkowców wapienistych, glaukonit, gips ± 40 m	Warstwy z Wąchocka	do 70 m
Warstwy z Wąchocka	Piaszkowce różowe i wiśniowe, różnoziarniste, czasem żwirzaste, z otoczkami hematytu, wkładki ilów łupkowych	Warstwy z Wąchocka	Piaszkowce drobno- i gruboziarniste, wkładki mułowców ± 50-26 m		
Luka					
Warstwy pseudo-oolitowe	Mulowce, piaszkowce drobnoziarniste, łupki ilaste i iły wiśniowe i zielonawe często wapieniste, wkładki szarych piaszkowców silnie wapienistych z przejściami do wapieni piaszczystych, warstewki okruchów wapiennych złożonych ze źle obtoczonych ułamków wapieni spojonych spoiwem marglistym (pseudo-oolity)	Warstwy pseudo-oolitowe			do 70 m

Warstwy piaszkowce

Warstwy pseudo-oolitowe

Warstwy pseudo-oolitowe

Warstwy pseudo-oolitowe

Warstwy pseudo-oolitowe

dolny	<p>Iły, margle piaszczyste, margle, podzędnie wapienie</p> <p>0 ± 45 m</p>	<p>Warstwy gipsowe I</p> <p>Warstwy z Radoszyc</p>	<p>Wapienie, margle z rzadkimi wkładkami piaskowców wapnistych, glaukonit, gips</p> <p>± 40 m</p> <p>Piaskowce drobno- i gruboziarniste, wkładki mułowców</p> <p>± 50—26 m</p>	<p>Warstwy z Wąchocka</p>	<p>Piaskowce różowe i wiśniowe, różnoziarniste, czasem żwirzaste, z otoczkami hematytu, wkładki iłów łupkowych</p> <p>do 70 m</p>
dolny	<p>?</p> <p>Mulowce, piaskowce drobnoziarniste, łupki ilaste i ily wiśniowe i zielonawe często wapniste, wkładki szarych piaskowców silnie wapnistych z przejściami do wapieni piaszczystych, warstewki okruchów wapiennych złożonych ze źle obtoczonych ulamków wapieni spojonych spoiwem marglistym (pseudo-oolity)</p>	<p>Warstwy hieroglifowe</p> <p>Warstwy z <i>Gervilleia</i></p> <p>Warstwy z <i>Tumlina</i></p> <p>Warstwy z Zagnańska</p> <p>Warstwy przejściowe</p>	<p>Mulowce, iłowce, ily z wkładkami piaskowców drobnoziarnistych; liczne biohieroglify i mechanoglify</p> <p>± 100 m</p> <p>Piaskowce drobnoziarniste często wapniste, czasem silnie mikowe z wkładkami iłowców i mułowców, częste <i>Gervilleia murchisoni</i>, cienkie wkładki piaskowców z drobnym żwirkiem (próżnie po fragmentach wiśniowych łupków)</p> <p>90 m</p> <p>Piaskowce różnoziarniste i żwirzaste, z przelawiczniami drobnoziarnistych, z wkładkami mułowców, przekątnie warstwowane</p> <p>400—230 m</p> <p>Margle wiśniowe, piaskowce wapniste, czasem podrzędnie mułowce i wkładki żwirków</p> <p>Piaskowce wiśniowe czasem z kryształami dolomitu i gipsu</p> <p>62 m</p>	<p>Warstwy</p> <p>Warstwy z Stryczewic</p> <p>Warstwy z Czerwonej Góry</p>	<p>Piaskowce różowe i wiśniowe, czasem żółtawe lub wiśniowe, miejscami z dużymi przewarstwieniami iłów</p> <p>do ± 80 m</p> <p>Zlepienie kwarcowo-kwarcytowe z przejściami do piaskowców żwirzastych, wkładki wiśniowych iłów</p> <p>± 80 m</p>
środkowy	<p>?</p> <p>Piaskowce różnoziarniste i żwirzaste z przejściami do zlepieńców</p> <p>?</p>	<p>Warstwy przejściowe</p>	<p>Piaskowce szare, dolomityczne, anhydryt i dolomit</p> <p>Piaskowce z otoczkami dolomitu</p> <p>21,6 m</p> <p>20—30 m</p>	<p>Piaskowce drobno- i różnoziarniste do zlepieńców, czasem wapniste. Wkładki iłów i łupków ilastych, wiśniowych</p>	<p>± 2,5 m</p>
dolny	<p>0—100 m</p>	<p>0—100 m</p>	<p>0—100 m</p>	<p>0—100 m</p>	<p>0—100 m</p>
Pstry piaskowce					

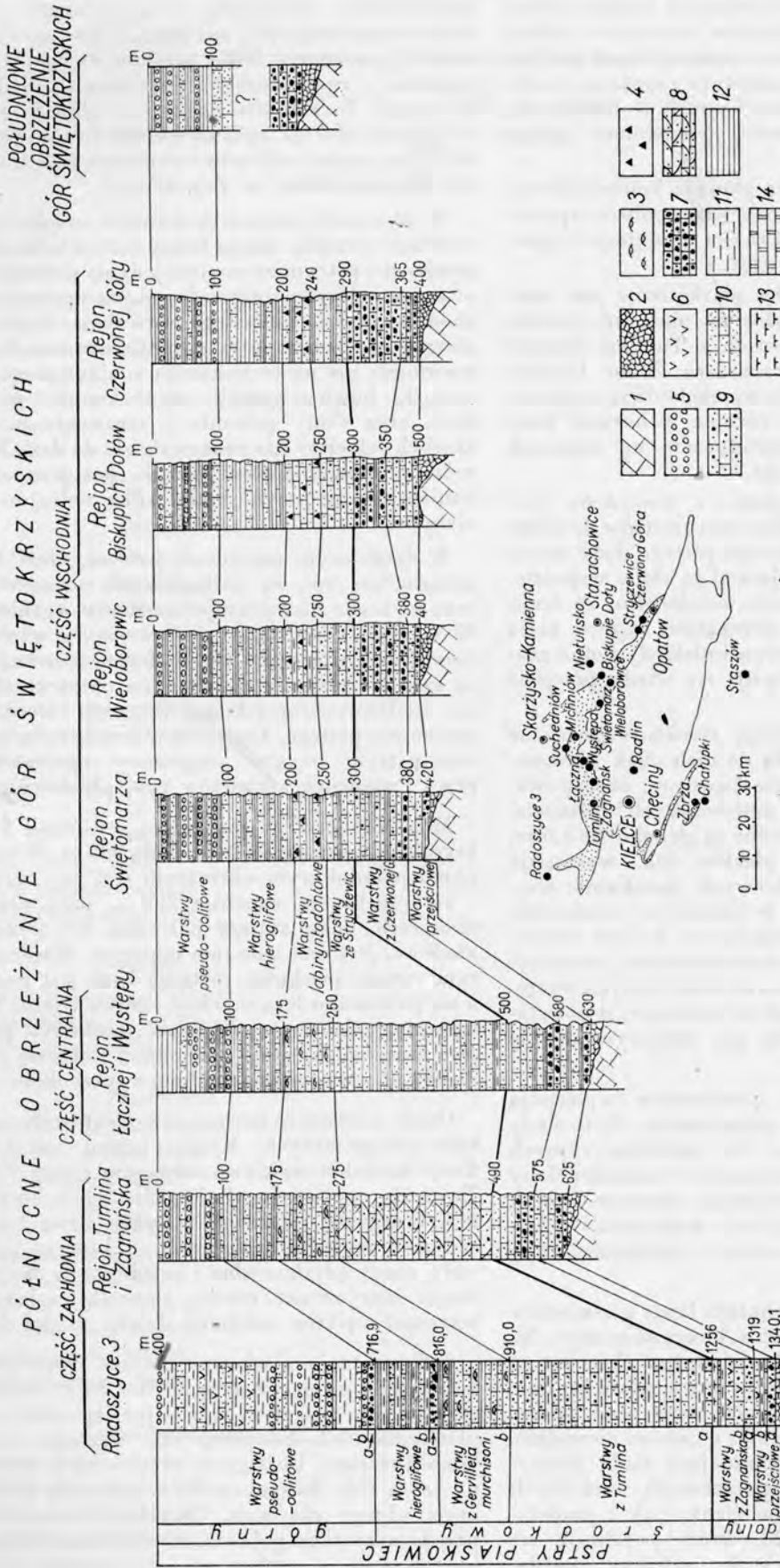


Fig. 2. Litologiczne wykształcenie piaskowca pstręgo w Górach Świętokrzyskich

1 - dewon, 2 - perm, 3 - szczątki Gervillella marchisoni Zenk., 4 - kości labiryntodontów, 5 - pseudo-oolity, 6 - gipsy, 7 - zlepice, 8 - piaskowce przekątanie warstwowane, w których długość lamin przekracza kilkanaście metrów, 9 - piaskowce różnoziarniste, 10 - piaskowce drobnoziarniste, 11 - mułowce, 12 - ilowce, 13 - margle, 14 - dolomity

1 - Devonian, 2 - Permian, 3 - remains of Gervillella marchisoni Zenk., 4 - bones of labyrinthodonts, 5 - pseudo-oolites, 6 - gypsum, 7 - conglomerates, 8 - transversely layered sandstones in which the length of the laminae exceeds a dozen or so metres, 9 - unquagraned sandstones, 10 - fine-grained sandstones, 11 - siltstones, 12 - claystones, 13 - marls, 14 - dolomites

W. Pawlica (1920) znalazł minerały ciężkie odznaczające się wysokim stopniem obtoczenia. Obok cyrkonu, rutyłu i turmalinu zanotował stąd apatyty z wzrostkami ilmenitu, magnetytu i cyrkonu, amfibole zwyczajne, hiperstenu, amfibole bazaltowe, zoizyt oraz ziarna granatu przepelnione pyłem grafitowym.

Spoivo piaskowców jest głównie krzemionkowe, często z limonitem lub hematytem, spoivo wapniste odgrywa rolę podrzędną. Czasem występuje w spoiwie baryt oraz gips i anhydryt.

Charakterystyczną cechą piaskowców jest warstwowanie przekątne zwykle na małą lub średnią skalę. Jedynie w piaskowcach z Tumlina długość poszczególnych laminy przekracza 20 m. Laminy są na ogół równoległe, różniące się bądź zawartością tlenków żelaza (wyraźna różnica w barwie) bądź też wielkością ziarn. Sporadycznie na laminach występują drobne rozmycia.

Grubość ławic piaskowców i zlepieńców jest zmienna i waha się od kilku centymetrów do kilku metrów. W osadach piaskowca pstrego duży udział mają mułowce, które miejscami są słabo wapniste. Zawierają one liczne blaszki muskowitu, są laminowane równoległe lub przekątne, często mają warstwowanie złożone. Górna i niekiedy dolna granica jest nieostra i obserwuje się wtedy przejście do łupków ilastych.

W piaskowcach występują struktury związane z ich sedymentacją. Należą do nich obok warstwowania przekątnego żyły piaskowcowe, obserwowane głównie w piaskowcach mułowcowych i rozmycia, których są dwa rodzaje. Jedne są głębokie do 1,5 m, mają strome ściany i płaskie dna, występują w piaskowcach gruboławicowych, przekątnie warstwowanych. Wypełniają je piaskowce jednorodne lub laminowane. Przypominają one kanały rozmywane przez strumienie. Drugim rodzajem są rozmycia płaskie, szerokie, na powierzchni których występują czasem tropy zwierząt, co wskazuje, iż powstały one znacznie wcześniej niż przykrywające je osady piaskowcowe.

Na powierzchni ławic piaskowców występują czasem ślady pochodzenia organicznego. Są to ślady pre- i postdepozycyjne. Do predepozycyjnych należą tropy zapewne stawonogów i niektóre ślady pelzania. Do postdepozycyjnych, znacznie liczniej reprezentowanych, należą ślady żerowania i pelzania robaków oraz sporadycznie spotykane tropy gadów.

Dość często na powierzchniach ławic piaskowców występują ślady pochodzenia nieorganicznego. Na dolnych powierzchniach ławic można obserwować ślady opływania, uderzania oraz wleczenia po dnie stałych fragmentów niesionych przez prąd, sporadycznie spotyka się turboglify, a czasem niewielkie, wąskie nierówności przypominające ślady rozplływania. Na górnych powierzchniach, niektórych ławic piaskowców, zarówno cienko jak i gruboławicowych, są ripplemarki, które pojawiają się zwykle grupowo na dłuższym odcinku profilu.

Sporadycznie występują w piaskowcach ripplemarki interferencyjne, zaś pęgi linijne spotyka się również wewnątrz ławic piaskowcowych. Czasem wspólnie z ripplemarkami pojawiają się ślady wysychania. Te ostatnie występują albo w postaci szczelinek albo też, jeśli wysychała cienka warstewka ilu, w postaci odlewów zwiniętych jego fragmentów (kamieniołomy w Zagnańsku).

W utworach piaskowca pstrego znajdowane są nieliczne szczątki flory i fauny (tab. 3). W dolnym piaskowcu pstrym znane jest jedynie występowanie otwornicy *Haplophragmoides* sp., znalezionej w zachodniej części północnego obrzeżenia. Życie organiczne było jednak w tym czasie znacznie bardziej rozwinięte niż na to wskazują znajdowane obecnie szczątki, bowiem spotyka się tu kanaliki po robakach oraz ślady pelzania i żerowania zwierząt, których szkielety nie zachowały się do dziś. Różnorodność biohieroglifów pozwala przypuszczać, że istniało wtedy przynajmniej kilka rodzajów organizmów.

W środkowym piaskowcu pstrym, obok *Haplophragmoides* sp., są nieoznaczalne szczątki flory oraz nieliczne hieroglify pochodzenia organicznego. W wyższej części fauny jest więcej, a wśród niej *Gervilleia murchisoni* Gein. — forma morska, mająca szerokie rozprzestrzenienie na obszarze zbiornika środkowoeuropejskiego w czasie środkowego piaskowca pstrego. Częste są w środkowym piaskowcu pstrym szczątki kręgowców reprezentowane przez fragmenty szkieletów ryb, płazów i gadów.

Miąszość pstrego piaskowca w Górach Świętokrzyskich waha się od 0 do około 900 m. W zachodnim i południowym obrzeżeniu jest ona niewielka i nie przekracza zapewne 200 m, przy czym na obszarach, gdzie starszy paleozoik był wyżej wyniesiony, jest ona znacznie mniejsza. Miejscami na tym terenie piaskowca pstrego brak jest zupełnie, a na paleozoiku leżą młodsze ogniwa triasu. W obrzeżeniu północnym miąszość piaskowca pstrego jest znaczna. W części zachodniej waha się od 700 do 900 m, a w części wschodniej wynosi około 450 m.

Osady piaskowca pstrego sedymentowały na skałach paleozoicznych. Koniec permu zastał Góry Świętokrzyskie częściowo zniszczone i zniwelowane. Tworzyły one wtedy płaski półwysep o nierównej linii brzegowej, otoczony z trzech stron basenem sedymentacyjnym cechsztynu, w którym powstawały osady płytkowodne i przybrzeżne. Wykorzystując nierówności terenu zbiornik cechsztyński wkraczał wąskimi zatokami daleko w głąb lądu.

Sedymentacja piaskowca pstrego rozpoczęła się wtedy, gdy na przyległym do Gór Świętokrzyskich od wschodu rozległym lądzie, jaki tworzyła wtedy platforma wschodnioeuropejska, wzmożła się działalność rzeczna. Pociągnęło to za sobą dostarczenie na teren Gór Świętokrzyskich materiału klastycznego, obcego dla nich. Charakterystycznym jest przede wszystkim pojawienie się otoczaków kwarcu nie znanych z cechsztynu.

Tabela 3

## Zestawienie fauny i flory triasu z Gór Świętokrzyskich

Nazwa gatunku	Piaskowiec pstry			Wapień muszlowy			Kajper dolny
	dolny	środkowy	ret	dolny	środkowy	górnny	
Foraminifera							
<i>Ammodiscus cf. infimus</i> (Strickl)	+					+	+
<i>Ophalmidium</i> sp.	+						+
<i>Haplophagmoides</i> sp.	+	+	+				+
<i>Spirillina</i> sp.		+					
<i>Spirillina filiformis</i> Reuss						+	
<i>Ammobaculites</i> sp.		+					
<i>Ammobaculites cf. alascensis</i> Tappan						+	
<i>Saccamina</i> sp.		+					
<i>Dentalina cf. cassiana</i> GUMB.						+	
<i>Dentalina cf. vadaszi</i> Oberh.						+	
Ostracoda							
<i>Christellocythere alata</i> B. G.							+
<i>Christellocythere elegans</i> B. B.							+
<i>Cytherella cf. tubulifera</i> (GUMB.)						+	
<i>Laevicythere piriformis</i> B. G.							+
<i>Laevicythere vulgaris</i> B. G.							+
<i>Paracypris</i> sp.						+	
<i>Letticythere turingensis</i> B. G.							+
<i>Darwinula liassica</i> (Brodie)							+
<i>Darwinula</i> sp.		+					+
<i>Monoceratina</i> sp.						+	
Phyllopoda							
<i>Estheria albertii</i> Voltz.		+					
<i>Estheria minutula</i> Goldf.		+					
<i>Estheria cf. kubaczeki</i> Volz.				+			
Vermes							
<i>Spirorbis zimmermanni</i> Haack		+					
<i>Arenicoloides luniformis</i> Blanck		+					
<i>Rhizocorallium commune</i> Schmidt				+			
Brachiopoda							
<i>Rhynchonella decurtata</i> Picard				+			
<i>Rhynchonella mentzeli</i> Dunk.				+			
<i>Retzia trigonella</i> Schloth.				+			
<i>Coenothyris vulgaris</i> Schloth.			+	+		+	
<i>Coenothyris cycloides</i> Zenk.						+	
<i>Waldheimia angustaeformis</i> Boec.						+	
<i>Waldheimia ladina</i> Bitt.						+	
<i>Spiriferina fragilis</i> Schloth.				+			
<i>Spiriferina hirsuta</i> Schloth.				+			
<i>Discinia discoides</i> Schloth.				+			
<i>Lingula tenuissima</i> Bronn.			+	+			+
Lamellibranchiata							
<i>Gervilleia costata</i> Schloth.				+			
<i>Gervilleia mytiloides</i> Schloth.				+			
<i>Gervilleia purchisoni</i> Gein.		+					
<i>Hoernesia socialis</i> Schloth.			+	+		+	
<i>Modiola triquetra</i> Seeb.			+	+			

Tabela 3 (c. d.)

Nazwa gatunku	Piaskowiec pstry			Wapień muszlowy			Kajper dolny
	dolny	środkowy	ret	dolny	środkowy	górnny	
<i>Nucula elliptica</i> Goldf.				+		+	
<i>Nucula goldfussi</i> Alb.				+		+	
<i>Anoplophora lettica</i> Quenst.				+			
<i>Anoplophora münsteri</i> Wissm.				+			
<i>Anoplophora cf. albertii</i> Goldf.				+			
<i>Pecten discites</i> Schloth.			+	+		+	
<i>Pecten discites mictoris</i> Bitt.			+	+			
<i>Pecten reticulatus</i> Schloth.				+		+	
<i>Pecten laevigatus</i> Schloth.				+		+	
<i>Pecten liescaviensis</i> Gieb.				+			
<i>Pecten michaeli</i> Assm.				+		+	
<i>Pecten cf. seebachi</i> Salom.				+			
<i>Placunopsis tenuistriata</i> Assm.				+			
<i>Placunopsis ostracina</i> Schloth.				+		+	
<i>Enantiostrongylus difforme</i> Schloth.				+		+	
<i>Enantiostrongylus spondyloides</i> Schloth.						+	
<i>Phillippiella noetlingi</i> Frech				+			
<i>Lima striata</i> Schloth.			+	+		+	
<i>Lima striata</i> var. <i>lineata</i> Goldf.				+			
<i>Lima radiata</i> Goldf.				+		+	
<i>Lima regularis</i> Alb.				+			
<i>Lima angustaeistriata</i> Assm.						+	
<i>Myophoria vulgaris</i> Schloth.				+		+	
<i>Myophoria laevigata</i> Alb.				+		+	
<i>Myophoria goldfussi</i> Alb.				+			+
<i>Myophoria cardissoides</i> Alb.				+			
<i>Myophoria costata</i> Zenk.			+				
<i>Myophoria elegans</i> Dunk.				+		+	
<i>Myophoria intermedia</i> Schaur.						+	
<i>Myophoria ovata</i> Goldf.				+			
<i>Myophoria ovata elongata</i> Gieb.						+	
<i>Myophoria pes anseris</i> Schloth.						+	
<i>Myophoria transversa</i> Born.							+
<i>Myophoria transversa</i> var. <i>dolomitica</i> Zell.							+
<i>Myophoriopsis incrassata</i> Münst.				+		+	
<i>Myophoriopsis perlonga</i> Grupe				+			
<i>Myophoriopsis nuculaeformis</i> Zenk.				+			+
<i>Myophoriopsis gregaria</i> Münst.				+		+	
<i>Schafhäutlia rugosa</i> Assm.				+			
<i>Schafhäutlia liescaviensis</i> Assm.				+			
<i>Schafhäutlia astartiformis</i> Münst.				+			
<i>Tellina edentula</i> Gieb.				+			
<i>Pleuromya elongata</i> Schloth.			+	+			+
<i>Pleuromya elegans</i> Assm.				+			
<i>Pleuromya musculoides</i> Schloth.							+
<i>Pleuromya sensimstriata</i> Assm.				+			
<i>Pleuromya pulchra</i> Assm.				+			
<i>Pleuromya ecki</i> Phil.				+			
<i>Homomya fassaënsis</i> (Wissm.)			+	+		+	
<i>Homomya althausi</i> Alb.				+			
<i>Homomya impressa</i> Alb.			+	+			
Gastropoda							
<i>Neritaria comensis subincisa</i> Kittl			+				
<i>Neritaria oolithica</i> Gein.				+			
<i>Criptonerita conoidea</i> Böhm			+				

Tabela 3 (c. d.)

Nazwa gatunku	Piaskowiec pstry			Wapień muszlowy			Kajper dolny
	dolny	środkowy	ret	dolny	środkowy	górnny	
<i>Criptonerita elliptica</i> Kittl				+			
<i>Protonerita spirata</i> Schloth.			+	+			
<i>Natica oppeli</i> Moore			+				
<i>Natica gaillardoti</i> Lefr.			+	+			
<i>Amauropsis silesiaca</i> Ahlb.			+				
<i>Loxonema granulolum</i> Assm.				+			
<i>Loxonema obsoletum</i> Zietl				+			
<i>Loxonema schlotheimi</i> Quenst.				+			
<i>Chemnitzia hehli</i> Zieten						+	
<i>Undularia</i> cf. <i>tenuicarinata</i> Picard				+			
<i>Omphaloptycha kneri</i> Gieb.				+			
<i>Omphaloptycha kittli</i> Assm.				+			
<i>Omphaloptycha schüttereri</i> Gieb.				+			
<i>Omphaloptycha acuminata</i> Assm.				+			
<i>Omphaloptycha assmanni</i> Schmidt				+			
<i>Omphaloptycha inconstans</i> Kittl				+			
<i>Omphaloptycha conica</i> Münst.				+			
<i>Omphaloptycha gracillima</i> Koken				+			
<i>Omphaloptycha gregaria</i> Schloth.			+				
<i>Trypanostylus erectus</i> Assm.				+			
<i>Trypanostylus ascendens</i> Böhm				+			
<i>Trypanostylus pseudoscalatus</i> Assm.				+			
<i>Ampullina pullata alsatica</i> Koken				+			
<i>Coeleostylina gregaria</i> Schloth.			+	+			
<i>Coelochrisalis pyramidata</i> Lefr.				+			
Cephalopoda							
<i>Pleuromutilus mosis</i> Mojs.				+			
<i>Beneckeia tenuis</i> Seeb.			+				
<i>Beneckeia buchi</i> Alb.				+			
<i>Ceratites robustus</i> Ried.						+	
<i>Ceratites compressus</i> Phil.						+	
<i>Ceratites</i> cf. <i>evolutus</i> Ried.						+	
<i>Ceratites praecursor</i> Ried.						+	
<i>Ceratites münsteri</i> Ried.						+	
<i>Ceratites</i> cf. <i>riedeli</i> Holley						+	
<i>Ceratites</i> cf. <i>humilis</i> Phil.						+	
<i>Ceratites praespinosus</i> Ried.						+	
<i>Ceratites spinosus</i> Phil.						+	
<i>Ceratites postspinosus</i> Ried.						+	
<i>Ceratites enodis</i> Quenst.						+	
Echinodermata							
<i>Encrinurus liliiformis</i> Schloth.			+	+		+	
<i>Pentacrinus dubius</i> Beyr.				+			
<i>Aspidura</i> sp.				+			
<i>Cidaris</i> sp.				+			
Pisces							
<i>Saurichthys tenuirostris</i> Münst.				+			
<i>Gyrolepis albertii</i> Agass.		+	+	+			+
<i>Dollopterus</i> sp.				+			
<i>Ceratodus silesiacus</i> Roem.			+				
<i>Ceratodus</i> aff. <i>serratus</i> Agass.			+				
<i>Ceratodus</i> sp.		+					
<i>Colobodus varius</i> Gieb.				+			

Tabela 3 (c. d.)

Nazwa gatunku	Piaskowiec pstry			Wapień muszlowy			Kajper dolny
	dolny	środkowy	ret	dolny	środkowy	górnny	
Amphibia							
<i>Labyrinthodontidae</i>		+					
Reptilia							
<i>Ichthiosauria</i>		+					
<i>Chirotherium</i> sp.			+				
Algae							
<i>Oogonia</i> charofitów		+					
Equisetales							
<i>Equisetales</i> sp.		+	+				+
Filicales							
<i>Glossopteridium czarnockii</i> Boch.		+					
Lycopodiales							
<i>Pleuromeia sternbergi</i> (Münst.) Corda		+					
Coniferae							
<i>Voltzia</i> sp.		+					

Piaskowiec pstry osadzał się na utworach cechsztyńskich lub na starszych od nich. Granica między nim a osadami leżącymi niżej jest wyraźna tylko wtedy gdy podłoże stanowi dewon. Natomiast gdy są to zbliżone pod względem litologicznym utwory cechsztynu lub zlepieńcowate osady o nieustalonej pozycji stratygraficznej należące do czerwonego spągowca lub cechsztynu, a stanowiące wypełnienia lejów krasowych, oddzielenie piaskowca pstrego od podłoża napotyka na trudności. Powszechnie przyjęto, że w Górach Świętokrzyskich omawianą granicę wyznacza pojawienie się otoczków kwarcu (J. Czarnocki, 1923; J. Samsonowicz, 1929), a zanik otoczków wapieni i dolomitów cechujących cechsztyln. Stopniowe zwiększenie się w osadzie ilości otoczków kwarcu, przy równoczesnym powolnym zanikaniu otoczków skał węglanowych, skłoniło H. Senkowiczową i A. Ślęczkę (1962b) do wydzielenia warstw przejściowych.

#### WSCHODNIA CZĘŚĆ PÓŁNOCNEGO OBRZEŻENIA

We wschodniej części północnego obrzeżenia, ograniczonej od zachodu elewacyjną strefą Stojaków—Wzdół, utwory pstrego piaskowca wykształcone są przede wszystkim w postaci zlepieńców i piaskowców gruboziarnistych. Dopiero w wyższej części środkowego piaskowca pstrego osady gruboklastyczne ustępują miejsca ilastym i mułowcowym.

#### Dolny piaskowiec pstry

Najniższą część dolnego piaskowca pstrego stanowią warstwy przejściowe. Są to przede wszystkim zlepieńce złożone z otoczków kwarcytów, piaskowców kwarcytowych, kwarcu oraz wapieni dewońskich i dolomitów, których ilość maleje szybko ku górze (tab. 4).

Obok zlepieńców występują piaskowce drobno- i średnioziarniste z wkładkami zlepieńców i z cienkimi przelawieniami łupków ilastych. W piaskowcach występują ślady fal, szczeliny wysychania, ślady pełzania i żerowania organizmów oraz kanaliki po robakach.

Tabela 4

Skład mineralny zlepieńców cechsztynu i dolnego piaskowca pstrego

Skład mineralny	Cechsztyln	Pstry piaskowiec			
		Warstwy przejściowe		Warstwy z Czerwonej Góry	
w %					
kwarcyty	40	72	68	84	76 do 54
wapień	48	8	12	10	— —
dolomity	8	15	10	4	— —
piaskowce	4	5	10	1	10 do 29
kwarce	—	—	—	ok. 1	14 do 17

Ponad nimi leżą zlepieńce wyróżnione jako warstwy z Czerwonej Góry. Są to wiśniowe piaskowce i piaskowce zlepieńcowate z przejściami do zlepieńców złożonych wyłącznie z otoczków kwarcytów, piaskowców i kwarcu (tab. 4). Wśród utworów zlepieńcowatych są nieregularnie rozmieszczone wkładki wiśniowych łupków ilastych i ilowców. Stosunek skał gruboziarnistych do drobnoziarnistych i pelitycznych jest różny, miejscami bowiem dominują piaskowce i ilowce lub mułowce, miejscami zaś zlepieńce. Te ostatnie w okolicach Stryczewic i Czerwonej Góry, na północny zachód od Opatowa tworzą kompleks o miąższości około 80 m. Widoczne są one w licznych, pięknych odsłonięciach w zboczach dolinek oraz w dnach potoków. Od niżej leżących również zlepieńcowatych utworów warstw przejściowych różnią się spoiwem wyłącznie ilasto-krzemionkowym i brakiem otoczków skał węglanowych.

### Środkowy piaskowiec pstry

Utwory środkowego piaskowca pstrego, reprezentują w dolnej części warstwy ze Stryczewic. Są to piaskowce jasne, białe i żółtawe z cienkimi wkładkami drobnych żwirików. Są one drobno przekątnie warstwowane i mają przelawienia wiśniowych ilów i piaskowców mułowcowych. Napotkano w nich ślady pelzania i żerowania zwierząt, szczątki flory, hieroglify prądowe, opływowe i wlezeniowe. Miąższość ich wynosi około 50 m.

Na nich spoczywają piaskowce średnio- i gruboziarniste (grubość frakcji piaskowców zmniejsza się stopniowo ku zachodowi), niekiedy margliste, przekątnie warstwowane z wkładkami wiśniowych piaskowców mułowcowych i łupków ilastych. Liczne, często duże fragmenty tych łupków spotyka się w piaskowcach. Również w piaskowcach są znajdowane szczątki płazów zaliczanych do labiryntodontów. Od ich występowania opisane osady noszą nazwę warstw labiryntodontowych.

Występowanie kości labiryntodontów w utworach piaskowca pstrego zostało stwierdzone po raz pierwszy przez J. Czarnockiego i J. Samsonowicza (1915). Następnie J. Samsonowicz (1929) wyróżnił w piaskowcu pstry, występującym we wschodniej części północnego obrzeżenia, dwa poziomy, w których zaobserwował szczególnie duże nagromadzenie kości tych zwierząt. Piaskowce z labiryntodontami, odsłaniające się w Stryczewicach i w Czerwonej Górze, uważał za należące do poziomu niższego, zaś analogiczne osady z niecki waśniowskiej zaliczał do poziomu wyższego. Obecnie przyjęto (H. Senkowiczowa, A. Ślęczka, 1962b), że utwory te należą do jednego ogniwa stratygraficznego. Szczątki płazów występujące w tych osadach nie były nigdy opracowywane paleontologicznie. Wydaje się jednak, iż niektóre z występujących tu kości nie należą do *Labyrinthodontidae*. Obecność kości kręgowców znana jest w różnych poziomach piaskowca pstrego w Górach Świętokrzyskich, nigdzie jednak nie są

one tak częste jak w warstwach labiryntodontowych we wschodniej części północnego obrzeżenia. Miąższość tych warstw wynosi około 50 m.

Warstwy labiryntodontowe kończą sedymentację zwartego kompleksu utworów zlepieńcowatych i piaszczystych. Wyżej leżą już wiśniowe ily z wkładkami ilów zielonawych z podrzędnymi jedynie wkładkami piaskowców drobno- lub gruboziarnistych. Dokładne wykształcenie litologiczne tych warstw jest mało znane ponieważ na obszarze ich występowania jest zaledwie kilka odsłonięć. Stratygraficznie odpowiadają one warstwowi hieroglifowym z zachodniej i centralnej części północnego obrzeżenia. Miąższość tej serii ilastej wynosi około 100 m.

W najwyższej części środkowego piaskowca pstrego występują ily łupkowe wiśniowe, miejscami zielonawe z wkładkami kilkunastocentymetrowymi piaskowców drobnoziarnistych przekątnie warstwowanych, wiśniowo-zielonawych. Obok nich są również cienkie wkładki wapieni oolitycznych, żółtoszarych i ceglanych złożonych z kulistych ziarn wapieni, o średnicy od 2 do 3 mm rzadko do 5 mm, wykazujących strukturę skorupowo-koncentryczną. Z rzadka trafiają się ziarna kwarcu o średnicy od 2 do 3 mm. Spoiwo jest ilasto-wapniste przerośnięte kalcjtem.

W pobliżu wsi Świślina J. Samsonowicz (1929) znalazł w piaskowcach wapnistych ułamki zwęglonych roślin i drobnych kości oraz ślady *Spirorbis zimmermanni* Haack. W Michałowie w warstewce pseudo-oolitowej odsłoniętej nad rzeką Kamienną są zwęglone szczątki flory, łuski ryb i u-kształtne kanały wydrążone zapewne przez robaki. Miąższość opisanego kompleksu, nazwanego warstwami pseudo-oolitowymi od powtarzających się wielokrotnie w profilu pionowym wkładek wapieni oolitycznych o nietypowym wykształceniu, wynosi około 100 m.

### CENTRALNA I ZACHODNIA CZĘŚĆ PÓLNOCNego OBRZEŻENIA

W centralnej i zachodniej części północnego obrzeżenia, na zachód od elewacji Strojnow—Wzdół osady pstrego piaskowca znane są z licznych odsłonięć i wierceń. Na obszarze między Radoszycami, gdzie w wierceniu poznano je stosunkowo dobrze, a rejonem Suchedniowa i Łącznej mają one, w obrębie poszczególnych serii, bardzo małe zmiany litologiczne. W stosunku do wschodniej części północnego obrzeżenia zaznacza się znacznie mniejszy udział skał zlepieńcowych, zwłaszcza brak jest grubych serii zlepieńców.

### Dolny piaskowiec pstry

Najniższa część dolnego piaskowca pstrego — warstwy przejściowe, jest na opisywanym obszarze wyraźnie dwudzielna. Dolna część o niewielkiej

miąższości jest gruboziarnista i zlepionowata zaś część górna jest drobnoziarnista i ilasta.

Część dolna — gruboziarnista wykształcona jest zmiennie. W utworze Radoszyce 3 jest to 1,5 m miąższości warstewka piaskowców średnioziarnistych z otoczkami dolomitu i z wpryskami gipsu. Dalej ku wschodowi, w rejonie Łącznej i Suchedniowa w dolnej części warstw przejściowych występują piaskowce różnoziarniste z wkładkami ilów. Zarówno w piaskowcach jak i w ilach są żwirki kwarcowe i kwarcytowe. Miąższość tych osadów waha się od 1,5 do 14 m.

Górna część warstw przejściowych w najbardziej zachodniej części północnego obrzeżenia (Radoszyce) wykształcona jest jako piaskowce szare, czasem dolomityczne oraz piaskowce wiśniowe z glaukonitem i wkładkami ilowców i mułowców oraz ze skupieniami anhydrytu. W piaskowcach znaleziono tu *Haplophragmoides* sp. Miąższość części ilastej wynosi 21 m. W kierunku wschodnim osady te przechodzą poziomo w 20 do 30 m miąższości serię piaskowców drobno- i średnioziarnistych, o spoiwie często marglistym, o barwie wiśniowej z przelawieniami również wiśniowych mułowców i ilowców z liczną miką (okolice Łącznej).

Warstwy przejściowe przechodzą ku górze w warstwy z Zagnańska wykształcone w dole jako piaskowce wiśniowe z drobnym żwirem kwarcu, z toczkami ilastymi i z liczną miką na powierzchniach warstw. Miejscami spotyka się w nich kryształy dolomitu i gipsu, zaś niektóre partie są przekątnie warstwowane. W opisywanych utworach znaleziono szczątki flory, okruchy kości oraz otwornice *Haplophragmoides* sp. Ku wschodowi w rejonie Zagnańska, Łącznej, Suchedniowa, grubość frakcji stopniowo zwiększa się, pojawiają się piaskowce gruboziarniste, wiśniowe, przekątnie warstwowane z wkładkami piaskowców drobnoziarnistych, mułowców i ilowców z liczną miką. W miarę zwiększania się grubości frakcji piaskowców zanikają skupienia gipsu i dolomitu.

Górna część warstw z Zagnańska reprezentowana jest w Radoszycach przez margle wiśniowe i piaskowce miejscami wapieniste z toczkami ilastymi i podrzędnymi wkładkami mułowców. Ku wschodowi margle ustępują na rzecz piaskowców marglistych. Miąższość warstw z Zagnańska waha się w granicach od 60 do 80 m.

### Środkowy piaskowiec pstry

Utworki środkowego piaskowca pstrego powstały na opisywanym obszarze w ciągłości sedymentacyjnej z dolnym piaskowcem pstrym. Ogólnie charakteryzuje je mniejszy udział utworów zlepionowatych, brak wkładek dolomitycznych i wtrąceń gipsu. Przeważają piaskowce drobnoziarniste i ilowce, których ilość wzrasta ku górze profilu. Szczątki organiczne są nieliczne, jednak w porównaniu z dolnym piaskowcem pstrym jest ich tu znacznie więcej.

Rozpoczynają środkowy piaskowiec pstry warstwy z Tumlina. Są to piaskowce różnoziarniste, miejscami żwirzaste z wkładkami mułowców z liczną miką. Są one przekątnie warstwowane, a długość poszczególnych lamin przekracza kilkanaście metrów. Podobnie dużej skali przekątnego warstwowania nie napotkano nigdzie więcej na terenie Gór Świętokrzyskich. Na powierzchniach ławic tych piaskowców spotkać można hieroglify prądowe, ślady falowania (oscylacyjne), ślady wysychania oraz rzadkie ślady pełzania. Niezbyt często znajduje się w nich szczątki flory i otwornice *Haplophragmoides* sp. Doskonale odsłonięcia tych warstw są w licznych kamieniołomach w okolicach Zagnańska i Tumlina. Miąższość ich wynosi w Radoszycach 400 m, a dalej ku wschodowi w okolicy Łącznej około 230 m.

Po osadzeniu się warstw z Tumlina na teren zachodniej i częściowo centralnej części północnego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich dotarła słaba ingresja morska. Powstały wtedy wiśniowe piaskowce, często wapieniste, czasem silnie mikowe, cienkoławicowe, drobnoziarniste, miejscami drobno przekątnie warstwowane. Na niektórych powierzchniach ławic są licznie nagromadzone szczątki *Gervilleia purchisoni* Gein. J. Czarnocki (1927) znalazł w nich jeszcze *Estheria minutula* Goldf. oraz łuski i kości ryb. Na powierzchniach warstw występują ślady fal i wysychania, hieroglify prądowe i otworki kanałków wydrążonych przez robaki. Cechą charakterystyczną tych warstw jest występowanie *Gervilleia purchisoni*, formy, która wprawdzie na innych obszarach zbiornika środkowoeuropejskiego występowała również w niższych poziomach piaskowca pstrego, to jednak w Górach Świętokrzyskich nie wykracza poza poziom opisany. Od niej pochodzi nazwa całego kompleksu wyżej opisanego — warstwy z *Gervilleia purchisoni*. Obecność gervillei notowana jest od Radoszyce po Michniów na południe od Skarżyska-Kamiennej, gdzie jest ostatnie ku wschodowi znane dziś stanowisko z tą fauną. Miąższość warstw gervilleiowych wynosi około 90 m.

Wraz z końcem opisywanych osadów na całym północnym obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich zapanowały ujednoczone warunki sedymentacji. Powstały wtedy na omawianym obszarze warstwy hieroglifowe. Dolna ich część znana jest tylko z otworu Radoszyce 3. Na piaskowcach zawierających *Gervilleia purchisoni* leży 9-metrowa warstwa zlepionowatych z kwarcytów, kwarcu i czerwonych wapieni. Spoiwo ich stanowi wiśniowy piaskowiec. Na pozostałym obszarze brak jest dotychczas danych o wykształceniu niższej części warstw hieroglifowych.

Wyższą część warstw hieroglifowych stanowią na całym omawianym obszarze ilowce i mułowce wiśniowe, czasem oliwkowe, lokalnie margliste z wkładkami piaskowców drobnoziarnistych, płytkowych, jasnych, żółtawobiałych lub wiśniowych, przekątnie warstwowanych. Ilość wkładek piaskowcowych maleje ku wschodowi. Cechą cha-

rakterystyczną tych warstw jest masowe występowanie na powierzchniach ławic piaskowców śladów fałowania, hieroglifów opływowych, wirowców, szczelin wysychania oraz śladów pełzania i żerowania organizmów. Masowe pojawienie się na powierzchniach ławic bio- i mechanoglifów zauważył już J. Czarnocki (1931), który wyróżnił te warstwy po raz pierwszy. W osadach warstw hieroglifowych spotyka się szczątki płazów, łuski i zęby ryb *Cyrolepis* sp., ślady robaków *Spirorbis zimmermanni* Haack i *Arenicoloides luniformis* Blanck oraz *Estheria albertii* Volz i *Esteria* cf. *minutula* Goldf. Z flory napotkano tu należącą do roślin iglastych *Voltzia* sp. oraz widłak *Pleuromeia sternbergi* (Münst.) Corda. Są tu również szczątki nieoznaczalnej flory, a badania mikropaleontologiczne odkryły obecność char, małżoraczków i otwornic *Haplophragmoides* sp. Miąższość warstw hieroglifowych wynosi około 100 m.

Najwyższą część środkowego piaskowca pstrego cechuje występowanie niżej nieznanych warstewek pseudo-oolitowych, od których pochodzi nazwa całego kompleksu — warstwy pseudo-oolitowe.

Przejsie od warstw hieroglifowych do pseudo-oolitowych znane jest jedynie z otworu Radoszyce 3. Na warstwach hieroglifowych leży tu 1-metrowa warstwa piaskowców gruboziarnistych ze żwirkiem złożonym z obtoczonych ziarn kwarcu. Ponad nimi występuje seria ilasta, znana w takim samym wykształceniu na całym omawianym obszarze. Są to ilowce i mułowce wapiaste miejscami o barwie wiśniowej lub czerwonej. Zawierają one wkładki piaskowców drobnoziarnistych, przekątnie warstwowych z rzadkimi wpryskami gipsu, zwłaszcza w części bardziej zachodniej. Wśród ilów i mułowców występują wkładki wapieni okruchowych, barwy szarożółtej i ceglano-czerwonej, nazwane pseudo-oolitami.

Szczątki organiczne, jakie napotkano w opisanych warstwach, są nieliczne. Obok kości kręgowców znaleziono jeszcze *Estheria* sp., *Spirorbis zimmermanni* Haack, *Rhizocorallium jenense* Zenk., nieoznaczalne małże, małżoraczki i otwornice: *Haplophragmoides* sp., *Ammobaculites* sp., *Saccamina* sp. oraz *Spirillina* sp. Florę reprezentują fragmenty skrzypów i paproci, a wśród nich *Glossopteridium czarnockii* Boch. oraz nieokreślone bliżej chary i megaspory.

Miąższość warstw pseudo-oolitowych w zachodniej części północnego obrzeżenia wynosi 320 m, ku wschodowi maleje i w rejonie Łącznej wynosi prawdopodobnie około 100 m.

#### POŁUDNIOWE I ZACHODNIE OBRZEŻENIE

Na południowym i zachodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich utwory piaskowca pstrego nie mają tak pełnego wykształcenia jak na północnym. Wiąże się to z tym, że w triasie opisywany obszar był w stosunku do obrzeżenia północnego silniej wyniesiony i, jak się zdaje, bardziej stabilny. Po-

wierzchnia paleozoiku była bardzo nierówna. W strefach obniżonych jeszcze w permie, pstry piaskowiec leży na cechszynie, na pozostałych obszarach zaś przekraczając w stosunku do cechszyny. Niektóre wyniesienia terenu były tak znaczne, że osady piaskowca pstrego nie zdołały ich przykryć. Należy do nich np. rejon Strawczynka, gdzie na dewonie leży miejscami ret, a czasem nawet wapień muszlowy.

Na południowym obrzeżeniu utwory pstrego piaskowca ukazują się na powierzchni jedynie wąskim pasem wzdłuż wychodni skał paleozoicznych. Dotychczasowe badania nie pozwoliły stwierdzić, czy są tu utwory całego piaskowca pstrego, czy też tylko jego wyższej części. J. Czarnocki (1927) uważa, iż dolną część piaskowca pstrego stanowią tu wiśniowe piaskowce i zlepienie oraz luźne żwirowiska złożone z otoczków kwarcytów, piaskowców kwarcytowych, kwarcu i lokalnie jaspisów. Do środkowego pstrego piaskowca zalicza J. Czarnocki jasnoróżowe piaskowce gruboławicowe oraz leżące nad nimi ily i ilolupki wiśniowe z wkładkami pstro zabarwionych piaskowców i marglistych pseudo-oolitów. W osadach tych znalazł wspomniany autor zęby *Ceratodus* sp., szczątki gadów i fragmenty nieoznaczalnych roślin.

Miąższość piaskowca pstrego na południowym obrzeżeniu nie jest znana z powodu tektonicznej redukcji tych osadów. J. Czarnocki (1927) podkreśla, iż w kierunku z zachodu ku wschodowi zlepieniecowa poziomy dolnego piaskowca pstrego stopniowo wyklinowują się. W najbardziej wschodniej części południowego obrzeżenia, w okolicach Drugni występują już tylko utwory ilaste, które osiągają grubość zaledwie 20—30 m. W najbardziej zachodniej części południowego obrzeżenia miąższość piaskowca pstrego może miejscami dochodzić do około 200 m.

W nielicznych odsłonięciach piaskowca pstrego na zachodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich widoczne są piaskowce przekątnie warstwowane i żwirzaste z przejściami do zlepienieców złożonych z otoczków kwarcytów i kwarcu. Ku górze przechodzą one w piaskowce i piaskowce mułowcowe z przewarstwieniami ilowców. Nad nimi spoczywa już ret. Miąższość utworów piaskowca pstrego wynosi tu prawdopodobnie maksymalnie około 200 m, a miejscami osadów tych brak jest zupełnie, jak np. w Strawczynku.

W okolicach Zelejowej i pod Chęcunami są w osadach dewońskich jaskinie i leje krasowe, wypełnione pstrymi ilarami z mika i z wkładkami kwarcowych żwirowisk. Utwory te zapewne należą do triasu.

Niewielkie odsłonięcia piaskowca pstrego, o bliżej nie sprecyzowanym wieku, znane były J. Czarnockiemu (1923) z Wietrzni koło Kiele i z Radlina. Piaskowiec pstry reprezentują tu wiśniowe piaskowce wypełniające szczeliny i rozmycia krasowe w powierzchni dewonu.

Porównując piaskowiec pstry południowego i zachodniego obrzeżenia ze znanym jego wykształceniem na obrzeżeniu północnym, można stwierdzić,

że jedynie warstwy pseudo-oolitowe pozwalają się wzajemnie paralelizować. Natomiast dokładna przynależność stratygraficzna piaszczysto-zlepieńcowej serii o stosunkowo niewielkiej miąższości (od 0 do 100 m) jest problemem nierozstrzygniętym.

#### PALEOGEOGRAFIA PIASKOWCA PSTREGO

W czasie sedymentacji piaskowca pstrego teren Gór Świętokrzyskich, łagodnie nachylony ku zachodowi, położony był na skraju rozległego kontynentu, jaki tworzyła platforma wschodnioeuropejska, rozciągająca się na wschód od Gór Świętokrzyskich. Wypiętrzone w czasie orogenezy hercyńskiej pasma górskie zostały częściowo zerodowane w permie i piaskowiec pstry przykrył je kompleksem osadów o zmiennej miąższości, mniej więcej po linię Opatów—Staszów. Nierównomiernie zgradowany obszar świętokrzyski, który równocześnie wykazywał większą labilność w części północnej niż południowej, stwarzał warunki dogodne do powstania różnorodnych typów osadów. Przede wszystkim powstawały tu jednak osady rzeczne (J. Samsonowicz, 1929), mniejszą rolę odgrywają utwory lagunowe. Zaliczenie niektórych osadów do jednego z dwóch wymienionych typów napotyka na trudności, gdyż rzeczne i lagunowe osady zębiają się ze sobą w mniejszym lub większym stopniu. Przewaga osadów pochodzenia lagunowego jest w zachodniej części północnego obrzeżenia. Subkontynentalny klimat, jaki panował w triasie, powodował powstawanie okresów pluwialnych, w czasie których wzmożone opady były przyczyną tworzenia się krótkotrwałych rzek o wysokiej fali powodziowej. Niosły one z odległych od Gór Świętokrzyskich obszarów nie tylko drobną zawiesinę ilastą lecz również duże otoczaki. Na peryferiach strefy szybkiej rzecznej sedymentacji, w spokojnych zbiornikach powstawały osady ilaste i mułowce. Ku zachodowi zbiorniki te przechodziły stopniowo w płytkie laguny, które zajmowały centralną część dolnotriasowego basenu sedymentacyjnego, obejmującego znaczną część Europy środkowej.

Pomiary kierunków przekątnego warstwowania w piaskowcach sugerują, że transportowany przez rzeki materiał klastyczny pochodzi głównie z terenów położonych na południowy wschód od Wisły (fig. 3). Wpływ paleozoicznego masywu górskiego, jako obszaru źródłowego, był tylko nieznaczny, bowiem uległ on erozji przed rozpoczęciem sedymentacji triasu. Świadczy o tym przede wszystkim brak w osadach piaskowca pstrego wapieni i dolomitów odgrywających ważną rolę wśród osadów paleozoicznych Gór Świętokrzyskich. Kwarecety, które ewentualnie mogłyby pochodzić z masywu świętokrzyskiego, są bardzo dobrze obtoczone, co wskazuje na ich długi transport.

Petrograficzny skład piaskowca pstrego sugeruje, że obszar źródłowy zbudowany był w głównej mierze ze skał osadowych (piaskowców i kwarec-



Fig. 3. Schematyczna mapa rozmieszczenia obszarów źródłowych dla piaskowca pstrego z obrzeżenia Gór Świętokrzyskich

1 — kierunki transportu materiału dla osadów dolnego i środkowego piaskowca pstrego, 2 — kierunki transportu materiału dla osadów retu

Sketch map of the supply area for the Buntsandstein in the margin of the Góry Świętokrzyskie

1 — directions of material transport for the Lower and Middle Buntsandstein deposits, 2 — directions of transport for the Roetian deposits

tów). Otoczaki kwarcu, które są lepiej niż inne obtoczone, przeszły albo dłuższy transport, albo też pochodzą z zniszczenia skał osadowych starszych od triasu i przeszły już więcej cykli sedymentacyjnych. Występowanie skaleni i biotytów oraz obecność fylitów w południowym obrzeżeniu i w zachodniej części obrzeżenia północnego pozwala przypuszczać, że niszczone były również jakieś skały metamorficzne.

W dolnym pstrym piaskowcu kierunki prądów są na ogół stałe, co świadczy o pewnej stabilizacji założeń morfologicznych, mających na nie wpływ. Natomiast w środkowym pstrym piaskowcu obraz się komplikuje, pojawia się bowiem, zwłaszcza w zachodniej części Gór Świętokrzyskich, duży rozrzut kierunków. Spowodowane to jest zapewne przez daleko posuniętą penepłenizację terenu oraz przez występowanie lokalnych prądów powstałych podczas krótkotrwałej transgresji morskiej w czasie powstania warstw z *Gervilleia purchisoni*.

Rozpatrując osady piaskowca pstrego w kolejności występowania poszczególnych ogniw stratygraficznych, należy podkreślić, że osady dolnego piaskowca pstrego powstały przede wszystkim w strefie wód płynących. Jedynie w zachodniej części północnego obrzeżenia są ślady sedymentacji lagunowej, wyrażone marglistością osadów, obecnością dolomitów oraz gipsów.

Początek środkowego piaskowca pstrego wiąże się z rozwojem osadów piaszczystych i zlepieńcowatych. Przeważają wśród nich sedymenty wód płynących, miejscami jednak są utwory przypominające deltowe lub wydymowe (rejon Tumlina).

Po okresie dużego rozprzestrzenienia osadów rzecznych na teren Gór Świętokrzyskich docierają wpływy odległego morza. W zachodniej części północnego obrzeżenia powstają płytkie rozlewiska i laguny, w których żyje morski małż *Gervilleia murchisoni*. Przedostał się on na teren Europy środkowej z morza północnego, z którym subkontynentalny zbiornik piaskowca pstrego miał okresowe połączenia. Na pozostałym obszarze Gór Świętokrzyskich tworzą się w strefie wód płynących osady piaszczyste. Ponieważ występują w nich szczątki labiryntodontów, o których przypuszcza się, iż żyły na obszarach bagiennych, można wnioskować, że część opisywanego obszaru stanowiły podmokłe równiny i bagna.

Pod koniec piaskowca pstrego na terenie Gór Świętokrzyskich nastąpiło stopniowo ujednoczenie typu sedymentacji. Początkowo jedynie na północnym obrzeżeniu, w płytkich, słodkowodnych rozlewiskach osadzały się w spokojnych warunkach utwory drobnoziarniste, rzadko przerywane przez dopływ grubszego materiału. Na bagnach i moczarach rozwijało się bujniejsze niż dotychczas życie organiczne. Porastała je flora, z której ustalono jedynie obecność rodzajów *Voltzia* i *Pleuromeya*, rozwijały się małżoraczki i esterie oraz robaki, znaleziono tu również otwornicę *Haplophragmoides*, ryby i wyższe kręgowce. Liczne ślady pełzań i żerowania świadczą o dość intensywnym rozwoju organizmów. Zbiorniki wodne okresowo wysychały,

bowiem na powierzchniach ławie są często szczeliny wysychania. W tym samym czasie na południowym obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich powstawały osady piaszczyste, prawdopodobnie rzeczne.

Najwyższa część środkowego piaskowca pstrego wyrażona jest jednolitymi osadami na całym obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich. Panował tu wtedy płytki zbiornik, w którym osadzały się osady ilaste z wkładkami pseudo-oolitów. W części zachodniej północnego obrzeżenia panowały warunki zbliżone do lagunowych, bowiem osady są tu impregnowane ewaporytami, podobnie jak na terenie Nizy Polskiego. Ku wschodowi brak jest w tych osadach gipsów, przy równoczesnym zachowaniu innych ich cech, z których najważniejszą jest obecność pseudo-oolitów. Wydaje się, że ku brzegom zbiornika warstewki pseudo-oolitowe ustępowały na rzecz ilów marglistych.

Pionowy rozkład skał reprezentujących pstry piaskowiec wskazuje, że aktywność obszaru źródłowego, z którego donoszony był materiał, była silna w czasie dolnego piaskowca pstrego i w dolnej części środkowego, natomiast zmniejszyła się znacznie w wyższej części środkowego piaskowca pstrego, kiedy dostarczał on jedynie materiału drobnego. Sedymentacja subkontynentalnych osadów piaskowca pstrego została przerwana przez zmianę środowiska, które z lagunowo-ładowego przeszło w morskie. W tym czasie w Górach Świętokrzyskich rozpoczęła się sedymentacja retu.

## RET

Osady retu w obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich spoczywają na utworach środkowego piaskowca pstrego. Wyjątek stanowi rejon Strawczynka, gdzie ret leży na dewonie. W stropie ret przechodzi bez przerwy w sedymentacji w wapień muszłowy. Granicę wyznacza wyginiecie przewodniej dla retu *Myophoria costata* Zenk. Profile retu znane są z licznych odsłoneń i wierceń.

Ret obrzeżenia Gór Świętokrzyskich charakteryzuje się dużymi różnicami w litologicznym wykształceniu osadów. Związane to jest z istnieniem w czasie jego sedymentacji trzech zasadniczych litofacji: piaskowcowo-ilasto-marglistej, wapienno-marglisto-siarczanowej i wapienno-marglistej (fig. 4).

Litofacja piaskowcowo-ilasto-marglista, której osady powstały na wybrzeżu morskim i w płytkiej przybrzeżnej strefie morza, reprezentowana jest w centralnej i we wschodniej części północnego obrzeżenia. Litofacja wapienno-marglisto-siarczanowa, rozwinięta w zbiorniku lagunowym i morskim, występuje w zachodniej części północnego obrzeżenia. Południowe i zachodnie obrzeżenie Gór Świętokrzyskich zajmują utwory litofacji wapienno-marglistej, powstałe w litoralnej i nerytycznej strefie morza.

Fauna w osadach retu jest stosunkowo nieliczna. Występowanie jej związane jest głównie ze skałami węglanowymi. Najczęstsze są małże i ślimaki, z ramienionogów spotyka się jedynie lingule, a ponadto esterie, małżoraczki, rzadko otwornice i kręgowce. Przewodnikami dla retu są: *Myophoria costata* Zenk., forma reprezentowana przez wielką ilość osobników występujących we wszystkich litologicznych typach osadów retu morskiego, ślimak *Amauropsis silesiaca* znany szeroko na Śląsku, w Górach Świętokrzyskich, napotkany dotychczas zaledwie w kilku stanowiskach oraz jedyny głowonóg, jaki został znaleziony w recie, *Beneckeia tenuis* Seeb.

Flora w recie świętokrzyskim jest bardzo uboga. Reprezentują ją jedynie nieliczne zwęglone szczątki oraz chary i megaspory.

Miąszość retu jest zmienna i waha się od 0, w najbardziej wschodniej części północnego obrzeżenia i lokalnie na obrzeżeniu zachodnim, do 233 m w zachodniej części północnego obrzeżenia.

Podział utworów retu przeprowadzony został na podstawie różnic litologicznych. Wyróżniono tu utwory retu dolnego i górnego. Do retu dolnego zalicza się osady powstałe w początkowym stadium transgresji morskiej, zaś do retu górnego utwory

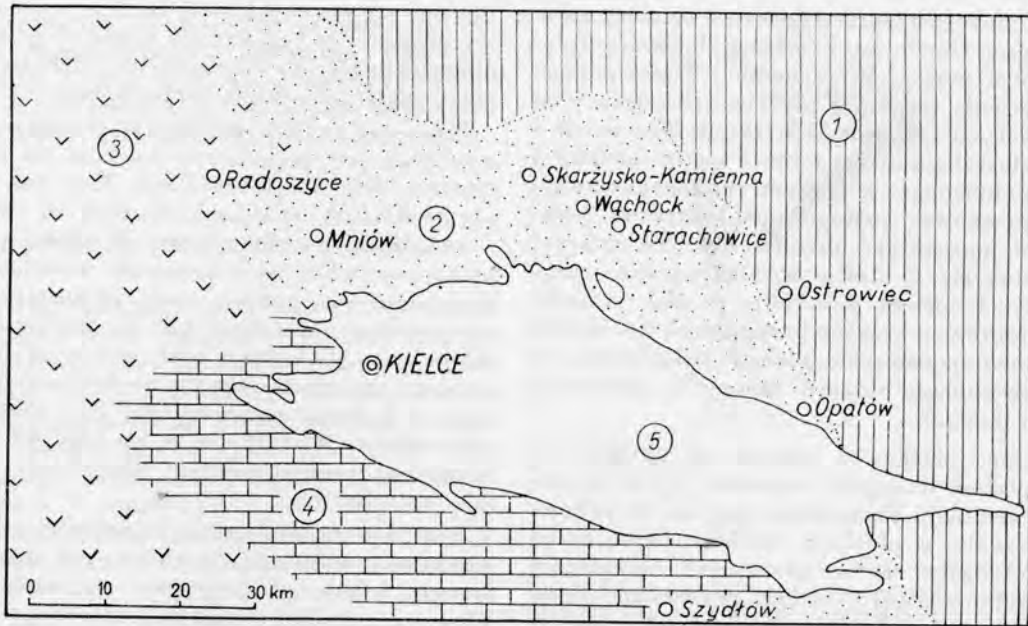


Fig. 4. Mapa rozmieszczenia facji retu w obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich

1 — przypuszczalny obszar lądowy, 2 — litofacja piaskowcowo-ilasto-marglista, 3 — litofacja wapienno-marglisto-siarczanowa, 4 — litofacja wapienno-marglista, 5 — odsłonięty obecnie trzon paleozoiczny Gór Świętokrzyskich

Map showing distribution of the Roetian facies in the margin of the Góry Świętokrzyskie

1 — assumed land area, 2 — sandstone-clayey-marly lithofacies, 3 — calcareous-marly-sulphate lithofacies, 4 — calcareous-marly lithofacies, 5 — the Palaeozoic core of the Góry Świętokrzyskie now exposed

powstałe podczas pierwszej regresji morza i ponownej transgresji, której maksymalny rozwój przypada już na wapień muszlowy.

W utworach piaskowcowo-ilasto-marglistych retu północnego obrzeżenia zaznaczają się bardzo wyraźnie dwa kompleksy margliste, które stanowią dobre poziomy przewodnie i pozwalają rozdzielić opisywane utwory na 5 warstw.

Osady retu w facji wapienno-marglisto-siarczanowej występują na zachodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich i w zachodniej części północnego obrzeżenia. Na podstawie profilu Radoszyce 3 ustalono, że seria gipsowa powtarza się dwukrotnie i jest rozdzielona osadami marglisto-wapiennymi. Obecność gipsów pozwoliła na podział oparty na tych samych podstawach, jak to uczyniono dla retu Niemiec. W obrębie utworów wapienno-marglisto-siarczanowych wydziela się 5 poziomów charakterystycznych, które można paralelizować z poziomami wydzielonymi w utworach piaskowcowo-ilasto-marglistych, na zasadzie, że spłycenia morza udokumentowane ewaporatami w centralnej części zbiornika wywoływały w strefie przybrzeżnej zjawiska sedymentacji regresywnej, wyrażonej w powstaniu zlepieńców i piaskowców.

Rozdzielenie utworów retu na obszarze południowego i częściowo zachodniego obrzeżenia, gdzie jest on wykształcony w postaci wapieni i margli, a nie zawiera żadnych poziomów przewodnich, nie zostało dotychczas przeprowadzone. Tymczasowo do

retu dolnego zalicza się utwory o zdecydowanej przewadze margli, natomiast do retu górnego utwory, w których zaznacza się ku górze stopniowy wzrost udziału wapieni.

Szczegółowy podział stratygraficzny retu Gór Świętokrzyskich przedstawiony jest na tabeli 2.

#### CENTRALNA I WSCHODNIA CZĘŚĆ PÓŁNOCNEGO OBRZEŻENIA

Na obszarze zawartym między Opatowem na wschodzie a Mniowem na zachodzie ret wykształcony jest w postaci osadów piaskowcowo-ilastych, podrzędnie marglistych. Należy w tym miejscu zaznaczyć, że od wschodu ku zachodowi wzrasta stopniowo ilość wkładek marglistych wśród ilów i piaskowców. Pełny profil retu jest na obszarze między Wąchockiem a Mniowem. Tu wyróżnia się bez trudności wszystkie jego ogniwa stratygraficzne. Na wschód od okolic Wąchocka, a więc od zachodniego skłonu elewacji Dębno — Rzepin, aż po Opatów tylko wyższa część retu jest wykształcona w sposób typowy (fig. 5). Niższą część retu stanowią pstre iły nie różniące się od niżej leżących ilów pstrego piaskowca środkowego, ale nie zawierające wkładek pseudo-oolitowych. Na podstawie analogii z najniższym poziomem retu w centralnej części północnego obrzeżenia, oraz z uwagi na brak wkładek marglistych i pseudo-oolitowych, pstre iły zaliczone zostały warunkowo do retu.



## Ret dolny

W centralnej części północnego obrzeżenia do retu dolnego należą utwory piaszczysto-ilaste o typie utworów deltowych, które ku górze przechodzą w płytkowodne margle i wapienie z wkładkami ilów.

Najniżej leżące osady retu zwane warstwami z Wąchocka wykształcone są jako piaskowce wiśniowe z wkładkami ilów, miejscami z licznymi otoczkami hematytu. Piaskowce hematytowe znane były w literaturze geologicznej już od dawna. Pierwszy zwrócił na nie uwagę J. Samsonowicz (1929), włączając je do dolnego pstrego piaskowca. Znaczenie później W. Karaszewski (1947) stwierdził, że występują one w spągu retu, nie sprecozował jednak dokładnie ich wieku. A. Kleczkowski (1953) hematytowe piaskowce z okolic Suchedniowa zaliczył do retu. Na podstawie badań stratygraficznych i sedimentologicznych H. Senkowiczowa i A. Ślącza (1962a) zaliczyli hematytowe piaskowce wraz z ilami i piaskowcami bez hematytu, które wspólnie z nimi występują, do dolnego retu.

Warstwy z Wąchocka reprezentowane są głównie przez piaskowce wiśniowe i brunatnoczerwone, przeważnie różnoziarniste, czasem żwirkowate z otoczkami hematytu. Przekładane są one piaskowcami zwykle o drobniejszym ziarnie, bez otoczek hematytowych, również o barwie wiśniowej, oraz z wiśniowymi ilami lupkowymi. Ławice piaskowców są przekątnie warstwowane, na ich dolnych powierzchniach występują ślady wleczenia, nieregularnych rozmyć i działalności organizmów. Na górnych powierzchniach ławic spotyka się ripplemarki linijne, symetryczne oraz językowate.

Piaskowce złożone są przede wszystkim z kwarcu występującego w postaci ziarn o różnym stopniu obtoczenia. Wielkość ich dochodzi w partiach zlepionych do 1 cm średnicy. Obok kwarcu występują otoczki, o średnicy od 2 do 3 cm, kwarcytów białych i żółtawych, rzadziej czerwonych, czasem z cienką powłoką polewy pustynnej. Wśród grubszej frakcji są liczne otoczki żelazika czerwonego, błyszczą żelaza i zbitego hematytu o kształtach okrągłych lub płaskich, tabliczkowatych. Substancja żelazista występuje również w spoiwie, które zwykle jest krzemionkowo-ilaste lub żelazisto-ilaste. W płytkach cienkich stwierdzono występowanie w piaskowcach warstw z Wąchocka okruchów skał kwarcowych, wybitnie drobnoziarnistych, mających charakter skał metamorficznych, kwarców żyłowych lub rogowców. Spotyka się również okruchy skał krzemionkowo-żelazistych o spoiwie ilasto-krzemionkowym, miejscami hematytowym, ze skupieniami barytu i węglanu wapnia oraz z rzadkimi blaszkami tyczeków. Rzadkie są również fragmenty skał ze śladami struktur oolitowych oraz agregaty kaolinowe, prawie zawsze poprzerastane tlenkami żelaza.

Zespół minerałów ciężkich występujących w piaskowcach warstw z Wąchocka jest ograniczony

jedynie do turmalinu, cyrkonu i rutyli, przy czym pierwszy wykazuje zdecydowaną przewagę nad pozostałymi.

Najwięcej otoczek hematytowych spotyka się w okolicach Wąchocka, ku zachodowi opisywane utwory zawierają ich znacznie mniej, natomiast wśród wiśniowych piaskowców z hematytem pojawiają się jasne, przekątnie warstwowane piaskowce, znane z odsłonięcia w Raszówce. Miąższość warstw z Wąchocka w wierceniu wykonanym w Młodzawach koło Skarżyska wynosi 70 m.

Na wschód od Starachowic na warstwach pseudooolitowych środkowego piaskowca pstrego leżą czerwone i wiśniowe ily o miąższości nieznaczonej, wynoszącej około 10 m, J. Samsonowicz (1929) zaobserwował, że na tych ilach leżą margle z rudami, zaliczone obecnie (H. Senkowiczowa, 1965) do retu górnego. Być może więc, iż w pstrej serii ilastej zawarty jest również, obok wyższych ogniw retu, odpowiednik warstw z Wąchocka.

Warstwy z Wąchocka, wykształcone analogicznie jak w rejonie Wąchocka, stwierdzono w wierceniu Studzianna koło Nowego Miasta, w odległości 70 km na północny zachód od Wąchocka, co wskazuje, że rozprzestrzenienie tych osadów było dość rozległe. W Studziannie miąższość warstw z Wąchocka (W. Karaszewski, 1962) wynosi około 80 m.

Po osadzeniu się warstw z Wąchocka na północne obrzeżenie Gór Świętokrzyskich dotarła słaba ingresja morska. Pozostawiła ona po sobie w centralnej części omawianego obrzeżenia osady ilasto-margliste i margliste, noszące nazwę warstw z Młodzaw. W okolicach Skarżyska warstwy te reprezentują szare margle z wkładkami ilów w wyższej części z przewarstwieniami piaskowców drobnoziarnistych i ciemnoszarych wapieni dolomitycznych. Miąższość osadów należących do tych warstw wynosi w wierceniu Młodzawy 13 m. Na południe od Skarżyska w Baranowie warstwy z Młodzaw wykształcone są jako ily czerwone z soczewkami i wkładkami ilów jasnych, białych i żółtawych, miejscami z domieszką piasku. Są wśród nich wkładki piaskowców brunatnowiśniowych i różowych, drobnoziarnistych. Miąższość warstw z Młodzaw wynosi w Baranowie 15 m. Na północny wschód od Skarżyska, w Skale koło Tychowa w wierceniu stwierdzono 8-metrowy kompleks odpowiadający warstwowi z Młodzaw, reprezentowany tu przez piaskowce szare, wapieniste, mułowcowe. Fauny w warstwach opisywanych nie napotkano. Duże różnice w wykształceniu litologicznym spowodowane są istnieniem w czasie osadzania się warstw z Młodzaw rozległych zbiorników, izolowanych nawet okresami od siebie. Transgresja morska dotarła tylko do niektórych z nich, pozostawiając osady margliste. W innych odbywała się sedymentacja typu jeziornego.

Na wschód od Starachowic warstwy z Młodzaw nie są wydzielane, podobnie jak i niżej leżące warstwy z Wąchocka.

## Ret górny

Utwory retu górnego na omawianym terenie powstawały początkowo w środowisku wód płynących i płytkich jezior, a następnie w płytkim morzu i na jego wybrzeżu.

Bezpośrednio na płytkomorskich i jeziornych sedymentach warstw z Młodzaw osadzone zostały utwory o znacznie grubszej frakcji, wyróżnione jako warstwy z Łyzew. W centralnej części północnego obrzeżenia są one reprezentowane przez piaskowce jasne, różowe lub plamiste, czasem wiśniowe o różnej grubości ziarna od drobnoziarnistych do zlepionych. Piaskowce są ciosowe lub cienkoławicowe, przekątnie warstwowane. Materiał detrytyczny stanowi kwarce, kwarcyty, kwarce żyłowe, nieoznaczalne bliżej skały kwarcowe, piaskowce, rogowce, okruchy skał kaolinowych, metamorficznych, kwaśnych skał wylewnych, szkliw wulkanicznych lub tufów. Z minerałów ciężkich napotkano w nich cyrkon i rutil. Spoiwo jest ilaste lub też stanowi je drobnołuseczkowaty serycyt. Na powierzchniach ławic piaskowców widoczne są ślady fal, szczeliny wysychania, kanaliki po robakach, ślady żerowania i tropy zwierząt.

Na północny wschód od Skarżyska, w „Skale” koło Tychowa opisywane utwory mają odmienne nieco wykształcenie. Stanowią je tu piaskowce mulowcowe, szare z pojedynczymi żwirkami. W piaskowcach tych napotkano otwornice *Haplophragmoides* sp. W postaci wkładek w piaskowcach występują tu wiśniowe i plamiste ily.

Na wschód od Starachowic warstwy z Łyzew nie zostały stwierdzone, aż po okolice Nietuliska mogą być one zawarte, podobnie jak i niżej leżące warstwy, w pstrych ilach z pogranicza środkowego pstręgo piaskowca i retu. Między Nietuliskiem a Opatowem, w najniższej części niewątpliwego retu występują jasne piaskowce, które ewentualnie mogą stanowić odpowiednik warstw z Łyzew.

Miąższość warstw z Łyzew waha się od kilkunastu metrów w rejonie Jarug i Nietuliska, do 30 m w rejonie Skarżyska.

Sedymentacja piaszczystych osadów, opisanych wyżej, została przerwana przez ingresję morską, w czasie której powstały warstwy z Dalejowa (fig. 6), znane na całej centralnej i wschodniej części północnego obrzeżenia. Charakteryzuje je występowanie margli i wapieni z wkładkami piaskowców oraz rud żelaza. W marglach i wapieniach występują dość często fauna morska.

Najwcześniej stwierdzono występowanie margli z rudami żelaza w okolicach Dalejowa (na zachód od Skarżyska Kamiennej), skąd opisał je J. B. Pusch (1836), zaliczając je do wapienia muszlowego. Właściwą ich pozycję stratygraficzną określił A. Michalski na podstawie znalezionej w nich *Myophoria costata*, która to forma wskazywała niewątpliwie na ich przynależność do retu. Dokładniejszego ich rozpoznania dokonał K. Bohdanowicz (1939), który stwierdził, że w obrębie wyższej części retu następuje w kierunku od wschodu ku zachodo-

wi stopniowa, ale konsekwentna zmiana facji, z którą związane jest zanikanie rud. A. Kleczkowski (1953) marglisto-piaszczyste osady z okolic Dalejowa wydzielił jako „poziom rudny” (Tpr<sub>3</sub>).

Warstwy z Dalejowa reprezentowane są przez dwa typy osadów:

1. Marglisto-dolomityczne, w których podrzędnie występują piaskowce i ily (rejon Dalejowa i Jarug),

2. Ilasto-piaskowcowe, w których margle występują podrzędnie lub też nie ma ich wcale (rejon Baranowa oraz Szkleńca i Myszki).

Osady typu pierwszego charakteryzuje naprzemianległość występowania margli, dolomitów, piaskowców i ilów. Margle są żółtoszare, przeważnie dolomityczne, czasem przechodzące w dolomity płytkowe. Spotyka się w nich szczątki fauny między innymi *Myophoria costata*. Piaskowce występujące w przewarstwieniach margli są drobnoziarniste, jasnoszare i tworzą wkładki o miąższości wahającej się od 1 mm do 1 m. Jest w nich rozsiany biały pył glinowy i są nieco dolomityczne, lokalnie występują kryształki galeny. Spoiwo piaskowców jest ilaste lub dolomityczne. Ily i łupki są często nieco margliste i zawierają cienkie przewarstwienia piaskowców z miką.

Rudy występujące w warstwach z Dalejowa są syderitem ilastym, barwy szarokremowej, czasem ciemnoszarej i wietrzeją na kolor rdzawy. Pod względem chemicznym zawierają one:

	w %
SiO <sub>2</sub>	5,67
Fe	38,35
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> , TiO <sub>2</sub> , Mn <sub>2</sub> O <sub>4</sub>	4,4
Ca	2,14
Mg	0,45
CO <sub>2</sub>	45,2
H <sub>2</sub> O i części nieorgan. pozostałość nierozp.	1,8
	6,77

Miąższość poziomu rudnego jest największa w okolicy Dalejowa i wynosi przeważnie około 40 cm, nie przekraczając w zasadzie 60 cm. Rudy retu były przedmiotem eksploatacji w końcu XIX i na początku XX wieku.

W rejonie Jarug, w warstwach z Dalejowa, nie oddzielonych tu w sposób pewny od leżących wyżej warstw z Krynek, są w marglach cienkie wkładki żelaziaka ilastego, które nigdy nie były eksploatowane.

Osady typu drugiego, różniące się od poprzednich przewagą skał ilastych i piaskowcowych, reprezentują ily pstrę, wiśniowe, żółte i szare oraz plamiste. Spotyka się w nich skupienia piryty i rozsiany pył węglowy oraz zwęglone okruchy flory. Występują w nich również pionowe kanaliki po korzeniach roślin i bliżej nieokreślone hieroglify (Myszka, Szkleńca) oraz otwornice *Haplophragmoides* sp. („Skala” pod Tychowem). Piaskowce tworzą cienkie wkładki od kilku centymetrów do 1 m miąższości. Przeważnie są one zlewne, partiami kwar-

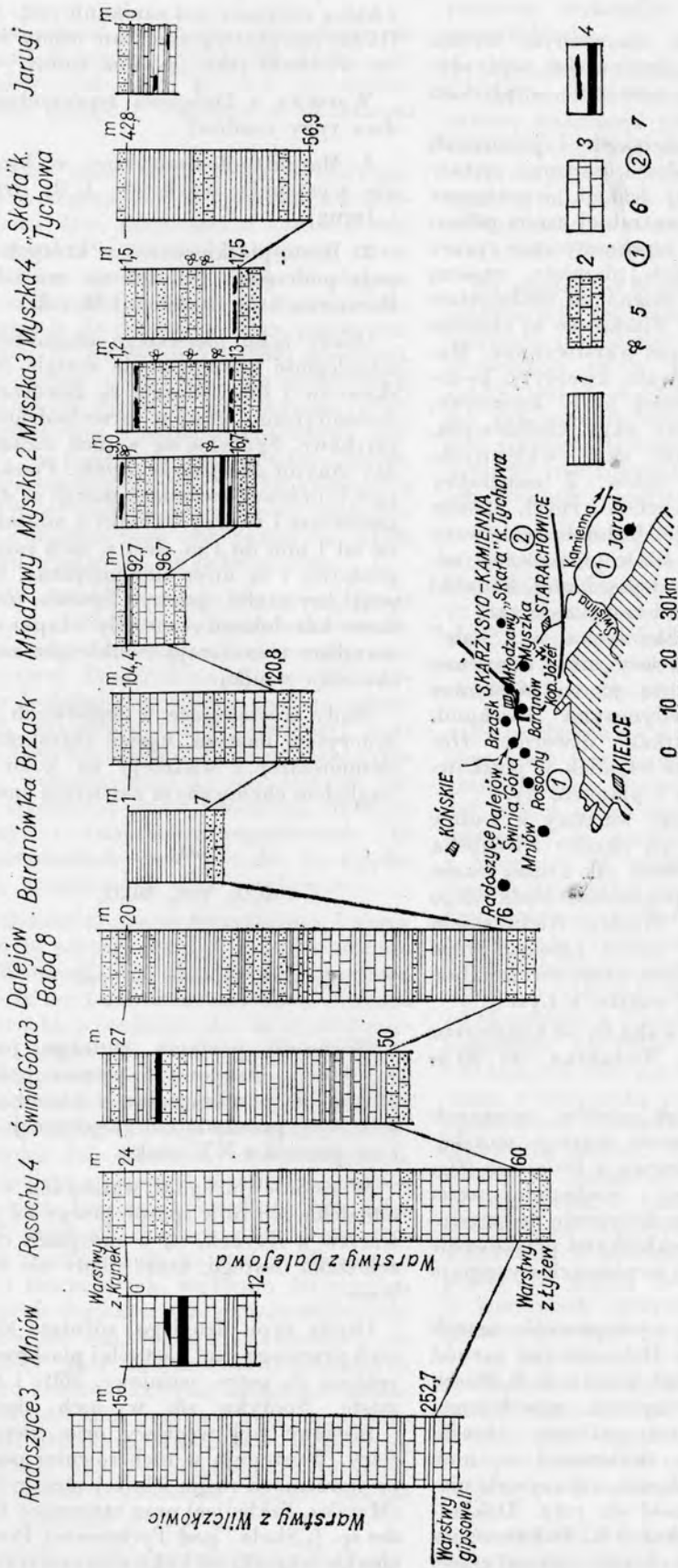


Fig. 6. Profile litologiczne warstw z Dalejowa

1 - ily, ilowce i mułowce, 2 - piaskowce, 3 - margle i wapień, 4 - rudy żelaza, 5 - flora, 6 - strefa o przewadze margli i wapieni, 7 - strefa o przewadze ilowców i piaskowców

Lithological sequences of the Dalejów beds

1 - clays, loams and siltstones, 2 - sandstones, 3 - marls and limestones, 4 - iron ore, 5 - flora, 6 - zone with a predominance of marls and limestones, 7 - zone with the predominance of loams and sandstones

cytowe, drobnoziarniste, są jednak również wkładki piaskowców z drobnym żwirkiem, miejscami limonityczne, w których występują odciski flory.

Rzadkie utwory margliste reprezentują tu margle dolomityczne i dolomity margliste o różnej zawartości piasku z okruchami flory, szczątkami fauny i z glaukonitem. Tworzą one cienkie wkładki wśród ilowców i piaskowców.

Rudy żelaza znane z opisywanego rejonu to limonity i limonity piaszczyste. Zawierają one, według danych z kopalni „Józef”, około 34 do 36% Fe (J. Samsonowicz, 1939). W minionym stuleciu były wydobywane w licznych kopalniach ciągnących się od Starachowic po Skarżysko.

Miąższość warstw z Dalejowa jest różna. Na zachód od Skarżyska waha się ona od 16 do około 50 m. Między Skarżyskiem a Starachowicami wynosi od 4 m w Młodzawach do 14 m w „Skale” pod Tychowem i około 2 m w okolicy Nietuliska i Jarug. Zgodnie jednak z ogólnymi założeniami budowy geologicznej opisywanego obszaru, miąszość warstw z Dalejowa systematycznie ulega zwiększeniu od wschodu ku zachodowi.

Po osadzeniu się warstw z Dalejowa morze ponownie wycofało się z północnego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. Tym razem jednak tylko część opisywanego obszaru znalazła się w zasięgu sedymentacji lądowej, a mianowicie teren zawarty między Wąchockiem a Krynkami. Na pozostałym obszarze na ogół następowała sedymentacja w płytkim zbiorniku morskim.

W centralnej części północnego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich, między Mniowem a Dalejowem (K. Bohdanowicz, 1939) najwyższy ret stanowią piaskowce białe i żółtawe z wkładkami ilów. Podobne osady występują w najwyższym recie w okolicach Suchedniowa (A. Kleczkowski, 1953). Piaskowce są tu jasne, drobnoziarniste, czasem z warstewkami żwiru kwarcowego, często przekątnie warstwowane. Na powierzchniach ławic występują ślady fal, zmarszczki spływowe, problematyczne kanaliki robaków i hieroglify typu „kurze stopki”. Przewarstwiają je piaskowce margliste i dolomity piaszczyste z nieoznaczalnymi szczątkami skorup, odciskami skorup *Myophoria costata* i okruchami zwęglonej flory.

We wschodniej części północnego obrzeżenia, między Wąchockiem a Krynkami najwyższy ret reprezentują piaskowce średnio- i gruboziarniste ze żwirkami kwarcu do 1 cm średnicy, z przewarstwieniami żółtawych ilów i fioletowo-wiśniowych mułowców. Tak wykształcone warstwy z Krynek występują w okolicach Starachowic, Rudy i Krynek. Piaskowce te powstały prawdopodobnie w strefie wód płynących.

W najbardziej wschodniej części północnego obrzeżenia, w okolicach Jarug, bezpośrednio pod wapieniem muszlowym leży kilkumetrowa seria ilofupków i piaskowców łupkowatych, a pod nią piaskowce ciosowe, średnioziarniste, zwięzłe, głównie żółtawe rzadziej czerwone i różowe. Piaskowce przelawicają cienkie do 30—40 cm wkładki ilów

wiśniowych i zielonawych, bezwapiennych. Na powierzchniach ławic piaskowców są ślady fal (oscylacyjne), szczeliny wysychania, kości kręgowców oraz tropy zwierząt. *Myophoria costata* występuje tu licznie.

Miąszość warstw z Krynek jest najmniejsza w okolicy Jarug, gdzie wynosi około 10 m, ku zachodowi stopniowo wzrasta do około 30—35 m.

#### ZACHODNIA CZĘŚĆ PÓLNOCNego OBRZEŻENIA

Na obszarze zawartym między Mniowem a Przedborzem ret wykształcony jest w facji wapienno-marglisto-siarczanowej. Na warstwach pseudo-oolitowych, bez widocznej przerwy w sedymentacji, leżą pstre, piaszczysto-ilaste osady bez wkładek pseudo-oolitowych, nie zawierające fauny, ale nie mające również otoczków hematytowych właściwych dla warstw z Wąchocka, które w takim samym położeniu występują w centralnej części północnego obrzeżenia.

Granica między piaskowcem pstrym a retem wyznaczona została powyżej warstewki pseudo-oolitowej, podobnie jak i na obszarach leżących bardziej na wschód. Górną granicę retu wyznacza wygięcie *Myophoria costata*.

Na opisywanym obszarze ret odsłonięty jest w okolicach Wilczkowiec. Pełne jego profile uzyskano w otworze Radoszyce 3 i w Wygwizdowie koło Przedborza.

Miąszość retu w otworze Radoszyce 3 wynosi 250 m a w Wygwizdowie 206 m.

#### Ret dolny

Do retu dolnego należą osady piaszczyste w spągu, które ku górze przechodzą w utwory marglisto-wapienne, początkowo z gipsem i anhydrytem, a następnie bez siarczanów, ale z liczną miejscami fauną. Powstały one w okresie transgresji morza, przy czym najniżej leżące utworzyły się zapewne w strefie deltowej, która w miarę postępu transgresji przeszła w laguny, a następnie na obszarze tym zapanowało płytkie morze.

Najstarszą część retu dolnego stanowią warstwy Radoszyce, które wraz z wyżej leżącymi warstwami gipsowymi I są wickowym odpowiednikiem warstw z Wąchocka z centralnej części północnego obrzeżenia. Warstwy z Radoszyce w wierceniu Radoszyce 3 reprezentowane są przez piaskowce wiśniowe, drobnoziarniste, słabo spoiście z cętkami kaolinu z wkładkami piaskowców gruboziarnistych i mułowców wiśniowych, czasem nieco piaszczystych. Piaskowce składają się z kwarcu, kryptokrystalicznych skał krzemionkowych i piaskowców kwarcytowych. Wielkość ziarn od 0,3 mm do 1,2 mm. Spoiwo stanowi kalcyt lub uwodnione tlenki żelaza, czasem krystaliczna krzemionka. Z minerałów ciężkich znalezione zostały w piaskowcach ziarna cyrkonu, turmalinu i rutylu.

W położonym w odległości 25 km na zachód od Radoszyc wierceniu Wygwizdów (fig. 7) warstwy z Radoszyc są wykształcone podobnie, z tym jednak, że niższa ich część jest wyraźnie dolomityczna, czego nie obserwowano w Radoszycach.

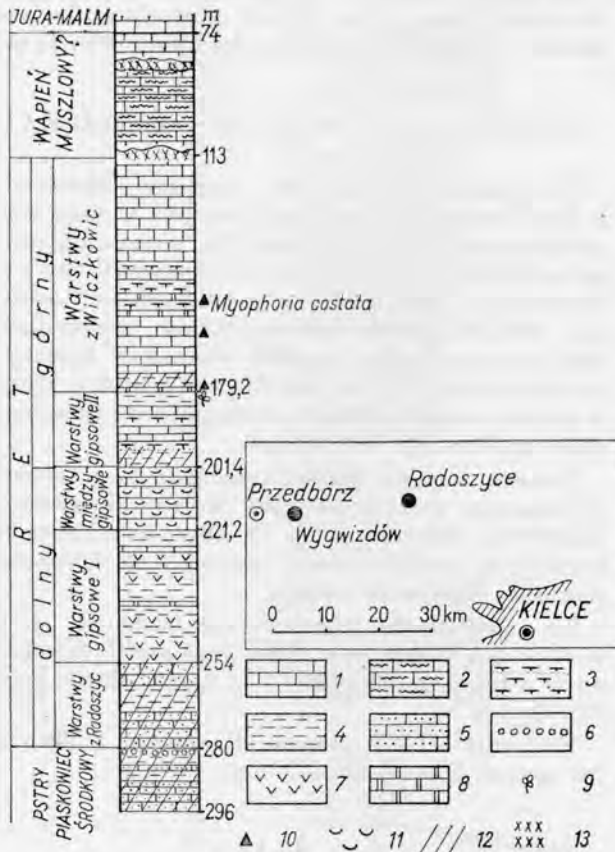


Fig. 7. Profil litologiczny retu w wierceniu Wygwizdów koło Przedborza

1 - wapień, 2 - wapień faliste, 3 - margle i margle piaszczyste, 4 - ily, ilowce i mułowce, 5 - piaskowce, 6 - pseudo-oolity, 7 - gipsy, 8 - dolomity, 9 - flora, 10 - szczątki ryb, 11 - szczątki skorup, 12 - pstry zabarwienie, 13 - brekcje

#### Lithological sequence of the Roetian in the bore-hole at Wygwizdów near Przedbórz

1 - limestones, 2 - wavy limestones, 3 - marls and sandy marls, 4 - clays, claystones and siltstones, 5 - sandstones, 6 - pseudo-oolites, 7 - gypsum, 8 - dolomites, 9 - flora, 10 - remains of fishes, 11 - remains of shells, 12 - mottled colouring, 13 - breccias

Miąższość warstw z Radoszyc wynosi w wierceniu Radoszyc około 50 m, a w wierceniu Wygwizdów 26 m.

W opisywanych otworach nie napotkano nigdzie fauny.

Sedymentacja pstrych, piaszczysto-ilastych osadów warstw z Radoszyc została przerwana w chwili gdy na omawiany obszar wkroczyło morze. W pierwszym stadium transgresji powstały tu płytkie laguny, okresowo łączące się z morzem. W czasie izolacji od wpływów morskich powstawały w nich marglisto-ilaste utwory z przewarstwieniami i przerostami gipsów oraz cienkie wkładki piaskowców.

W okresach gdy istniały połączenia z morzem tworzyły się wapień często z glaukonitem ze szczątkami fauny między innymi *Lingula tenuissima* Bronn., *Myophoria costata*, okrucami kości, zębami ryb, małżoraczkami i otwornicami *Haplophragmoides* sp., *Glomospira* sp., *Saccamina* sp. Wśród wapieni są wkładki margli i dolomitów, przeważnie cienkie od 20 do 40 cm miąższości. Opisane osady zostały nazwane (H. Senkowiczowa, 1965) warstwami gipsowymi I. Miąższość ich wynosi około 40 m.

Górna część retu dolnego nosi nazwę wa stw międzygipsowych. Utwory te powstały w czasie gdy morze ustaliło się na omawianym obszarze na dłuższy okres. Są to wapień margliste, szare z żyłkami kalejtu z warstewkami zlepieńców śródformacyjnych. Są w nich wkładki margli szarych oraz ilowców i mułowców, co wskazuje, że zbiornik morski nie był na tym obszarze zbyt głęboki. Fauna jest tu częsta, przede wszystkim są to małże, z których oznaczono *Myophoria costata* i *Enantiostron* sp. oraz ślimaki, luski i zęby ryb, otwornice.

Stratygraficznie warstwy międzygipsowe, powstałe w czasie maksymalnego w recie dolnym poszerzenia zbiornika sedymentacji morskiej, odpowiadają warstwom z Młodzaw z centralnej części północnego obrzeżenia.

Miąższość warstw międzygipsowych wynosi w Radoszycach 27 m, a w Wygwizdowie 20 m.

#### Ret górny

Na początku retu górnego na terenie zachodniej części północnego obrzeżenia nastąpiło spłylenie zbiornika, wywołane słabą regresją morza. Spowodowało ono powstanie osadów marglistych z wkładkami gipsów. Ponowna transgresja dała w najwyższej części retu osady wapienne, które bez zaznaczenia zmian w litologii przechodzą w wapień muszlowy.

Dolna część retu górnego, zwana warstwami gipsowymi II, znana jest tylko z wierceń w Radoszycach i Wygwizdowie. W obu tych wierceniach opisywane warstwy mają odmienne wykształcenie. W Radoszycach jest to 27-metrowa seria wapieni marglistych, jasno- i ciemnoszarych, przekładanych marglami dolomitycznymi i cienkimi wkładkami piaskowców marglistych. Gips i anhydryt występują tu w postaci cienkich wkładek i nieregularnych przerostów. W Wygwizdowie warstwy gipsowe II mają 22 m miąższości. Reprezentują je margle szare, dolomityczne i dolomity beżowe z rzadką fauną oraz ilowce z miką, esteriami i zwęgloną florą. W najniższej części mają one barwę zielono-wisniową i zawierają cienkie wkładki piaskowców z pirytem, w których napotkano *Myophoria costata*. Gipsów ani anhydrytów w tym wierceniu nie stwierdzono. Typ osadów jednak wskazuje, że ten obszar znalazł się również w zasięgu płytkiego zbiornika sedymentacyjnego.

Warstwy gipsowe II odpowiadają piaszczystem utworom warstw z Łyżew z centralnej części północnego obrzeżenia.

Ret górny kończą warstwy z Wilczkowic reprezentowane głównie przez wapienie, w których podrzędnie występują wkładki margli oraz mułowców i ilowców. W Radoszycach w wykształceniu litologicznym tych warstw zaznacza się wyraźna trójdzielność. Dolną ich część charakteryzuje występowanie czerwonych ilowców i wapieni o podobnym zabarwieniu. Wyżej leżą wapienie szare, zbite miejscami przekryształizowane, nieco bitumiczne z fauną małżów, w najwyższej części warstw z Wilczkowic ponownie pojawiają się wkładki wiśniowych mułowców.

W wierceniach Wygwizdów jedynie w dolnej części są wkładki pstrych ilowców, wyżej występują wapienie szare, krystaliczne przedzielone 15-metrową serią jasnych margli i dolomitów.

Mięszkość warstw z Wilczkowic w wierceniach Radoszyc wynosi 88 m, a w Wygwizdowie jest większa niż 60 m. Dokładniej wartości podać nie można, gdyż w najwyższej części retu są dwa uskoki zaznaczone obecnością brekacji tektonicznej.

Stratygraficznie warstwy z Wilczkowic odpowiadają warstwom z Dalejowa i warstwom z Krynek z północnego obrzeżenia.

#### POŁUDNIOWE I ZACHODNIE OBRZEŻENIE

Na południowym i zachodnim obrzeżeniu ret wykształcony jest w facji wapienno-marglistej. Mała zmienność litologiczna w profilu pionowym spowodowała, że dotychczas rozdzielono ret jedynie na dolny i górny (H. Senkowiczowa, 1965).

#### Ret dolny

Do retu dolnego zaliczono utwory margliste z cienkimi i rzadkimi wkładkami wapieni. Ku górze ilość tych wkładek stopniowo się zwiększa, wskazując na postępującą transgresję morza.

Pełny profil retu dolnego stwierdzono w otworze Grabowiec w południowo-wschodniej części antykliny zbrzańskiej (fig. 5) na południowym obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich. Są to przede wszystkim margle szare, krucho z druzami kalcytu. Spotyka się w nich esterie, zęby i łuski ryb oraz ślady pływania organizmów. W marglach są wkładki wapieni o miąższości wahającej się od kilkunastu centymetrów do 1 m. W najwyższej części retu dolnego w wapieniach są liczne szczątki małżów. W wierceniach Grabowiec pod 45-metrową serią opisanych osadów napotkano piaszkowce białe i różowe z wkładkami wiśniowych ilów. Zarówno piaszkowce jak i ily są margliste. Utwory te nie zostały przewiercone i dlatego nie wiadomo, czy jest to najwyższa część środkowego pstręgo piaskow-

ca, czy też piaszczyste utwory retu dolnego odpowiadające warstwom z Radoszyc.

Na powierzchni utwory retu dolnego odsłaniają się jedynie w kilku miejscach na zachodnim obrzeżeniu. Na północ od Miedzianki, w bezpośrednim sąsiedztwie wiśniowych ilów środkowego pstręgo piaszkowca, występują cienkopłytkowe margle z wkładkami jasnych piaszkowców, podobne margle widoczne są również w okolicach Piekoszowa i Rykoszyna. Na południowym obrzeżeniu brak jest odsłoneń tej części retu.

Mięszkość retu dolnego nie jest znana. Jeśli odwiercony w Grabowcu kompleks marglisty odpowiada całemu retowi to wynosi ona około 45 m, jeśli natomiast do retu należą jeszcze niżej leżące piaszkowce, to jest ona większa od 75 m. Podobnie kształtuje się zapewne miąższość retu dolnego na zachodnim obrzeżeniu, z tym iż miejscami (np. w Strawczynku) retu dolnego nie ma w ogóle.

#### Ret górny

Osady retu górnego w najniższej części reprezentowane przez margle i margle piaszczyste z podrzędnymi wkładkami wapieni, ku górze osady te przechodzą w wapienie z fauną przekładane marglami.

W wierceniach Grabowiec, które dostarczyło pełnego profilu tej serii, ret górny zaczyna się marglami z wkładkami margli piaszczystych z miką. Miejscami są bardzo cienkie wtrącenia piaszkowców oraz kilku centymetrowe wkładki wapieni i ilów łupkowych, bezwapniowych, sporadycznie występują również wkładki jasnego dolomitu. W opisanych utworach występują szczątki fauny, z których oznaczono *Myophoria costata* oraz *Lingula* sp., łuski i zęby ryb. Napotkano tu również ślady pelkań. J. Czarnocki (1932) obserwował w osadach retu południowego obrzeżenia serię jasnych margli przelawianych żółtymi piaszkowcami, prawdopodobnie należą one do opisanych wyżej osadów. Miąższość kompleksu marglisto-piaszczystego wynosi w Grabowcu 10 m. Stratygraficznie odpowiadają one zapewne warstwom gipsowym II.

Górną część retu górnego stanowią margle jasne, czasem z miką i wapienie, w których jest liczna fauna. We wkładce mułowców piaszczystych jest również zwęglona flora. W licznych odsłonięciach retu na południowym obrzeżeniu widoczne są przede wszystkim te osady. Miąższość kompleksu marglisto-wapiennego wynosi 50 m.

Wykształcenie litologiczne retu górnego na zachodnim obrzeżeniu nie jest dokładnie znane. Z licznych istniejących tu odsłoneń można wnioskować, że na ogół nie odbiega ono od opisanego wyżej z południowego obrzeżenia. Jedynie w Strawczynku, na dewonie leżą jasne dolomity z *Myophoria costata* i z okruchami kości kręgowców. W dolomitach tych występuje baryt i galena. U podstawy retu jest tu brekcja złożona z okruchów wapieni dewońskich spojonych albo dolomitami albo też barytem.

Mięszość retu górnego wynosi około 60 m. W rejonie Strawczynka, gdzie miejscami występuje jedynie najwyższa część retu górnego, mięszość jest zmienna i waha się od kilkunastu metrów do zera.

#### PALEOGEOGRAFIA RETU

Na pograniczu środkowego piaskowca pstręgo i retu nastąpiło wyniesienie południowo-zachodniej części platformy wschodnioeuropejskiej a obniżenie terenów położonych na południe od Gór Świętokrzyskich. Spowodowało to wkroczenie morza alpejskiego na teren Europy środkowej, które transgredowało przez „bramę morawską” i przez obniżenia powstałe w południowo-wschodnim obrzeżeniu obecnego zapadliska przedkarpackiego.

Na terenie Gór Świętokrzyskich ogólne zmiany w założeniach paleogeograficznych spowodowały wydzwignięcie ich części północno-wschodniej a obniżenie obszarów pozostałych. Wkraczające od południa morze zajęło całą południową i zachodnią część Gór Świętokrzyskich i na tym obszarze trwało ono niezmiennie przez cały ret. W czasie okresowych ingresji morze wkraczało również i na pozostałe obszary, które obecnie stanowią północne obrzeżenie.

Na północnym obrzeżeniu na początku retu istniał płaski, nachylony ku zachodowi ląd. W jego najbardziej zachodniej części powstawały osady przybrzeżne, piaszczyste (Radoszyce), ku wschodowi przechodziły one w powstałe w strefie wód płynących osady warstw z Wąchocka. Od Starachowic aż po Opatów rozciągały się płytkie bagna lub jeziora, w których powolna sedymentacja odbywała się w niezmiennych warunkach przez cały ret dolny i część środkowego.

Pierwsza transgresja morza dotarła na północne obrzeżenie Gór Świętokrzyskich w końcu retu dolnego. Morze wkraczało tu stopniowo i powoli. W zachodniej części obrzeżenia powstały początkowo laguny, w których strącały się siarczany (warstwy gipsowe I), a w miarę postępu transgresji przeszły one w płytki zbiornik morski. Wtedy to również aż do okolic Starachowic tworzyły się marglisto-ilaste osady warstw z Młodzaw. Z końcem retu dolnego morze wycofało się z północnego obrzeżenia, ale nie całkowicie, bowiem w zachodniej jego części pozostały laguny będące w częstych kontaktach z morzem. Strącały się z nich niewielkie ilości gipsu (warstwy gipsowe II). W centralnej części północnego obrzeżenia, skąd morze wycofało się, powstały na płaskim lądzie wydmy i rozwinęła się sedymentacja w strefie wód płynących (warstwy z Łyzew). Wschodnia część północnego obrzeżenia była w dalszym ciągu podmokłym lądem, pokrytym płytkimi jeziorami.

Druga transgresja morza na teren północnego obrzeżenia miała miejsce w czasie warstw z Dalejowa. Objęła ona prawie całe północne obrzeżenie, na którym powstał płytki zbiornik morski. W brzeżnych strefach tego zbiornika tworzyły się złoża

syderytu ilastego. Wpływy morskie nie dotarły jedynie do obszaru położonego między Starachowicami a Skarżyskiem. Istniały tu płytkie rozlewiska porośnięte roślinnością, której szczątki spotyka się często w osadach. Powstawały w nich osady piaszczyste i ilaste (glinki ogniotrwałe z okolic Parszowa) oraz złoża żelaziaka ilastego. W zachodniej części północnego obrzeżenia odbywała się wtedy sedymentacja morska, która trwała nieprzerwanie aż do wapienia muszlowego.

W najwyższej części retu górnego na centralnym obszarze północnego obrzeżenia nastąpiło raz jeszcze spłylenie zbiornika. Powstały wtedy warstwy z Krynek, będące wynikiem częściowo sedymentacji rzecznej, częściowo zaś płytkowodnej, morskiej. Niektóre partie piaskowców z Krynek mogły również stanowić wydmy nadbrzeżne.

Piaskowce występujące w reecie północnego obrzeżenia są przeważnie warstwowane przekątnie. Pomiarów kierunków przekątnego warstwowania wykazały, że materiał do ich sedymentacji przeniesiony został z północnego wschodu (fig. 3). Wydaje się, że głównym źródłem tego materiału były skały eokambryjskie i kambryjskie zachodniej Białorusi (H. Senkiewiczowa, A. Ślącza, 1962).

Pod koniec retu nastąpiła silna ingresja morza, która spowodowała, że wapienno-margliste i ilaste oraz piaszczyste osady retu ustąpiły miejsca szeroko rozprzestrzenionym, morskim osadom wapiennym, należącym już jednak do wapienia muszlowego.

#### WAPIEŃ MUSZLOWY

Wapień muszlowy występujący na obszarze świętokrzyskim spoczywa na osadach retu. Tylko we wschodniej części północnego obrzeżenia leży on bezpośrednio na pstrym piaskowcu środkowym, a w Strawczynku na dewonie. Reprezentują go przede wszystkim wapień i margle, a następnie dolomity i ilowce, piaskowce pojawiają się jedynie sporadycznie (fig. 8). Fauna jest w osadach wapienia muszlowego dość liczna. Spotyka się w niej prawie wszystkie formy znane z retu oraz szereg nowych, pojawiających się dopiero w wapieniu muszlowym. Wśród tych ostatnich jest wiele form alpejskich. Najbardziej sprzyjające dla rozwoju fauny warunki panowały w dolnym i w górnym wapieniu muszlowym, w środkowym natomiast fauna występuje jedynie sporadycznie. W osadach wapienia muszlowego najwięcej jest małżów, mniej ślimaków, a ramienionogi i głowonogi występują jedynie w określonych poziomach i nie są bardzo liczne. Z innych organizmów spotykanych w wapieniu muszlowym wymienić należy jeszcze szkarłupnie. Z tych, liliowce tworzyły zapewne rozległe podwodne zarośla, ich złożyła bowiem występują masowo w dolnym zwłaszcza wapieniu muszlowym, węzowidła i jeżowce są bardzo rzadkie. Kręgowce znane są z całego wapienia muszlowego, przede wszystkim reprezentują je ryby, dość często jednak spotyka się szczątki płazów lub gadów.

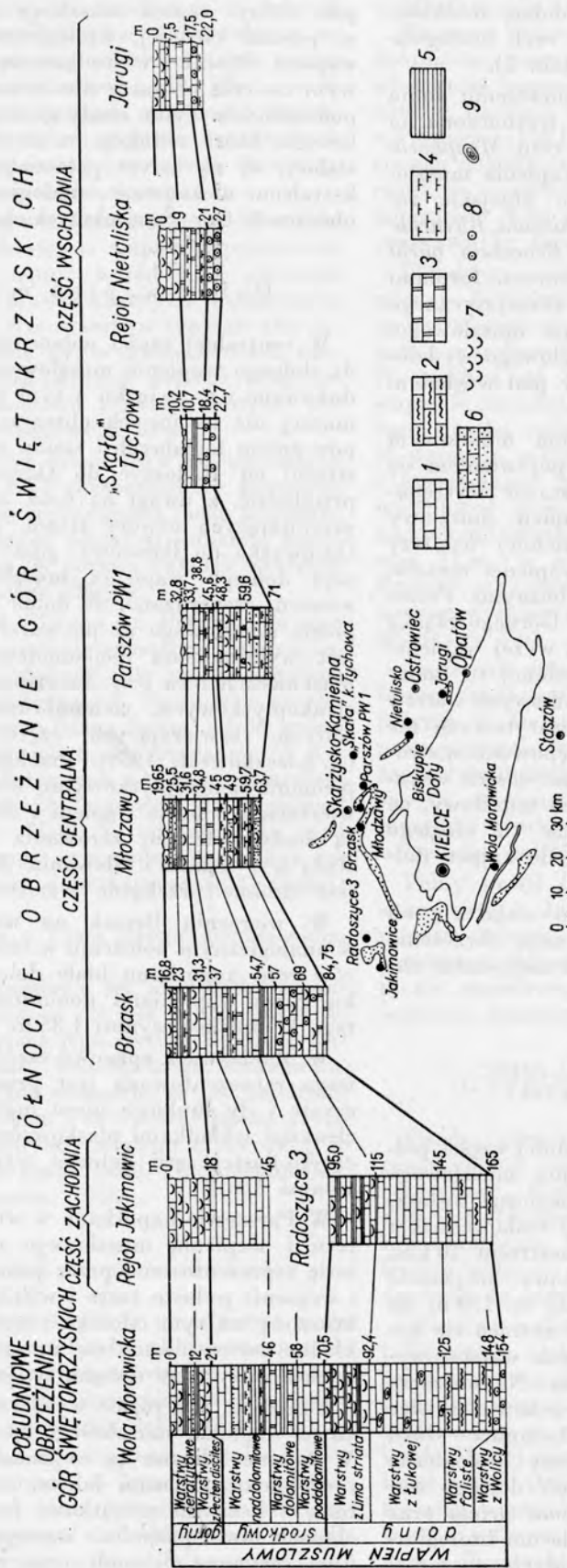


Fig. 8. Litologiczne wykształcenie wapienia muszlowego w Górach Świętokrzyskich

1 — wapień, 2 — wapień faliste, 3 — dolomity i dolomity margliste, 4 — margle, 5 — il, ilowce i mułowce, 6 — piaskowce, 7 — szczytki fauny, 8 — lilowce, 9 — krzemienie

Lithological development of the Muschelkalk in the Góry Świętokrzyskie

1 — limestones, 2 — wavy limestones, 3 — dolomites and marly dolomites, 4 — marls, 5 — clays, claystones and siltstones, 6 — sandstones, 7 — remains of fauna, 8 — crinoids, 9 — flints

Wapień muszlowy w Górach Świętokrzyskich podzielony został na trzy piętra: dolne, środkowe i górne wyróżnione na podstawie cech litologicznych i zespołów faunistycznych (tab. 2).

Na południowym i zachodnim obrzeżeniu dolna granica wapienia muszlowego jest wyznaczona na podstawie zaniku przewodniej dla retu *Myophoria costata*. W górnej części dolnego wapienia muszlowego pojawiają się bardzo liczne alpejskie ramienionogi (*Spiriferina fragilis*, *S. hirsuta*, *Rhynchonella decurtata*) oraz głowonogi (*Beneckeia buchi* i *Pleuromutilus mosis*), wraz z innymi formami wchodzi one w skład zespołu charakterystycznego dla górnej części dolnego wapienia muszlowego. W osadach dolnego wapienia muszlowego wydziela się cztery zespoły warstw, różne pod względem litologicznym.

Granica z środkowym wapieniem muszlowym związana jest z zanikiem fauny i pojawieniem się osadów dolomitowych. Na podstawie występowania dolomitów, środkowy wapień muszlowy Gór Świętokrzyskich został podzielony na trzy części. W dolnej części górnego wapienia muszlowego pojawiają się wapienie z licznymi *Pecten discites*, analogicznie jak w rejonie Górnego Śląska i na zapadlisku przedkarpackim, a wyżej wapienie z ceratytami. Na podstawie znalezionej tu fauny stwierdzono obecność dolnych i środkowych warstw ceratytowych. Górnych warstw ceratytowych nie stwierdzono faunistycznie, ale występowanie w stropie tych osadów formy *Myophoria pes anseris* wskazuje, że jest tu obecny cały wapień muszlowy, co potwierdza również fakt istnienia tu ciągłego przejścia od wapienia muszlowego do kajpru dolnego.

Mięszość wapienia muszlowego waha się od 20 m we wschodniej części północnego obrzeżenia do około 150 m w południowym i zachodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich.

#### CENTRALNA I WSCHODNIA CZĘŚĆ PÓLNOCNego OBRZEŻENIA

Na obszarze centralnej i wschodniej części północnego obrzeżenia osady wapienia muszlowego cechuje zmienne wykształcenie litologiczne, zwłaszcza osadów dolnego jego ogniwa i stała redukcja mięszości ku wschodowi. Na przestrzeni 70 km, które dzielą Radoszyce od Opatowa, mięszość wapienia muszlowego zmniejsza się ze 150 m do 20 m. Wraz z redukcją mięszości ztraca się kolejno indywidualność poszczególnych warstw wydzielonych w wapieniu muszlowym. Na obszarze między Bliżynem a okolicami Starachowic, a więc od zachodniego skłonu elewacji Radomice—Gózd po elewację Dębno—Rzepin, zmiany litologiczne objęły przede wszystkim dolną część dolnego wapienia muszlowego. Warstwy z *Lima striata* oraz wyżej leżące osady mają wykształcenie litologiczne zbliżone do znanego z pozostałych obszarów Gór Świętokrzyskich. Na wschód od Starachowic,

czyli od zachodniego skłonu elewacji Dębno—Rzepin, dolny wapień muszlowy wykształcony jest w postaci cienkiej, litologicznie jednolitej serii wapieni. Również w środkowym wapieniu muszlowym na tym obszarze nie można wydzielić ogniw podrzędnych. Tylko osady górnego wapienia muszlowego, które redukują mięszości dotknęła najslabiej, są na całym północnym obrzeżeniu wykształcone niezmiennie, analogicznie jak na innych obszarach Gór Świętokrzyskich.

#### Dolny wapień muszlowy

W centralnej części północnego obrzeżenia osady dolnego wapienia muszlowego są znacznie zredukowane i w związku z tym wykształcone nieco inaczej niż na innych obszarach. Kolejnych etapów zmian facyjnych i zmian mięszości na przestrzeni od Radoszyc do Odrowążka nie można prześledzić, z uwagi na brak odsłoneń i wierzeń przebijających utwory triasu. Na przestrzeni od Odrowążka do Parszowa, gdzie jest szereg odsłoneń dolnego wapienia muszlowego oraz kilka wierzeń, stwierdzono, że dolna część dolnego wapienia muszlowego aż po warstwy z *Lima striata* jest wykształcona niejednolicie. W Bliżynie na piaskowcach retu leży 3-metrowa seria dolomitów cienkopłytkowych, ciemnobrunatnych i brudno-żółtych, zawierających często ziarna kwarcu (A. Kleczkowski, 1959). Przekładane są one wapieniami ciemnopłytkowymi, marglistymi. Na powierzchniach ławic wapieni i dolomitów widoczne są ślady pelzania, żerowania organizmów oraz ślady wysychania i falowania. Miejscami widoczne jest drobne przekątne warstwowanie.

W wierceniach Brzask na wschód od Bliżyna w analogicznym położeniu w stosunku do piaskowców retu napotkano białe dolomity, przekładane ku górze wapieniami dolomitycznymi. Mięszość tego kompleksu wynosi 1,35 m.

W Młodzawach spągowa część wapienia muszlowego reprezentowana jest przez mułowce piaszczyste i ily lupkowe nieco margliste przekładane cienkimi wkładkami piaskowców. Mięszość piaszczysto-ilastej serii dolnego wapienia muszlowego wynosi 3 m.

W Parszowie napotkano w wierceniach na granicy retu i wapienia muszlowego około 1,5-metrową serię reprezentowaną przez jasne, szare piaskowce i wapienie pylaste szare i wiśniowe, plamiste. Pokruszony na tym odcinku rdzeń uniemożliwił dokładne zorientowanie się we wzajemnych stosunkach między tymi dwoma typami skał.

Ponad tą, tak różnie wykształconą serią najniższego wapienia muszlowego spoczywają wapienie. W rejonie Bliżyna są to szare wapienie pylaste i drobnokrystaliczne, faliste, czasem z glaukonitem, z licznymi szczątkami fauny. Na powierzchniach ławic pospolicie występują tu *Rhizocoralium commune* Schmidt oraz skorupy *Lima* sp. i *Myophoria* sp., często są również kości gadów.

W dolnej części tych wapieni masowo pojawiają się człony liliowców. Miąższość tego kompleksu wynosi około 10 m. Podobnie wykształcone są osady występujące poniżej warstw z *Lima striata* w otworze Brzask i Skarżysko. W Młodzawach natomiast jest to seria jasnych, miejscami kremowych wapieni, z wkładkami wapieni piaszczystych z liczną fauną, wśród której przeważają *Pecten* sp. i *Terebratula* sp. Miąższość ich wynosi 4 m.

We wschodnim zboczu doliny rzeczki Mostówki odsłonięte są cienkoławicowe wapienie, przeważnie faliste (10 m). Występuje wśród nich nieciągła warstwa ciemnych, prawie czarnych piaskowców, nad którymi leży 1,5 m warstwa sypkich zlepów. Są to wiśniowo-zielone ily, w których tkwią bardzo liczne nieregularne okruchy wapieni. Nad zlepami spoczywa 1-metrowa warstwa żółtych wapieni z gniazdami wiśniowych ilów.

W odległym o kilka kilometrów ku wschodowi wierceniu Parszów PW1 nierozdzielony kompleks wapienia muszlowego reprezentują jasne wapienie, miejscami z fioletowymi plamami, lokalnie piaszczyste i dolomityczne. W postaci wkładek występują czekoladowobrązowe margle.

Na przestrzeni od Bliżyna po Parszów na opisanych utworach spoczywają warstwy z *Lima striata*, wykształcone podobnie jak na pozostałych obszarach Gór Świętokrzyskich. Są to więc gruzłowate wapienie z bardzo liczną fauną, wśród której jest wielu przedstawicieli fauny alpejskiej. W kamieniołomach w Młodzawach są liczne *Beneckeia buchi* Alb., tu również A. Łuniewski (1926) znalazł *Pleuro-nautilus mosis* Mojs. W odsłonięciach nad rzeką Mostówką licznie występuje *Pentacrinus dubius* Beyr., tu również napotkano szczątki *Cidaris* sp.

Miąższość warstw z *Lima striata* wynosi około 10 m.

Dolny wapień muszlowy na obszarach położonych dalej ku wschodowi nie jest dobrze poznany. Nieliczne znane miejsca jego występowania w Rudzie, Krynkach, „Skale” koło Tychowa, Wierzbniku, Witulinie i w Jarugach wskazują, że jest to cienka seria o miąższości około 3 m wapieni jasnoszarych lub brązowych z licznymi członami liliowców i ze stosunkowo rzadką inną fauną (J. Samsonowicz, 1929; H. Senkowiczowa, 1956).

### Środkowy wapień muszlowy

Utworki środkowego wapienia muszlowego mają na opisywanym obszarze bardzo zbliżone wykształcenie do znanego z południowego obrzeżenia. Reprezentowane są one przez wapienie i margle rozdzielone serią o przewodzie dolomitów.

Dolną część środkowego wapienia muszlowego — warstwy poddolomitowe — stanowią wapienie ciemnoszare, pylaste, nieco bitumiczne z przewarstwieniami piaszczystymi z wkładkami margli. W Parszowie występują w tym poziomie wkładki wiśniowych ilów. W wierceniu Borki i Brzask

miąższość warstw poddolomitowych wynosi 7,5 m w Młodzawach 3,5 m, a w Parszowie (PW1) 2,5 m.

Warstwy dolomitowe wykształcone są w postaci dolomitów szarych lub ciemnoszarych rozdzielonych serią wapienną marglistą. Miąższość ich wynosi w Borkach 20 m, w Brzasku około 15 m, a w Parszowie (PW1) i Młodzawach około 7,0 m. W warstwach dolomitowych stwierdzono obecność bardzo rzadkich szczątków organicznych. W Młodzawach napotkano łuski ryb a w Brzasku fragmenty nieoznaczalnych skorup.

Warstwy naddolomitowe na terenie zawartym między Borkami a Skarżyskiem reprezentowane są przez wapienie szare, czasem nieco żółtawe, lokalnie margliste lub dolomityczne, cienkoławicowe. Na wschód od Skarżyska w Młodzawach są to wapienie margliste i wapienie piaszczyste ze zwięzłą sieczką roślinną. W Parszowie zaś stanowią je wapienie szare, drobnokrystaliczne z kaleytem i kryształkami galeny, przewarstwiane cienkimi wkładkami ilów oliwkowych. Miąższość warstw naddolomitowych jest zmienna. W Borkach wynosi 11 m, w niedaleko na wschód położonym Brzasku już tylko 6 m, w Młodzawach 3 m, a w Parszowie wysuniętym bardziej ku wschodowi niż Młodzawy 5 m.

Na terenie położonym między Parszowem a Opątkowem środkowy wapień muszlowy widoczny jest jedynie w Dolach Biskupich w kamieniołomach przy papierni. Nad wapieniami z liliowcami należącymi do dolnego wapienia muszlowego odsłaniają się tu wapienie żółtawe, płytkowe, miejscami margliste z wkładką 20 cm wapieni oolitycznych o średnicy oolitów około 1 mm.

Pełny profil środkowego wapienia muszlowego znany jest z Jarug, gdzie we wkopie odsłonięto między dolnym i górnym wapieniem muszlowym wapienie i dolomity należące do środkowego wapienia muszlowego (fig. 9). Miąższość środkowego wapienia muszlowego wynosi tu 9,5 m.

### Górny wapień muszlowy

Osady górnego wapienia muszlowego można rozdzielić na warstwy z *Pecten discites* i warstwy ceratytowe. Wykształcenie litologiczne tych osadów jest zbliżone do znanego z pozostałych obszarów obrzeżenia. Miąższość górnego wapienia muszlowego waha się od 15 m w Brzasku, 10 m w Młodzawach do około 7,5 m w Jarugach.

Warstwy z *Pecten discites* są w okolicach Bliżyna i Skarżyska wykształcone dwudzielnie. Dolną ich część stanowią jasne wapienie krystaliczne, często z glaukonitem i z licznymi *Pecten discites* o miąższości 4,5 m w wierceniu Brzask i 3 m w Młodzawach. Wyżej leżą ily i ilowce piaszczyste z wkładkami margli i wapieni również z fauną. Miąższość tej serii wynosi od 2 do 3 m. Całkowita miąższość warstw z *Pecten discites* na obszarze między Bliżynem a Skarżyskiem wynosi 5 do 8 m. Na pozostałym obszarze wykształcenie tych osadów jest po-

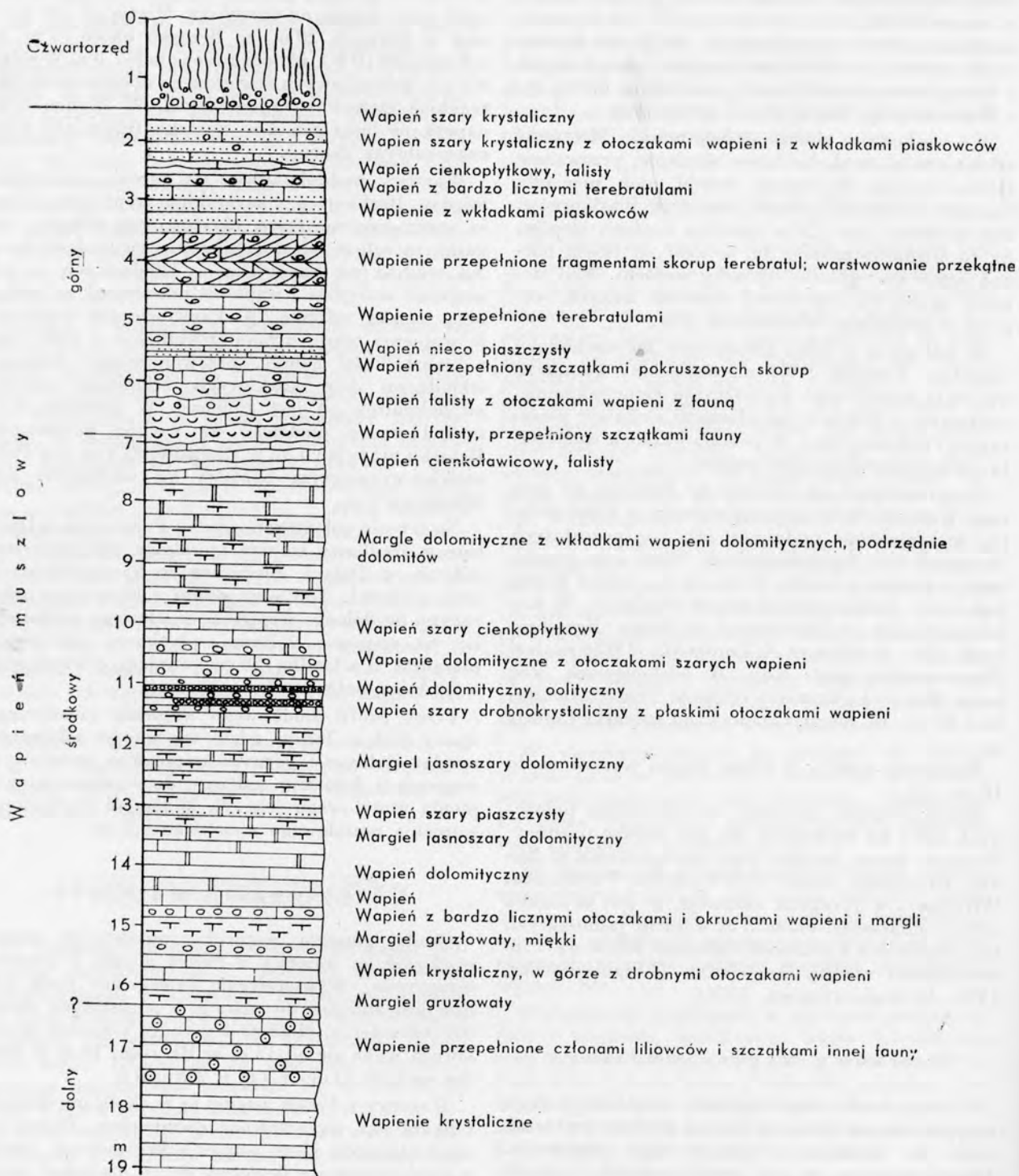


Fig. 9. Profil litologiczny wapienia muszlowego w Jarugach  
Lithological sequence of the Muschelkalk at Jarugi

dobne z tym, iż ku wschodowi zanika ich dwudzielność. Jak zauważono w Jarugach i w okolicach Nietuliska warstwy z *Pecten discites* reprezentowane są tylko przez wapienie z fauną. Miąższość ich wynosi zaledwie 1 m lub nieco powyżej.

Warstwy ceratytowe mają w rejonie Bliżyna i Skarżyska również niejednolite wykształcenie. W dolnej części są to ility i ilowce z wkładkami margli. Serię ility kończą jasne piaskowce z glaukonitem. W ilowcach marglistych w wierceniach Brzask napotkano fragment *Ceratites* sp. oraz zwęglone szczątki flory. Miąższość opisanej serii wynosi około 3 m. Ponad nią spoczywają wapienie szare, krystaliczne, często z glaukonitem. Odslaniają się one w kilku kamieniołomach w Bliżynie, gdzie doskonale widać, że górna ich część zawiera bardzo dużo pokruszonych przeważnie skorup małżów i ramienionogów. Te ostatnie reprezentowane głównie przez *Coenothyris vulgaris* tworzą w najwyższej części lawicę o miąższości około 1 m. Grubość lawicy wapieni wynosi około 1 m. Niektóre z nich są bardzo wyraźnie przekątnie warstwiane.

Na wschód od Skarżyska warstwy ceratytowe a miejscami również i niższe ogniwa wapienia muszlowego uległy zniszczeniu przed osadzeniem się retyku. Ostatnie ich odsłonięcia są w okolicach Nietuliska i Jarugach. Reprezentowane są one tu przez wapienie z liczną fauną, wśród której również występują ceratyty. A. Michalski (1884) znalazł w rejonie Jarug ceratyta, którego określił jako *Ceratites nodosus*. Obecnie wiadomo, iż forma ta w Górach Świętokrzyskich w ogóle nie występuje. W Jarugach częste są natomiast *Ceratites postspinosus*. Miąższość warstw ceratytowych wynosi od 4 do 9 m.

#### ZACHODNIA CZĘŚĆ PÓŁNOCNEGO OBRZEŻENIA

Wapień muszłowy w zachodniej części północnego obrzeżenia znany jest z kilkunastu odsłonieć i z trzech wierceń wykonanych w okolicach Radoszyc, w których napotkano jedynie dolne jego ogniwa. Pełny profil omawianych osadów nie jest na tym obszarze poznany. Przepuszczalna miąższość wapienia muszlowego wynosi tu około 165 m.

#### Dolny wapień muszłowy

Najniższa część dolnego wapienia muszlowego nie odsłania się nigdzie na powierzchni. Jedynie w wierceniach stwierdzono występowanie, na utworach retu, wapieni ciemnych, krystalicznych z wkładkami ciemnych ilów łupkowych. Osady te, których miąższość wynosi około 20 m zawierają bardzo mało fauny, co różni je od odpowiadających im wiekiem warstw wolickich i falistych z południowego i zachodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich.

Warstwy lukowskie, które występują ponad nimi są wykształcone w postaci 30-metrowej serii jas-

nych wapieni z dużymi ślimakami. Na powierzchni widoczne są one jedynie we wsi Grodzisko.

Warstwy z *Lima striata* mają typowe wykształcenie. Są to wapienie z wkładkami ilów łupkowych. Zarówno w wapieniach jak i w łupkach występuje liczna fauna, wśród której jest dużo form alpejskich, co jest cechą charakterystyczną tych warstw. Miąższość warstw z *Lima striata* wynosi około 20 m. Ogólna miąższość dolnego wapienia muszlowego wynosi około 70 m.

#### Środkowy wapień muszłowy

Środkowy wapień muszłowy jest na omawianym obszarze prawie nie znany. Jedynie w kilkunastu kamieniołomach na południe od wsi Jakimowice Kolonia i koło Grodziska odsłaniają się wapienie krystaliczne, szare, miejscami margliste, cienkopłytkowe z rzadko spotykanymi łuskami i zębami ryb. Jest wśród tych osadów wkładka wapieni żółtych, grubokrystalicznych, znanych z górnej części środkowego wapienia muszlowego na południowym i zachodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich. Na tej podstawie jak również z uwagi na położenie opisanych utworów w pobliżu wychodni dolnej części górnego wapienia muszlowego, uznano je za warstwy naddolomitowe. Miąższość środkowego wapienia muszlowego nie jest znana, wydaje się jednak, że nie przekracza ona 60 m.

#### Górny wapień muszłowy

Górny wapień muszłowy odsłania się koło wsi Grodzisko. Nad środkowym wapieniem muszłowym widoczne są tu warstwy z *Pecten discites* wykształcone jako wapienie jasnoszare i żółtawe, drobnokrystaliczne z masowo występującymi *Pecten discites* Schloth. Miąższość ich wynosi około 10 m.

Warstwy ceratytowe nie odsłaniają się nigdzie na opisywanym terenie. Jedynie na wschód od wsi Grodzisko stwierdzono ich występowanie blisko powierzchni, bowiem na polach „sypią” się wapienie szare, krystaliczne, w których znaleziono fragment *Ceratites* sp. oraz liczne *Coenothyris vulgaris* Schloth., *Enantiostreon difformae* Schloth., *Pecten reticulatus* Schloth., *Myophoria vulgaris* Schloth. i *Nucula goldfussi* Alb. Drugie miejsce, gdzie górny wapień muszłowy jest blisko powierzchni znajduje się we wsi Jakimowice. Tu w drodze przez wieś widoczne są wapienie oliwkowe, margliste, w których są duże okazy *Pecten reticulatus*. Takie same wapienie występują w warstwach ceratytowych na zachodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich. Miąższość warstw ceratytowych wynosi około 10 m a całego górnego wapienia muszlowego około 20 m.

#### POŁUDNIOWE I ZACHODNIE OBRZEŻENIE

Wapień muszłowy występujący w południowym i zachodnim obrzeżeniu ma bardzo jednolite

wykształcenie litologiczne. Dolny i górny wapień muszlowy stanowią wapienie, podrzędnie przewarstwione marglami. Środkowy wapień muszlowy zaś reprezentują wapienie i margle z wkładkami dolomitów. Omawiane utwory tworzą przeważnie kulminacje terenu, będąc bardziej odpornymi na wietrzenie niż otaczające je ilasto-piaszczyste skały kajpru i margliste pstrego piaskowca. Odślaniają się one w licznych płytkich odsłonięciach na całym obszarze występowania.

### Dolny wapień muszlowy

Dolny wapień muszlowy rozpoczynają warstwy wolickie (H. Senkowiczowa, 1957). Są one wykształcone w postaci wapieni jasnych, drobno-kryształicznych lub zbitych, w których są wkładki zlepieńców śródformacyjnych. Zawierają one liczne szczątki organizmów, zwykle przekrystalizowane i nie nadające się do oznaczeń. Są to przede wszystkim małże z rodzajów: *Lima*, *Pecten*, *Velopecten* i *Myophoria*. Występują tu również liczne drobne ślimaki oraz masowo pojawiają się drobne człony liliowców, które miejscami tworzą zlepy. Miąższość tych warstw wynosi około 6 m.

Ponad nimi leżą utwory wyróżnione jako warstwy faliste. Są to wapienie ciemnoszare lub szare z warstewkami o budowie gruzłowej, falistej. Miąższość warstewek falistych jest zmienna i waha się od 10 cm do 1,5 m. Warstewki faliste są czasem złożone z gruzłów złączonych spoiwem węglanowym, czasem zaś wapienne gruzły tkwią w szarozielonawym ile lupkowym, który otacza je cienkimi, milimetrowej miąższości powłokami spełniając rolę spoiwa. Warstewki faliste, oddzielone od siebie ławicami wapieni powtarzają się wielokrotnie w profilu pionowym. Cechą charakterystyczną warstw falistych jest również wielokrotne powtarzanie się wkładek wapieni przepchnionych członami liliowców. Pojawiają się one nieregularnie co kilkanaście lub kilkadziesiąt centymetrów i mają przeważnie od 5 cm do 20 cm miąższości. Rozproszone człony liliowców spotyka się w całej serii. Obok liliowców w warstwach falistych są drobne ślimaki, zwłaszcza z gatunków *Omphaloptycha* i *Loxonema* oraz małże, z których najczęściej spotyka się *Lima* sp., *Myophoria* sp., *Gervilleia* sp. Miąższość warstw falistych wynosi około 22 m.

Powyżej warstw falistych spoczywa odmienny kompleks wyróżniony jako warstwy łukowskie. Są to wapienie krystaliczne szarobiałe lub kremowe, które wielokrotnie przechodzą w wapienie pelityczne, czasem margliste. Występują w nich płaskie otoczaki szarych pelitycznych wapieni oraz dość liczne krzemienie białe i żółte dochodzące do 20 cm średnicy. Czasem krzemionka impregnuje większe partie skały tworząc nieciągłe płaskory skrzemionkowanych wapieni. Bardzo często są w tych osadach stylolity oraz liczne drobne pory wypełnione żółtym ilem. Grubość ławic wapieni waha się w granicach od 20 do 40 cm. Fauna wystę-

puje w warstwach łukowskich dość licznie. Są to przede wszystkim ślimaki, z których szczególnie częste są rodzaje: *Omphaloptycha*, *Loxonema* i *Spirostylus* oraz *Trypanostylus* i *Neritaria*. Małże i liliowce reprezentowane są mniej licznie. Niektóre ławice wapieni poprzecinane są pionowymi kanałami wydrążonymi przez skalotocza. Na zachodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich w okolicach Piekoszowa i Zajączkowa w wapieniach warstw łukowskich są rozgwiazdy, nie znane z innych obszarów. Miąższość warstw łukowskich wynosi około 30 m.

Najwyższą część dolnego wapienia muszlowego stanowią warstwy z *Lima striata*. Są one wykształcone w postaci wapieni szarych gruzłowych, przewarstwianych wapieniami szarymi, pylastymi, cienkoławicowymi i cienkimi wkładkami oliwkowych łupków. Są w nich wkładki wapieni przepchnionych otoczkami szarych pelitycznych wapieni oraz cienkie warstewki wapienne z dużymi żółtymi krzemieniami.

Fauna występująca w warstwach z *Lima striata* różni się od spotykanej w innych warstwach, bowiem obok form pospolitych w wapieniu muszlowym pojawiają się licznie formy alpejskie nie znane w Górach Świętokrzyskich z innych poziomów dolnego wapienia muszlowego. Należy do nich *Beneckia buchi* Alb., *Pleurotautilus mosis* Mojs. oraz *Nautilus bidorsatus* Schloth. Ponadto licznie występują tu *Spiriferina fragilis* Schloth. i *Spiriferina hirsuta* Schloth. Warstwy z *Lima striata* cechuje liczne występowanie lim, które osiągają tu duże rozmiary i występują miejscami ławicowo, obok nich bardzo częste są duże terebratule, zwłaszcza *Coenothyris vulgaris* Schloth. i duże okazy *Pecten laevigatus* Schloth. Bardzo dużo jest w warstwach z *Lima striata* rozproszonych członów liliowców. Miąższość tych warstw wynosi około 22 m.

### Środkowy wapień muszlowy

Utwory środkowego wapienia muszlowego powstały w czasie, gdy zbiornik środkowoeuropejski utracił swobodne połączenie z morzem alpejskim. Fakt ten spowodował podwyższenie zasolenia wody morskiej, co w konsekwencji doprowadziło do gwałtownego wyginięcia fauny na granicy dolnego i środkowego wapienia muszlowego, która nie mogła rozwijać się w nowych warunkach. W Górach Świętokrzyskich nie powstały, tak jak w centralnej i zachodniej Polsce, osady ewaporacyjne, ale wzrost zasolenia w połączeniu z panującym ówczesnym suchym klimatem stworzył w środkowej części środkowego wapienia muszlowego warunki sprzyjające do powstania dolomitów.

Na południowym i zachodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich na utworach dolnego wapienia muszlowego leżą warstwy poddolomitowe. Są to wapienie cienkopłytowe szare, kruche z żyłkami kalcytu z przewarstwieniami łupku ilastego. W dol-

nej ich części spotyka się łuski ryb. Miąższość ich wynosi około 12 m.

Nad nimi spoczywają warstwy dolomitowe. Ich wykształcenie litologiczne cechuje trójdzielność. Najniższą część stanowią dolomity wapieniste i wapienie dolomityczne szare o miąższości około 5 m, wyżej leżą szare łupki ilaste (2,5 m), a w górnej części warstw dolomitowych są ponownie wapienie dolomityczne z cienką jedynie wkładką dolomitu (4,5 m). Łączna miąższość warstw dolomitowych wynosi 12 m.

Najwyższa część środkowego wapienia muszlowego nosi nazwę warstw naddolomitowych. Jest ona reprezentowana przez wapienie. W dolnej części w wapieniach są wkładki margli i ilów, wyżej pojawia się warstwa żółtych wapieni krystalicznych, często grubokrystalicznych, o lśniących powierzchniach przelamu. Jest ona bardzo charakterystyczna dla wyższej części środkowego wapienia muszlowego, znana jest bowiem prawie na całym obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich. W samym stropie warstw naddolomitowych są szare płytkowe wapienie. Wapienie te odsłaniają się w licznych drobnych kamieniołomach na południowym i zachodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich, bezpośrednio pod przepelnionymi fauną utworami górnego wapienia muszlowego. W wierceniu Wola Morawicka, na południowym obrzeżeniu, pod żółtymi krystalicznymi wapieniami napotkano wkładkę szarego droбноziarnistego piaskowca wapienistego z fragmentami kości kręgowców. Miąższość wkładki piaszczystej wynosi zaledwie 15 cm. Całkowita miąższość warstw naddolomitowych wynosi około 25 m.

### G ó r n y w a p i e ń m u s z l o w y

Granica między środkowym a górnym wapieniem muszlowym przebiega tam gdzie pojawiają się wapienie przepelnione szczątkami fauny. Masowy rozwój organizmów łączy się z ponownym otworzeniem połączeń między morzem środkowoeuropejskim a alpejskim. Dolną część górnego wapienia muszlowego charakteryzuje masowe pojawienie się *Pecten discites*, które przepelniają jasne, często żółtawe, krystaliczne wapienie. Występuje w nich często glaukonit. Miąższość tych osadów zwanych warstwami z *Pecten discites* wynosi około 9 m.

Ponad nimi spoczywają warstwy ceratytowe odsłonięte w licznych kamieniołomach i przekopach. W dolnej części reprezentuje je 5-metrowy kompleks ilów marglistych z wkładkami wapieni z fauną. Wyżej leżą wapienie szare, pelityczne lub krystaliczne z glaukonitem, również z liczną fauną. Głównie są to ramienionogi, małże i głowonogi. Z ramienionogów terebratule tworzą 3 ławice o miąższości dochodzącej do około 1 m. Dwie ławice terebratulowe są w niższej części warstw ceratytowych a jedna w ich stropie. Ta ostatnia może być odpowiednikiem znanej z terenów Niemiec „Cycloidesbank”. W południowym i zachodnim obrzeże-

niu występują w warstwach ceratytowych liczne ceratyty. W Lesicy (B. Kowalczewski, 1923) w przekopie kolejowym znalezione zostały *Ceratites robustus* Ried., *C. compressus* Phil., *C. spinosus* Phil. i *C. postspinosus* Ried. Obecność wymienionych ceratytów świadczy o istnieniu na tym obszarze dolnych i środkowych warstw ceratytowych. Górne warstwy ceratytowe nie zostały dotychczas stwierdzone w Górach Świętokrzyskich.

Miąższość warstw ceratytowych jest bardzo stała i wynosi około 10 m. Całkowita miąższość górnego wapienia muszlowego na południowym i zachodnim obrzeżeniu ma 20 m.

### PALEOGEOGRAFIA WAPIENIA MUSZLOWEGO

Na początku dolnego wapienia muszlowego nastąpiło obniżenie południowej i zachodniej części Gór Świętokrzyskich oraz terenów przyległych do niej od południa, aż po pra-Karpaty włącznie. Obniżone strefy pra-Karpat, przez które w reacie kontaktowało się morze alpejskie ze zbiornikiem środkowoeuropejskim, uległy poszerzeniu. Wywołało to w zbiorniku epikontynentalnym szeroki rozwój facji węglanowej i umożliwiło napływ licznej fauny alpejskiej nieznanej z retu.

Zbiornik sedimentacyjny wapienia muszlowego zajmował prawie cały obszar Polski. Wolne od sedimentacji były jedynie: wschodnia część wyniesienia mazursko-suwałskiego, wschodnia część Lubelszczyzny i południowo-wschodnia część Gór Świętokrzyskich. Być może, że zbiornik nie sięgał również na wyniesienie warmińskie i rejonów do niego przyległych oraz bliżej nieznanymi stref na terenie pra-Karpat.

W Górach Świętokrzyskich brzeg zbiornika przebiegał na północ od linii Skarżysko—Ostrowiec, skąd ciągnął się na południowy wschód ku Przemysłowi. Paleozoik świętokrzyski w znacznym stopniu był już przykryty przez starsze ogniwa triasu, miejscami jednak mogły istnieć wyspy analogiczne do znanej ze Strawczynka, które dopiero w trakcie osadzania się wapienia muszlowego zostały zajęte przez morze.

W strefie położonej bliżej brzegu, a więc na terenie obecnej centralnej i wschodniej części północnego obrzeżenia tworzyły się w dolnym wapieniu muszlowym osady płytkowodne. Liczne są tu ślady fałowania, spływania, przekątnego warstwowania, liczne są też zlepieńce śródformacyjne, nagromadzenia połamanych skorup małżów, świadczące o płytkości i ruchliwości zbiornika, w którym powstały. Na bliskość lądu wskazują często spotykane nieobtoczone kości kręgowców, piaszczystość niektórych serii wapienia muszlowego oraz nieliczne wkładki wiśniowych łupków, które mogą być uważane za osadzone w morzu pyły przynieszone z lądu przez wiatry (A. Kleczkowski, 1959). Przybrzeżny typ osadów zanika stopniowo w miarę odsuwania się ku południowemu zachodowi. Dolny wapień muszlowy na południowym i zachodnim obrzeżeniu powstał w niegłębokim, ruchli-

wym zbiorniku morskim, przy czym wpływ odległego lądu nie zaznaczył się tu prawie zupełnie w osadach.

Najdogodniejsze połączenie z morzem alpejskim powstało prawdopodobnie w najwyższej części dolnego wapienia muszlowego, wtedy też przedostała się na obszar Europy środkowej największa ilość fauny alpejskiej.

Na przelomie między dolnym a środkowym wapieniem muszlowym słabe ruchy wznoszące prakarpaty spowodowały utrudnienie w połączeniu między obu zbiornikami, a tym samym częściową izolację zbiornika środkowoeuropejskiego. Na całym obszarze Gór Świętokrzyskich obserwuje się w tym czasie rozwój płytkowodnych wapieni marglistych, wapieni dolomitycznych i dolomitów. W brzeźnej strefie basenu istniały prawdopodobnie kipiele, gdzie mogły powstać oolity dolomityczne znane z Biskupich Dołów i Jarug.

W górnym wapieniu muszlowym nastąpiło ponownie poszerzenie i pogłębienie połączenia z morzem alpejskim. Dopływ wód oceanicznych, spowodował gwałtowny rozwój fauny. Na obszarze Gór Świętokrzyskich, po początkowym okresie rozwoju facji morskiej w dolnej części warstw z *Pecten discites*, rozpoczyna się powolne spływanie

morza. Zaznacza się ono szczególnie dobrze w północnym obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich, w powstałych w pobliżu brzegu osadach wyższej części górnego wapienia muszlowego. Tworzą się tu osady ilaste i mułowcowe, często piaszczyste, ze szczątkami flory. Pod koniec górnego wapienia muszlowego w wyższej części warstw ceratytowych jeszcze raz sedymentują na tym obszarze wapienie, ale są one przepelnione pokruszonymi skorupami małżów i ramienionogów, masowe wyginiecie fauny ma zapewne związek ze zmianą zasolenia, jaka nastąpiła w wysychającym i kurejącym się zbiorniku morskim. Często osady najwyższej części górnego wapienia muszlowego są warstwowane przekątnie.

W południowej i zachodniej części Gór Świętokrzyskich, które w górnym wapieniu muszlowym położone były dalej od brzegu zbiornika niż rejon obrzeżenia północnego, tworzyły się osady płytkowodne, morskie. W najwyższej ich części widoczne jest również masowe nagromadzenie organizmów, które wyginęły w związku ze zmianami, jakim uległ zbiornik sedymentacyjny.

Wraz z końcem wapienia muszlowego nastąpiło definitywne wycofanie się morza z rejonu Gór Świętokrzyskich i rozpoczęła się sedymentacja kajpru.

## KAJPER

Rozprzestrzenienie osadów kajpru w Górach Świętokrzyskich, ich szczegółowy profil litologiczny, podział stratygraficzny i paleogeografia nie są znane. Powodem tego jest fakt, że na opisywanym terenie kajper zachował się do dziś jedynie we fragmentach. Przed retykiem bowiem cały obszar świętokrzyski uległ wyniesieniu i poddany został działaniu erozji. W jej wyniku utwory kajpru zostały na całym opisywanym obszarze w mniejszym lub większym stopniu zniszczone (fig. 10). Najsilniej został zniszczony kajper we wschodniej części północnego obrzeżenia i częściowo w części centralnej, od zachodniego skłonu elewacji Radomice—Gózd poczynając. Górny kajper został tu zerodowany całkowicie, a dolny zachował się tylko miejscami. Na niektórych obszarach rozmycie było tak silne, że całkowitemu zniszczeniu uległ nie tylko kajper, lecz również i wapień muszlowy, jak np. w niecce majkowskiej, gdzie retyk leży na piaskowcach retu.

Na pozostałym obszarze Gór Świętokrzyskich jak można przypuszczać na podstawie dotychczas istniejących danych, zniszczeniu uległ przede wszystkim kajper górny i część dolnego. W miarę odsuwania się od odsłoniętego trzonu paleozoicznego Gór Świętokrzyskich ku północy i zachodowi, profile kajpru są coraz pełniejsze. I tak, w wierceniach Eugeniów—Korytków, na północ od końskich napotkano kajper górny (Z. Kozydra, 1962), a w Studziannie jest już pełny profil kajpru.

We wszystkich publikowanych dotychczas pracach dotyczących zagadnień triasowych różni autorzy opisują z Gór Świętokrzyskich kajper górny. Jak wykazały jednak nowsze badania, te osady, które uznawane były za kajper górny, w przeważającej większości należą do retyku. Problem granicy między kajprem a retykiem omówiony jest w następnym rozdziale, poświęconym retykowi.

### CENTRALNA I WSCHODNIA CZĘŚĆ PÓLNOCNego OBRZEŻENIA

W centralnej części północnego obrzeżenia kajper dolny jest znany z kilku odsłoneń i wierceń. Jego wykształcenie litologiczne jest tu dość zmienne, choć ogólnie są to osady piaszczyste i ilaste z podrzędnymi wkładkami wapieni lub margli ze szczątkami flory i fauny. Miąższość kajpru dolnego, zniszczonego tu również częściowo przez erozję przedretycką, jest nieznaną. Miąższość zachowanych fragmentów jest zmienna, jednak nie wydaje się by przekraczała na tym obszarze 50 m.

W wierceniach wykonanych w Borkach i w Gostkowie koło Bliżyna, na wapieniu muszlowym spoczywa szarozielony piaskowiec wapnisty, drobnoziarnisty z muskowitem, glaukonitem i szczątkami flory. Miąższość tych osadów wynosi od 3 do 5 m. Nad nimi leży około 20 m łupków ilastych i piaszczystych z licznym detrytem zwęglonej flory,

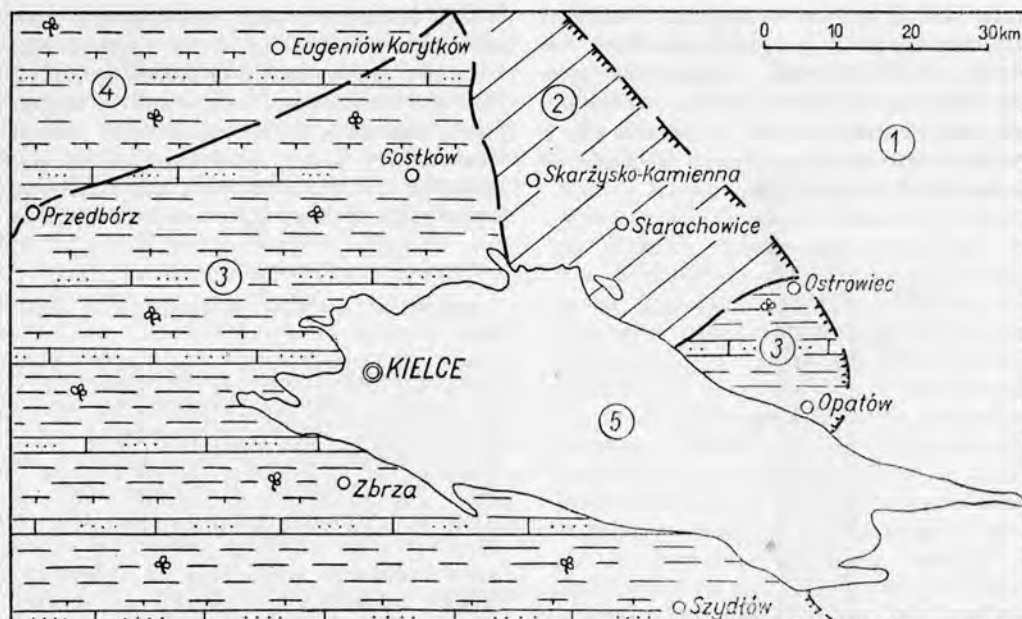


Fig. 10. Schematyczna mapa rozmieszczenia utworów kajprów w obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich 1 — obszar, na którym utwory kajpru prawdopodobnie w ogóle się nie osadziły, 2 — obszar, na którym utwory kajprów zostały całkowicie rozmyte przed osadzeniem się retyku, 3 — obszar zajęty przez piaszczysto-ilaste, miejscami margliste utwory dolnego kajpru; kajper górny został tu rozmyty przed retykiem, 4 — obszar, na którym występują zapewne utwory kajpru dolnego i górnego, 5 — wychodnie utworów paleozoicznych

#### Sketch map of the distribution of Keuper sediments in the Góry Świętokrzyskie margin

1 — the area in which Keuper formations were probably not deposited at all, 2 — the area in which Keuper formations were completely washed away before the deposition of the Rhaetian, 3 — the area occupied by sandy-clayey and in places marly Lower Keuper sediments and where the Upper Keuper was washed away before the Rhaetian time, 4 — the area over which Lower and Upper Keuper sediments appear for certain, 5 — Palaeozoic outcrops

przewarstwionych cienkimi warstewkami skał węglanowych. W wierceniu Borki są to dwie wkładki wapieni, a w wierceniu Gostków jedna wkładka dolomitu, w którym są szczątki *Myophoria transversa*. Ponad tymi osadami leżą pstrze ropy ze sferosyderytami, które mogą już należeć do retyku.

W odsłonięciach wapienia muszlowego w Bliżynie, na ławicy terebratulowej górnego wapienia muszlowego leżą jasne łupki ilaste, szaro-żółtawe i ropy żółte z wkładkami drobnoziarnistych piaskowców z miką i szczątkami roślin. A. Kleczkowski (1959) znalazł w nich charakterystyczną dla kajpru dolnego *Myophoria transversa* var. *dolomitica* Zell.

Na przestrzeni od Skarżyska do okolic Jarug kajper nie jest znany. Na różnych ogniwach wapienia muszlowego lub nawet retu spoczywa tu retyk lub lias.

Dopiero w rejonie Jarug i Bukowia na wapieniu muszlowym stwierdzono występowanie kajpru dolnego. Dość pełny profil jego odwiercono w otworze Szewna na południe od Ostrowca (fig. 11). Najniższa jego część wykształcona jest w postaci ropy szarych i brunatnych miejscami wiśniowych o miąższości 9 m. Na nich leży 20 cm wapieni szarych marglistych, a ponad nimi piaskowce bardzo drobnoziarniste, staloszare, silnie mikowe przesycone ciemnym pyłem węglowym. Są w nich również zwęglone okruchy dużych roślin. Miąższość

piaskowców jest niewielka i osiąga około 2 m. Piaskowce przechodzą stopniowo ku górze w ropy szare z miką, w których są szczątki flory. Ich miąższość wynosi 5 m. Górne 3 m stanowią ropy brudnowiśniowe z przejściami do mulowców, miejscami z okruchami żółtych dolomitów. Na tych ropy spoczywają jasne piaskowce ilaste. W ropy z wiercenia w Szewnej napotkano dolnokajprów małżoraczki.

Podobnie wykształcony kajper dolny występuje w Bukowiu. W Jarugach na wapieniu muszlowym leżą pstrze i szare ropy.

**Kajper w wierceniach Eugeniów — Korytków, Studzianna i Ostalów.** W wierceniach Eugeniów — Korytków i Studzianna, położonych daleko na północ od wychodni kajpru na powierzchni w północnym obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich, napotkano utwory kajpru górnego. W Eugeniowie — Korytkowie (Z. Kozydra, 1962) reprezentują go ropy zwięzłe, szaro-wiśniowe, niekiedy zielonawe z partiami wkładek białego gipsu o miąższości do 20 cm. ropy są miejscami dolomityczne i zawierają cienkie wkładki jasnoszarego dolomitu ilastego. Miąższość odwierconego tu kajpru górnego wynosi 104 m.

W wierceniu Studzianna koło Tomaszowa Mazowieckiego odwiercono, poczynając od głębokości

1314 m, około 328 m utworów kajpru. Ponieważ otwór ten był rdzeniowany jedynie kontrolnie, nie można wyznaczyć dokładnych granic stratygraficznych. Do dolnego kajpru należą tu prawdopodobnie spoczywające na górnym wapieniu muszlowym utwory ilasto-piaszczyste ze szczątkami flory. Ich miąższość wynosi 88 m.

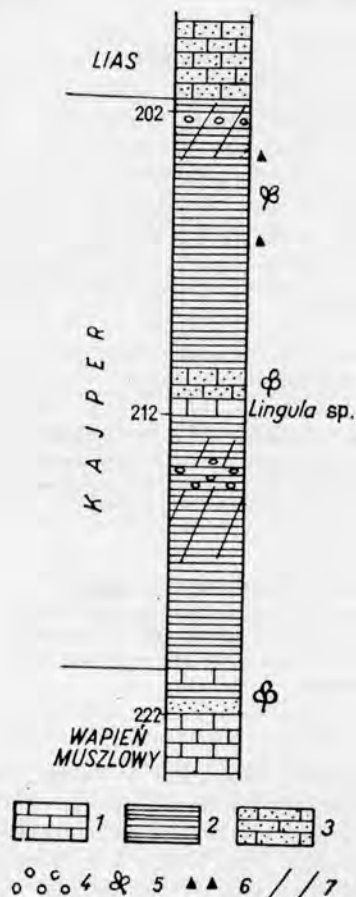


Fig. 11. Profil litologiczny kajpru w wierceniu Szewna koło Ostrowca Świętokrzyskiego

1 - wapienie, 2 - iły, ilowce i mułowce, 3 - piaskowce, 4 - okruchy wapieni, 5 - flora, 6 - szczątki ryb, 7 - pstre zabarwienie

Lithological sequence of the Keuper in the bore-hole at Szewna near Ostrowiec Świętokrzyski

1 - limestones, 2 - clays, claystones, siltstones, 3 - sandstones, 4 - limestone clasts, 5 - flora, 6 - remains of fishes, 7 - mottled colouring

Kajper górny reprezentuje 240 m ilowców szarych i zielonoszarych w wyższej części czerwono-brunatnych. Niektóre ich partie są dolomityczne lub margliste, a w wyższej części kajpru górnego są wkładki anhydrytów.

Osady kajpru stwierdzono również w wierceniu wykonanym w Ostalowie między Szydłowcem a Przysuchą. Na wapieniu muszlowym spoczywa tu około 60-metrowy kompleks ilowców i piaskowców. W najniższej części występują piaskowce dolomityczne jasne, szarozielonawe, miejscami mułowcowe z licznymi szczątkami ryb (zwłaszcza zę-

bów). Miąższość serii piaszczystej jest zapewne nie większa od 13 m, brak ciągłego rdzeniowania utrudnia wyznaczenie dokładnej granicy. Wyżej są ilowce ciemnoszare, miejscami z licznymi wkładkami margli dolomitycznych ze szczątkami nieoznaczalnej fauny, prawdopodobnie małżów, oraz szczątki ryb. Na utworach kajpru dolnego spoczywają pstre iły należące być może już do retyku.

#### ZACHODNIA CZĘŚĆ PÓŁNOCNEGO OBRZEŻENIA

W zachodniej części północnego obrzeżenia utwory kajpru dolnego nigdzie się nie odsłaniają. J. Czarnocki (1939) przypuszczał, że należy do niego 20-metrowa warstwa ciemnych łupków ilastych odwierconych w Radoszycach, w płytkim wierceniu wykonanym na rynku tego miasteczka. Według tego również autora w wyższej części kajpru dolnego występują na opisywanym terenie cienko warstwowane piaskowce kwarcytowe.

Kajper górny nie jest na opisywanym terenie znany. Dotychczasowe prace wiertnicze nie przebiły nigdzie utworów starszych od retyku. Głębokie wiercenia Radoszyce 1, 2 i 3 zlokalizowane były poza wychodniami skał triasu górnego. W odsłonięciach również nie stwierdzono nigdzie, w sposób pewny, utworów kajpru górnego.

W okolicy Żarnowa I. Jurkiewiczowa (1967) napotkała monotony kompleks ilowców wiśniowych z soczewkami zlepów pseudo-oolitowych i piaskowców. Zlepy występujące w tym kompleksie różnią się od zlepów retyckich, ponieważ nie składają się z ziarn węglanowych, lecz z ziarn zbudowanych z koncentrycznie ułożonej substancji mułowcowej. Spoiwo ich jest węglanowe. W jednym przypadku, w otworze Ruda Pilezycka występuje w opisanym kompleksie 2 mm wkładka gipsu. Miąższość kompleksu ilastego waha się od 50 do 100 m. I. Jurkiewiczowa przypuszcza, że należy on do kajpru górnego. Przemawia za tym, zdaniem autorki, obecność charakterystycznego dla kajpru górnego gipsu oraz występowanie poniżej wyraźnie redeponowanych utworów retyku. Wydaje się jednak, że dowody te nie są wystarczające i pozycja stratygraficzna tego kompleksu nie jest jasna, zwłaszcza że nie jest znany jego spąg i sposób kontaktowania z utworami starszymi.

#### PÓŁUDNIOWE I ZACHODNIE OBRZEŻENIE

Na południowym i zachodnim obrzeżeniu kajper znany jest z nielicznych odsłonień i kilkunastu wierceń.

Na wapieniu muszlowym spoczywa tu kompleks ilasto-piaszczysty. Iłowce są w dolnej części szare, w wyższej pstre. W szarych ilowcach są szczątki zwęglonej flory, a na zachodnim obrzeżeniu wkładki węglistych ilolupków z *Equisetum* (J. Czarnocki,

1925). Piaskowce, które tworzą cienkie od 20 do 30 cm wkładki, są jasne, często mułowcowe z miką. Nad tym kompleksem, mającym od 50 do 70 m miąższości, spoczywa około 10 m piaskowców drobnopiezniowych, żółtawych, płytowych, przekątnie warstwowanych, w których są liczne szczątki małżów i kręgowców. Ku górze piaskowce przechodzą w serię złożoną z naprzemianległych cienkich wkładek piaskowców, łupków, łupków marglistych i margli z fauną. Miąższość serii marglistej wynosi około 10 m.

Na zachodnim obrzeżeniu i w zachodniej części południowego obrzeżenia na opisywanych osadach spoczywa już retyk. W Szydłowie, we wschodniej części południowego obrzeżenia, w jednym z wierceń, powyżej serii marglistej stwierdzono jeszcze obecność 30-metrowego kompleksu ciemnopopielatych ilowców z wkładkami piaskowców, które, być może, należą jeszcze do kajpru dolnego. Ponad nimi leżą już pstre ily retyku.

W utworach kajpru na południowym i zachodnim obrzeżeniu występuje niezbyt liczna fauna. Są to otwornice, małżoraczkę, małże oraz szczątki ryb. Flora zachowana jest zawsze w postaci nieoznaczalnej, a z mikroflory napotkano tu bliżej nie rozpoznane megaspory<sup>2</sup>.

#### PALEOGEOGRAFIA KAJPRU

Na granicy wapienia muszlowego i kajpru nastąpiło obniżenie południowo-zachodniego krańca platformy wschodnioeuropejskiej w jej zachodnim odcinku a podniesienie obszaru Prakarpat i stref do nich przylegających. Spowodowało to zamknię-

cie na terenie południowej Polski połączeń między morzem alpejskim a środkowoeuropejskim. Basen sedymentacyjny Europy środkowej wszedł w tym czasie w stadium zbiornika subkontynentalnego.

Na terenie Gór Świętokrzyskich zapanował w kajprze dolnym płytki zbiornik, silnie wysłodzony, który miejscami przechodził w podmokłe równiny porośnięte roślinnością. Lokalnie tworzyły się jeszcze utwory wapienne lub dolomityczne, a w niektórych poziomach pojawiała się morska fauna, były to już jednak ostatnie, wyraźne ślady wpływów morskich na tym terenie. Rozwój paleogeograficzny i charakterystyka środowiska kajpru górnego z obszaru Gór Świętokrzyskich nie są znane. Z nielicznych danych pochodzących z północnego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich można wnioskować, że kajper górny w Górach Świętokrzyskich osadzał się w płytkim zbiorniku wodnym, w którym mógł być podwyższony stopień zasolenia w warunkach klimatu suchego. Dominującą skałą były tu zapewne ilowce, w których lokalnie mogły występować gipsy lub anhydryty. Bliżej brzegów zbiornika, które na terenie Gór Świętokrzyskich zajmowały zbliżone położenie jak w wapieniu muszlowym, mogły przeważać utwory piaszczyste.

Po osadzeniu utworów kajpru zaznaczyła się w Górach Świętokrzyskich epejrogeniza kimeryjska, która spowodowała łagodne sfałdowanie i spękanie osadów pstręgo piaskowca, wapienia muszlowego i kajpru. Następnie w czasie dość długo działającej erozji część osadów triasowych została zniszczona, a na nich niezgodnie spoczął najwyższy trias — retyk.

#### LITERATURA

- BOHDANOWICZ K., 1939 — Działalność Państwowego Instytutu Geologicznego w r. 1938. *Biul. Państw. Inst. Geol.* 18. Warszawa.
- BOCHEŃSKI T., 1957 — Tymczasowa wiadomość o występowaniu formy roślinnej typu *Glossopteris*. *Biul. Inst. Geol.* 124. Warszawa.
- CZARNOCKI J., 1923a — Cechsztyń w Górach Świętokrzyskich. *Spraw. Państw. Inst. Geol.* T. 2 z. 1/2. Warszawa.
- CZARNOCKI J., 1923b — O złożu barytu w Strawczynku pod Promnikiem. *Posiedz. nauk. Państw. Inst. Geol.* T. 6. Warszawa.
- CZARNOCKI J., 1925 — Wyniki badań geologicznych dokonanych w r. 1924 na obszarze mezozoicznym zachodniej części Gór Świętokrzyskich. *Posiedz. nauk. Państw. Inst. Geol.* T. 11. Warszawa.
- CZARNOCKI J., 1926 — Wyniki badań geologicznych w południowo-zachodniej i zachodniej części Gór Świętokrzyskich. *Posiedz. nauk. Państw. Inst. Geol.* T. 15. Warszawa.
- CZARNOCKI J., 1927 — Sprawozdanie z badań dokonanych w r. 1926 w związku z ogólnym poglądem na budowę mas mezozoicznych regionu checińskiego. *Posiedz. nauk. Państw. Inst. Geol.* T. 17. Warszawa.
- CZARNOCKI J., 1929 — Sprawozdanie z badań wykonanych w r. 1928 w okolicach Kajetanowa. *Posiedz. nauk. Państw. Inst. Geol.* T. 24. Warszawa.
- CZARNOCKI J., 1931 — Sprawozdanie z badań wykonanych w północno-zachodniej części Gór Świętokrzyskich, między Radoszycami a Łączną pod Suchedniowem. *Posiedz. nauk. Państw. Inst. Geol.* T. 29. Warszawa.
- CZARNOCKI J., 1932 — Sprawozdanie z badań geologicznych, wykonanych w północnej części arkusza Pińczów i zachodniej części arkusza Staszów, w okolicach Pierzchnicy, Chmielnika, Piotrkowic i Włoszczowic. *Posiedz. nauk. Państw. Inst. Geol.* T. 33. Warszawa.
- CZARNOCKI J., 1939 — Sprawozdanie z badań terenowych wykonanych w Górach Świętokrzyskich w 1938 r. *Biul. Państw. Inst. Geol.* 15. Warszawa.
- CZARNOCKI J., 1950 — Wyniki poszukiwań barytu w Strawczynku Nowym w Górach Świętokrzyskich w 1937 r. *Biul. Państw. Inst. Geol.* Warszawa.
- CZARNOCKI J., 1957 — Geologia regionu łysogórskiego. *Pr. Inst. Geol.* T. 18. Warszawa.
- CZARNOCKI J., 1958 — Surowce mineralne w Górach Świętokrzyskich z. 3. Surowce skalne — T. 5. *Pr. Inst. Geol.* T. 21. Warszawa.
- CZARNOCKI J., SAMSONOWICZ J., 1915 — Nowe dane o utworach cechsztyń w granicach Gór Świętokrzyskich. *Srapw. Tow. Nauk. Warsz.* 8. Warszawa.

<sup>2</sup> Mikrofauna z kajpru dolnego cytowana w spisie fauny i flory z triasu Gór Świętokrzyskich podana jest na podstawie niepublikowanych materiałów O. Stykowej i pochodzi z otworów wiertniczych wykonanych w rejonie Staszowa.

- JURKIEWICZOWA I., 1947 — Uwagi na temat budowy geologicznej Majkowa, na wschód od Skarżyska-Kamiennej. *Biul. Państw. Inst. Geol.* 31. Warszawa.
- JURKIEWICZOWA I., 1967 — Lias zachodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich i jego paralelizacja z liasem Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej. *Biul. Inst. Geol.* 200. Warszawa.
- KARASZEWSKI W., 1947 — Sprawozdanie z badań nad utworami retyko-liasu w rejonie na zachód od Skarżyska w 1946 r. *Biul. Państw. Inst. Geol.* 21. Warszawa.
- KARASZEWSKI W., 1949 — Sprawozdanie z badań geologicznych na wschód od Skarżyska-Kamiennej w lecie 1947 r. *Biul. Państw. Inst. Geol.* 54. Warszawa.
- KLECZKOWSKI A., 1953 — Budowa geologiczna osłony triasowej Gór Świętokrzyskich w okolicach Suchedniowa. *Biul. Inst. Geol.* Warszawa.
- KLECZKOWSKI A., 1959 — Wapień muszlowy północnego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich na zachód od Skarżyska-Kamiennej. *Rocz. Pol. Tow. Geol.* 29 nr 1. Kraków.
- KOWALCZEWSKI B., 1926 — O wapieniu muszlowym na zboczu południowym Gór Świętokrzyskich między rz. Łośnią a Czarną Nidą. *Spraw. Państw. Inst. Geol.* T. 3. Warszawa.
- KOWALCZEWSKI Z., 1963 — Transwersalne założenia w budowie cokołu paleozoicznego antyklinorium świętokrzyskiego. *Kwart. geol.* T. 7 nr 4. Warszawa.
- KOZYDRA Z., 1962 — Kontakt triasu i jury w otworze wiertniczym Eugenów koło Gowarczowa. *Kwart. geol.* T. 6 nr 3. Warszawa.
- KRAJEWSKI R., 1958 — Przegląd wyników zdjęcia geologicznego na arkuszach Końskie i Przysucha w granicach występowania utworów triasu i jury. *Biul. Inst. Geol.* 126. Warszawa.
- LUNIEWSKI A., 1922 — Wpływy alpejskie w wapieniu muszlowym na północnym zboczu Gór Świętokrzyskich. *Posiedz. nauk. Państw. Inst. Geol.* T. 4. Warszawa.
- LUNIEWSKI A., 1923 — O formach alpejskich w faunie wapienia muszlowego na północnym zboczu Gór Świętokrzyskich. *Spraw. Państw. Inst. Geol.* T. 2 z. 1/2. Warszawa.
- MICHALSKI A., 1884 — Badania geologiczne, dokonane w 1883 roku w północno-zachodniej części gubernii radomskiej i kieleckiej. *Pam. fizjogr.* T. 4. Warszawa.
- MICHALSKI A., 1888 — Sprawozdanie przedwstępne z badań dokonanych w południowej części gubernii radomskiej. *Pam. fizjogr.* T. 8. Warszawa.
- PASSENDORFER E., 1939 — O triasie i dolnej jurze na północno-zachodnich zboczach Gór Świętokrzyskich. *Pr. Tow. Przyj. Nauk w Wilnie.* T. 13. *Pr. Zakł. Geol. Univ. S. Batorego* 9. Wilno.
- PAWLICA W., 1920 — Ilaste rudy żelazne Starachowic. *Spraw. Państw. Inst. Geol.* T. 1 nr 1. Warszawa.
- PUSCH J. B., 1836 — Geognostische Beschreibung von Polen so wie der übrigen Nordkarpathenländern. T. 1. Stuttgart.
- ROEMER F., 1866 — Geognostische Beobachtungen im Polnischen Mittelgebirge. *Z. Deutsch. Geol. Ges.* 18. Berlin.
- ROEMER F., 1868 — Notiz über das Vorkommen von Mastodonsaurus Jaegeri H. v. Meyer bei Odrowońz am Nordabhange des Polnischen Mittelgebirge. *Z. Deutsch. Geol. Ges.* 20. Berlin.
- RYDZEWSKI B., 1924 — Wapień muszlowy nad Kamienną. *Pr. Tow. Przyj. Nauk.* T. 1. Wilno.
- SAMSONOWICZ J., 1924 — Sprawozdanie z badań geologicznych między Wierzbnikiem a Ostrowcem nad Kamienną. *Posiedz. nauk. Państw. Inst. Geol.* T. 8. Warszawa.
- SAMSONOWICZ J., 1929 — Cechsztyń, trias i lias na północnym zboczu Łysogór. *Spraw. Państw. Inst. Geol.* T. 5 nr 1. Warszawa.
- SCHNEIDER A., 1829 — Über die Struktur — und Lagerungs-Verhältnisse der Gebirgsbildungen am nördlichen Abhange des Sandomierer Gebirge, in dessen östlichen Gebenden. *Arch. Bergb. u. Hüttenw.* 19. Berlin.
- SENKOWICZOWA H., 1956 — Wapień muszlowy na północnym obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich. *Biul. Inst. Geol.* 113. Warszawa.
- SENKOWICZOWA H., 1957a — Przyczynek do znajomości wapienia muszlowego w Górach Świętokrzyskich. *Kwart. geol.* T. 1 nr 3—4. Warszawa.
- SENKOWICZOWA H., 1957b — Wapień muszlowy na południowym zboczu Gór Świętokrzyskich między Czarną Nidą a Chmielnikiem. *Biul. Inst. Geol.* 122. Warszawa.
- SENKOWICZOWA H., 1958 — Uwagi o środkowym triasie okolic Radoszyc. *Kwart. geol.* T. 2 nr 2. Warszawa.
- SENKOWICZOWA H., 1959 — Ret i wapień muszlowy w okolicy Chęcin. *Biul. Inst. Geol.* 159. Warszawa.
- SENKOWICZOWA H., 1961 — Ret i wapień muszlowy na zachodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich. *Biul. Inst. Geol.* 167. Warszawa.
- SENKOWICZOWA H., 1965 — Podział i rozwój facjalny retu w Górach Świętokrzyskich. *Kwart. geol.* T. 10 nr 3. Warszawa.
- SENKOWICZOWA H., 1966 — Wpływ budowy strukturalnej i morfologii paleozoiku Gór Świętokrzyskich na rozwój osadów triasowych. *Kwart. geol.* T. 10 nr 2. Warszawa.
- SENKOWICZOWA H., SZYPERKO-ŚLIWCZYŃSKA A., 1961 — Atlas geologiczny Polski. Zagadnienia stratygraficzno-facjalne. Z. 8 — Trias. *Inst. Geol.* Warszawa.
- SENKOWICZOWA H., ŚLĄCZKA A., 1962a — O wieku piaskowców z Wąchocka. *Kwart. geol.* T. 6 nr 1. Warszawa.
- SENKOWICZOWA H., ŚLĄCZKA A., 1962b — Pstry piaskowiec na północnym obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich. *Rocz. Pol. Tow. Geol.* 32 nr 3. Kraków.
- SIEMIRADZKI J., 1888 — Sprawozdanie z badań geologicznych dokonanych w lecie 1887 r. w okolicach Kiele i Chęcin. *Pam. fizjogr.* T. 8. Warszawa.
- ZEJSZNER L., 1868 — Über die eigentümliche Entwicklung der triasischen Formationen zwischen Brzeziny und Pierzchnica am südwestlichen Abhange des paläozoischen Gebirges zwischen Sandomierz und Chęciny. *Z. Deutsch. Geol. Ges.* 20. Berlin.

Ганна СЕНКОВИЧОВА

## ТРИАС

(без отложений рэта)

(с 11 фиг. и 5 табл.)

### РЕЗЮМЕ

Содержание. В работе рассматривается стратиграфия и состав триаса (без рэта) в обрамлении Свентокшских гор. Триас на этой территории представлен породами пестрого песчаника, раковинного известняка и кейпера, развитыми в средневропейской фации. Расчленение триаса на ярусы проведено на основании литологических и фаунистических критериев. Осадконакопление триасовых пород этого региона происходило в мелководных субконтинентальных водоемах периодически соединявшихся с открытым морем. Единственно раковинный известняк и частично рёт образовались в морском бассейне.

Триасовые породы залегают на эродированной поверхности палеозоя и в их развитии отразилось структурное строение и морфология основания. Разнообразный рельеф и сложное тектоническое строение основания повлияли на дифференцированность триасовых осадков. Наиболее полное развитие триас получил в западной части северного обрамления Свентокшских гор, где все ярусы характеризуются большими мощностями. Самые сокращенные мощности ярусов триаса наблюдаются в восточной части северного обрамления.

Большие различия в развитии триаса проявляются при сравнении северного обрамления с западным и южным. Зона, по которой происходит дифференцированность от-

ложений, была детально прослежена в пределах палеозойского ядра (Свентокшская дислокация) и на западном продолжении, на площади распространения мезозоя.

Пестрый песчаник, в осадках которого наиболее сильно отразилось расчленение палеозойского основания, в северной части представлен полным разрезом, а в южной части, охватывающей южное и западное обрамление, представлены, прежде всего, верхние горизонты, а местами даже нижний и средний пестрый песчаник отсутствуют полностью, а на палеозойском основании залегает рёт или раковинный известняк. Нижний и средний пестрый песчаник сложены, в основном, песчаниками, конгломератами и алевролитами. Отложения верхнего пестрого песчаника — рэта разнообразны в литологическом отношении и представлены комплексом осадков от мелководных мергелей и известняков, до сульфатных лагунных и песчаных осадков сточных вод. Раковинный известняк характеризуется единой фацией известняков на всей территории. Кейпер характеризуется седиментационной последовательностью с раковинным известняком. Песчано-глинистые отложения кейпера изучены слабо, так как они подверглись сильной денудации во время киммерийских эпифрогенических движений, происходивших после кейпера и до рэтского осадконакопления.

### ВСТУПЛЕНИЕ

Триасовые породы Свентокшских гор залегают на различных горизонтах палеозоя. Первоначально они перекрывали значительную часть обнаженных ныне палеозойских пород, а в настоящее время, вследствие разрушения эрозионными процессами, они обрамляют палеозойское ядро Свентокшских гор лишь с севера, запада и юга. Триас представлен здесь ярусами пестрого песчаника, ра-

ковинного известняка, кейпера и рэта, развитыми в средневропейской (германской) фации. Из них отложения верхнего пестрого песчаника — рэта и раковинного известняка образовались в морских условиях, остальные же в мелководных межконтинентальных водоемах, лишь периодически соединявшихся с морем.

### ПЕСТРЫЙ ПЕСЧАНИК

Нижний и средний пестрый песчаник представлен конгломератами, песчаниками, аргиллитами и алевролитами. Песчаники и конгломераты составляют, главным образом, нижний пестрый песчаник и низы среднего, выше преоб-

ладают глинистые и алевролитовые отложения. Песчаники как правило диагонально расслоены и определяют приток материала с юго-востока. В них наблюдаются размыты и песчаниковые пласты, а на поверхностях наслоения встре-

чаются следы земноводных и членистоногих, следы ползания и жизнедеятельности червей, следы волочения по дне твердых частиц, прибойные знаки, турбоглифы, следы высыхания. Мощность нижнего и среднего пестрого песчаника в южном обрамлении Свентокшских гор небольшая и колеблется в пределах от 0 до 300 м. В западной части северного обрамления она составляет 700—900 м, а в восточной части около 450 м, постепенно уменьшаясь и совершенно выклиниваясь.

Детальное подразделение пестрого песчаника проведено единственно в северном обрамлении Свентокшских гор. Выделены нижний и средний пестрый песчаник и рёт.

К нижнему пестрому песчанику отнесены породы, характеризующиеся чертами лагунно-морского осадка, напоминающего осадки цехштейнового водема на этой территории (западная часть северного обрамления), и конгломератовые континентальные отложения (восточная часть северного обрамления). К среднему пестрому песчанику отнесены отложения мелководных лагун и дельт а также частично и дюнные отложения, разделенные отложениями с морской фауной *Gervilleia murichisoni* Ge'n. В восточной части северного обрамления, где не встречается эта фауна горизонт с морской фауной замещен карбонатными песчаниками с лабиринтодонтами. Расчленение нижнего и среднего пестрого песчаника на отдельные слои проведено на основании макроскопических признаков пород, их химизма, структур и органических остатков.

В южном обрамлении нижний и средний пестрый песчаник изучен слабо. Отложения этих подъярусов отлагались здесь на морфологически дифференцированном палеозойском основании. В наибольших углублениях, где происходила уже цехштейновая седиментация, можно предполагать о наличии нижнего пестрого песчаника. В приподнятых районах осадконакопление началось позже, причем чем выше располагалась поверхность палеозоя, тем более молодые горизонты пестрого песчаника или даже раковинного известняка перекрывают эту поверхность.

## РАКОВИННЫЙ ИЗВЕСТНЯК

Раковинный известняк залегает, главным образом, на рётских отложениях с седиментационной последовательностью. Единственно в восточной части северного обрамления раковинный известняк залегает непосредственно на среднем пестром песчанике, а местами, в западном обрамлении Свентокшских гор, на девоне, в месте значительного поднятия палеозойской поверхности в нижнем триасе.

Раковинный известняк представлен, прежде всего, известняками и мергелями, в меньшем количестве доломитами и аргиллитами. Песчаники встречаются крайне спорадически. Наиболее полно раковинный известняк развит в южном и западном обрамлении Свентокшских гор. На этой территории он достигает 150 м мощности. В северном обрамлении мощность раковинного известняка сокращается от 150 м в северной части до 20 м в восточной части. На основании литологического состава и фаунистических сообществ раковинный известняк был разделен на три части — нижнюю, среднюю и верхнюю.

Нижний раковинный известняк представлен известняками с подчиненными прослоями глинистых сланцев и мерге-

Верхний пестрый песчаник — рёт представлен отложениями, образовавшимися в морских или прибрежных условиях. В южном и западном обрамлении Свентокшских гор преобладают мелководные мергели и известняки с морской фауной. В северном обрамлении, в западной части, среди мергелей и известняков встречаются слои с обилием гипса, свидетельствующего о лагунном происхождении осадков. В восточной части северного обрамления преобладают в рёте песчаники, образовавшиеся в прибрежных условиях, на пляжах и в зоне сточных вод. Направления диагональной слоистости рётских песчаников указывают на поступание материала с северо-востока. Рётская фауна сравнительно небогатая и приурочена, главным образом, к карбонатным отложениям. Мощность рёта непостоянная и колеблется от 0 до 233 м.

Расчленение рёта Свентокшских гор проведено на основании литологических признаков отложений. В рётском море проявились четыре фазы осадконакопления, характеризующиеся своеобразными чертами. Первая фаза охватывает период начала трансгрессии моря на территорию Центральной Европы. Во время этой фазы в прибрежных зонах водоема образовались глинистые и песчаные отложения, а дальше от берега мергелистые и известковые отложения с гипсом. Вторая фаза приходится на период поступающего развития трансгрессии, что связано с более однообразным типом осадков и исчезанием гипсовых отложений, распространенных лишь спорадически. Третья фаза охватывает период обмеления водоема и образование глинистых, мергелистых и песчаных отложений с усилением накопления соленосных отложений. Четвертая фаза выражена снова развитием морского осадконакопления. Отложения двух первых фаз относятся к нижнему рёту, отложения же двух последних — к верхнему рёту. Фауна, представленная в этих отложениях не дает основания для проведения детального их расчленения и поэтому подразделение проведено по литологическим признакам. Однако в рётских отложениях встречаются руководящие для этого яруса *Myophoria costata* Zenk. и *Beneckia tenuis* Seeb.

В этих отложениях содержится обильная фауна, представленная, в основном, пелециподами, криноидеями, реже головоногими и брахиоподами. В верхах нижнего раковинного известняка появляется обильная альпийская фауна — *Beneckia buchi* Alb., *Spiriferina hirsuta*, Schloth., *S. fragilis* Schloth., *Pleuromutilus mosis* (Mojs.) — свидетельствующая о соединении моря Центральной Европы с альпийским морем.

Средний раковинный известняк сложен в Свентокшских горах известково-мергелистыми и доломитовыми отложениями. Доломиты приурочены, в основном, к средним интервалам этого подъяруса. Характерной чертой среднего раковинного известняка является почти полное отсутствие фауны, которая представлена единственно спорадически встречающимися остатками рыб. Это обусловлено частичным перекрытием соединения с альпийским морем и в связи с этим повышением солености морской воды.

Верхний раковинный известняк представлен известняками, мергелями и аргиллитами, а также песчаными известняками.

Они изобилуют остатками фауны брахиопод, головоногих и позвоночных. Среди них определены цератитовые горизонты, от горизонта *Ceratites robustus* до горизонта *Ceratites postspinus*. В верхах верхнего раковинного известняка

в массовом количестве появляются телебратулы. Кровлю верхнего раковинного известняка также составляет телебратуловый слой, прослеженный на всей площади Свентокшских гор.

## КЕЙПЕР

Отложения кейпера сохранились в Свентокшских горах лишь на некоторых участках, так как они подверглись разрушению во время киммерийской складчатости в дорэтское время. Почти полностью был размыт верхний кейпер. В настоящее время он известен лишь в одном месте, где представлен вишневыми аргиллитами с гипсом. Сохранен-

ная часть нижнего кейпера сложена аргиллитами и песчаниками с подчиненными прослоями мергелей и известняков, содержащих небогатую фауну и остатки обугленной флоры. Породы нижнего кейпера также местами размыты и здесь рэт залегает на нижних горизонтах триаса. Мощность сохраненных интервалов кейпера колеблется от 1 до 220 м.

## ОБЪЯСНЕНИЯ К ФИГУРАМ

- Фиг. 1. Схематическая карта распространения триаса в обрамлении Свентокшских гор  
1 — обнажения палеозойских пород, 2 — обнажения триасовых пород, А — Радошицко-Лысогорский район, В — Пшедборско-Келецкий район, а — ось поднятия Дембно — Жепин, б — ось поднятия Стройнув — Вздул, с — ось поднятия Радомице — Гозд, d — ось поднятия Хенцины — Венгле
- Фиг. 2. Литологический состав пестрого песчаника в Свентокшских горах  
1 — девон, 2 — пермь, 3 — остатки *Gervilleia murchisoni* Zenk., 4 — кости лабиринтодонтов, 5 — псевдо-оолиты, 6 — гипс, 7 — конгломераты, 8 — песчаники с диагональной слоистостью, в которых длина прослоев превышает несколько метров, 9 — разнозернистые песчаники, 10 — мелкозернистые песчаники, 11 — алевролиты, 12 — аргиллиты, 13 — мергели, 14 — доломиты
- Фиг. 3. Схематическая карта областей питания для пестрого песчаника в обрамлении Свентокшских гор  
1 — направления транспортировки материала для отложений нижнего и среднего пестрого песчаника, 2 — направления транспортировки материала для отложений рэта
- Фиг. 4. Карта распространения фаций рэта в обрамлении Свентокшских гор  
1 — предполагаемая континентальная территория, 2 — песчаниково-глинисто-мергелистая литофация, 3 — известково-мергелисто-сульфатная фация, 4 — известково-мергелистая литофация, 5 — обнаженное ныне палеозойское ядро Свентокшских гор
- Фиг. 5. Литологический состав рэта в Свентокшских горах  
1 — известняки, 2 — песчаные известняки, 3 — доломиты, 4 — мергели, 5 — песчаные мергели, 6 — глины, аргиллиты и алевролиты, 7 — песчаные глины, 8 — песчаники, 9 — конгломераты, 10 — гипс, 11 — железная руда, 12 — пестрая окраска пород, 13 — гематитовая галька, 14 — флора
- Фиг. 6. Литологические колонки слоев из Далеюва  
1 — глины, аргиллиты и алевролиты, 2 — песчани-

ки, 3 — мергели и известняки, 4 — железная руда, 5 — флора, 6 — зона с преобладанием мергелей и известняков, 7 — зона с преобладанием аргиллитов и песчаников

- Фиг. 7. Литологическая колонка рэта по скважине Выгвиздун близ г. Пшедбуж  
1 — известняки, 2 — волнистые известняки, 3 — мергели и песчаные мергели, 4 — глины, аргиллиты и алевролиты, 5 — песчаники, 6 — псевдо-оолиты, 7 — гипс, 8 — доломиты, 9 — флора, 10 — остатки рыб, 11 — остатки раковин, 12 — пестрая окраска пород, 13 — брекчия
- Фиг. 8. Литологический состав раковинного известняка в Свентокшских горах  
1 — известняки, 2 — волнистые известняки, 3 — доломиты и мергелистые доломиты, 4 — мергели, 5 — глины, аргиллиты и алевролиты, 6 — песчаники, 7 — остатки фауны, 8 — криноидеи, 9 — кремни
- Фиг. 9. Литологическая колонка раковинного известняка в местности Яруги
- Фиг. 10. Схематическая карта распространения кейпера в обрамлении Свентокшских гор  
1 — площадь, на которой вероятно вообще не происходило осадконакопление кейпера, 2 — площадь, на которой кейпер был полностью размыт до рэтского осадконакопления, 3 — площадь распространения песчано-глинистых, местами мергелистых отложений нижнего кейпера; верхний кейпер на этой площади был размыт до рэта, 4 — площадь предполагаемого распространения нижнего и верхнего кейпера, 5 — выходы палеозойских пород
- Фиг. 11. Литологическая колонка кейпера по скважине Шевна близ г. Островец-Свентокшски  
1 — известняки, 2 — глины, аргиллиты и алевролиты, 3 — песчаники, 4 — обломки известняков, 5 — флора, 6 — остатки рыб, 7 — пестрая окраска пород

Перевел: Е. Федак

Hanna SENKOWICZOWA

## TRIASSIC

(without Rhaetian deposits)

(with 11 Figs. and 5 Pls.)

### SUMMARY

**Abstract.** In the present paper the author discusses the stratigraphy and development of Triassic deposits (except the Rhaetian) in the margin of the Góry Świętokrzyskie. These deposits comprise the Buntsandstein, Muschelkalk, and Keuper, developed in the Central European facies. The Triassic deposits have been subdivided on the basis of lithological features and faunal assemblages. In the area concerned, Triassic deposits were formed in shallow subcontinental basins, which were connected with the open sea only during certain periods. Only the Muschelkalk, and partly the Roetian too, were deposited in a marine basin.

Triassic deposits rest on a worn-out Palaeozoic surface, and their development shows the influence of the morphology and the structure of the basement. Due to the diversified relief of the Palaeozoic surface and its complicated tectonic structure, the development of Triassic deposits in the area concerned is not uniform. The fullest sequence of Triassic deposits can be observed in the western area of the northern part of the Góry Świętokrzyskie margin where all its members reach considerable thickness. The most poorly developed Triassic deposits occur in the eastern area of the northern part of the margin, where the thickness of the particular members is most reduced.

Considerable differences can be observed between the development of the Triassic in the northern part of the margin and that in the western and southern margins. The zone,

along which this differentiation occurred, has been investigated thoroughly in the area of the Palaeozoic core („dyslokacja świętokrzyska”), together with its western extension covering the area in which Mesozoic deposits occur.

Buntsandstein deposits, which reflect most strongly the bipartite character of the Palaeozoic basement, show their fullest development in the northern part of the area concerned. In the southern part, comprising the southern and western margins, only the upper members of the Buntsandstein are found. In places, even the Lower and Middle Buntsandstein are not represented at all, and the Palaeozoic basement is overlain by the Roetian or the Muschelkalk. Lower and Middle Buntsandstein deposits are represented mainly by sandstones, conglomerates, and siltstones. Upper Buntsandstein deposits (Roetian) occurring in the margin of the Góry Świętokrzyskie show considerable lithological differences, from shallow-marine marls and limestones through sulphate lagoon deposits to arenaceous fluvial deposits. The facies became uniform during the Muschelkalk, when limestones were deposited in the whole area. The Muschelkalk is overlain directly by Keuper deposits, and thus the continuity of sedimentation is maintained. The development of arenaceous-argillaceous Keuper deposits is hard to trace, since these deposits were strongly worn down during the Cimmerian epirogeny, which took place between the Keuper and Rhaetian.

### INTRODUCTION

In the Góry Świętokrzyskie the Triassic deposits rest on various members of the Palaeozoic. Primarily they covered an appreciable part of the Palaeozoic deposits which are now exposed, but they have since been destroyed by erosion and now surround the core of the Góry Świętokrzyskie from the north, west and south. Here the Triassic consists of Buntsand-

stein, Muschelkalk, Keuper and Rhaetian in the Middle European (Germanic) facies. Of these only the Upper Buntsandstein and Roetian deposits and the Muschelkalk were deposited in a marine environment. The remaining formations were put down in shallow subcontinental basins which were only temporarily connected with the sea.

### BUNTSANDSTEIN

The Lower and Middle Buntsandstein consists of conglomerates, sand, loams and siltstones. The sandstones and conglomerates occur mainly in the Lower Buntsandstein and the lower parts of the Middle Buntsandstein while clayey and

silty deposits predominate in the higher levels. The sandstones are usually cross-bedded and the directions of bedding indicate a transport of material from the south-east. Traces of scour and sandstone veins occur in them while the surfaces of the beds

show marks of various types. These include the tracks of reptiles and arthropods, traces of the crawling and feeding of worms, of swimming, of the dragging of hard fragments along the bottom, turboglyphs, and traces of waves and of desiccation. The thickness of the Lower and Middle Buntsandstein is not very great in the southern part of the margin of the Góry Świętokrzyskie, varying from zero to about 300 m. In the western area of the northern part of the margin it is from 700 to 900 m, and in the eastern part a thickness of about 450 m diminishes gradually to zero.

The Buntsandstein has been subdivided in details only in the northern margin of the Góry Świętokrzyskie. Here the Lower and Middle Buntsandstein and Roetian have been distinguished.

Formations in the western area of the northern part of the margin showing signs of having been deposited in a lagoon-marine environment similar to that in this area during the Zechstein, have been assigned to the Lower Buntsandstein, as have the conglomerate continental formations in the eastern area of the northern part of the margin. The Middle Buntsandstein includes formations put down in shallow lagoons and deltas and possibly also dunes in places, separated by formations containing the marine fauna *Gervilleia purchisoni* Gein. In the eastern area of the northern part of the margin where this pelecypod does not occur, the horizon with a marine found is replaced by carbonate sandstones with labyrinthodonts. The individual layers of the Lower and Middle Buntsandstein have been distinguished on the basis of the macroscopic features of the rocks, their chemistry, structure and the organic remains which they contain.

In the southern part of the margin the Lower and Middle Buntsandstein are not very well known. These deposits were put down on the morphologically variegated Palaeozoic basement. In the deepest depressions, where Zechstein sedimentation had previously taken place, Lower Buntsandstein may also be expected. In the zones which lay higher at that time sedimentation started at a later date: the higher the elevation, the younger the member of the Buntsandstein and sometimes even Muschelkalk resting on it.

## MUSCHELKALK

Muschelkalk deposits lie mainly on Roetian formations, maintaining continuity of sedimentation with them. Only in the eastern area of the northern part of the margin do they rest directly on the Middle Buntsandstein, while here and there in the western margin they lie on Devonian formations where the Palaeozoic rocks were highly elevated in the Triassic.

The Muschelkalk is represented mainly by limestones and marls, with dolomites and claystones in second place. Sandstones appear only sporadically. The fullest development of Muschelkalk deposits is found in the southern and western parts of the margin of the Góry Świętokrzyskie. Their thickness here reaches approximately 150 m. In the northern part of the margin the thickness of the Muschelkalk diminishes from 150 m in the northern area to about 20 m in the eastern area. The Muschelkalk has been divided into three stages: Lower, Middle and Upper, on the basis of lithological features and faunal assemblages.

The Lower Muschelkalk consists of limestones with only subsidiary intercalations of clayey shales and marls. Numerous

The Upper Buntsandstein-Roetian, shows signs of having been put down in marine basins or along the sea coast. In the south and west parts of the margin of the Góry Świętokrzyskie shallow-water marls and limestones with marine fauna predominate. In the western area of the northern part of the margin a series containing copious gypsum, indicating its origin in lagoon conditions, occurs amongst the marls and limestones. In the eastern area of the northern part of the margin the Roetian is dominated by sandstones which came into existence along the sea coast, on the beaches and within the range of running waters. The direction of cross-bedding in the Roetian sandstones indicates a transport of material from the southeast. Fauna is relatively scarce in the Roetian and mainly associated with the carbonate deposits. The thickness of the Roetian varies from zero to 233 m.

A subdivision of the Roetian in the Góry Świętokrzyskie has been made on the basis of lithological variations. The Roetian sea has left evidence of four phases with their characteristic deposits. The first phase occurred at the beginning of the marine transgression onto the central European area. Clayey and sandy deposits were then formed in the coastal zones of the basin while somewhat further from the coast marly and limy deposits were put down with gypsum. The second phase covered the period of increasing transgression which was associated with a uniformity in lithological type of rocks and a diminution of the gypsum deposits which occurred only occasionally. The third phase involved a reduction in depth of the basin with an associated development of marly, clayey, and sandy sediments and an increase in saline deposits. The fourth phase involved a renewed development of marine deposits. The deposits that came into existence at the time of the first two phases belong to the Lower Roetian while those of the following two belong to the Upper Roetian. The fauna found in the Roetian deposits do not afford any basis for introducing a more detailed subdivision, which has consequently been deduced from the changes in lithological features. However the index fauna for this stage do occur in the Roetian deposits, that is *Myophoria costata* Zenk. and *Beneckeia tenuis* Seeb.

fauna occur in them, mainly pelecypods, gastropods and crinoids, less frequently cephalopods and brachiopods. In the highest part of the Lower Muschelkalk numerous Alpine fauna appear (*Beneckeia buchi* Alb., *Spiriferina hirsuta* Schloth., *S. fragilis* Schloth., *Pleuronautilus mosis* (Mojs.), which provides evidence of connection between the central European and Alpine seas.

The Middle Muschelkalk in the Góry Świętokrzyskie consists of calcareous marly and dolomitic deposits. The dolomites occur usually in the central part of this member. A characteristic feature of the Middle Muschelkalk is the almost complete absence of fauna, since only occasional remains of fish are found. This is associated with the insufficient connection with the Alpine sea and the consequent greater salinity.

The Upper Muschelkalk consists of limestones, marls and claystones together with sandy limestones. They are filled with the remains of fauna such as pelecypods, brachiopods, cephalopods and vertebrates. The existence of *Ceratites* zones has

TABLICA I

Fig. 1. Przekątnie wstawiane piaskowce warstw tumlińskich o widocznych, bardzo długich laminach. Tumlin

Диагональная слоистость песчаников тумлинских слоев с заметными очень длинными прослоями. Тумлин

Cross-bedding in sandstones of the Tumlin beds with very long laminae visible. Tumlin

Fot. A. Ślęzka

Fig. 2. Kontakt piaskowca pstrego z dewonem. Doły Biskupie koło Ostrowca Świętokrzyskiego

A — piaskowce piaskowca pstrego, B — dolomity dewonu

Контакт пестрого песчаника с девонem. Доли-Бискупье близ г. Островец-Свентокшиски

A — песчаники пестрого песчаника, B — доломиты девона

The contact between the Buntsandstein and the Devonian. Doły Biskupie near Ostrowiec Świętokrzyski

A — Buntsandstein sandstone, B — Devonian dolomites

Fot. H. Topaczewska

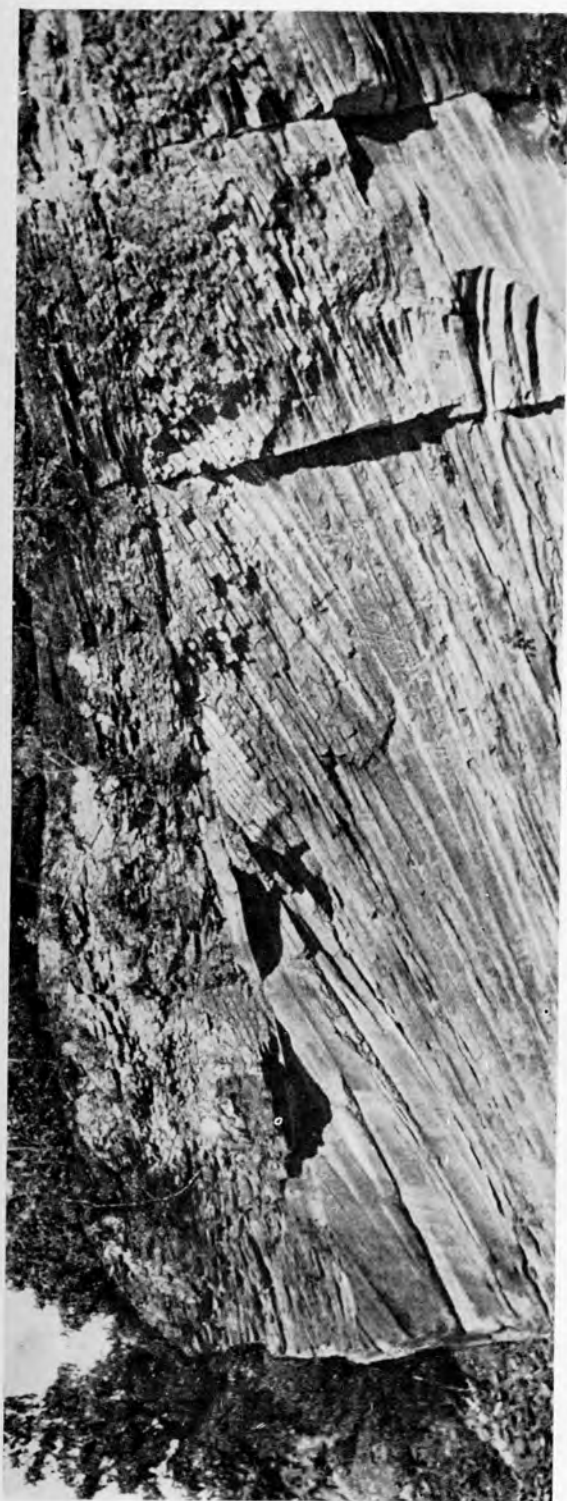


Fig. 1

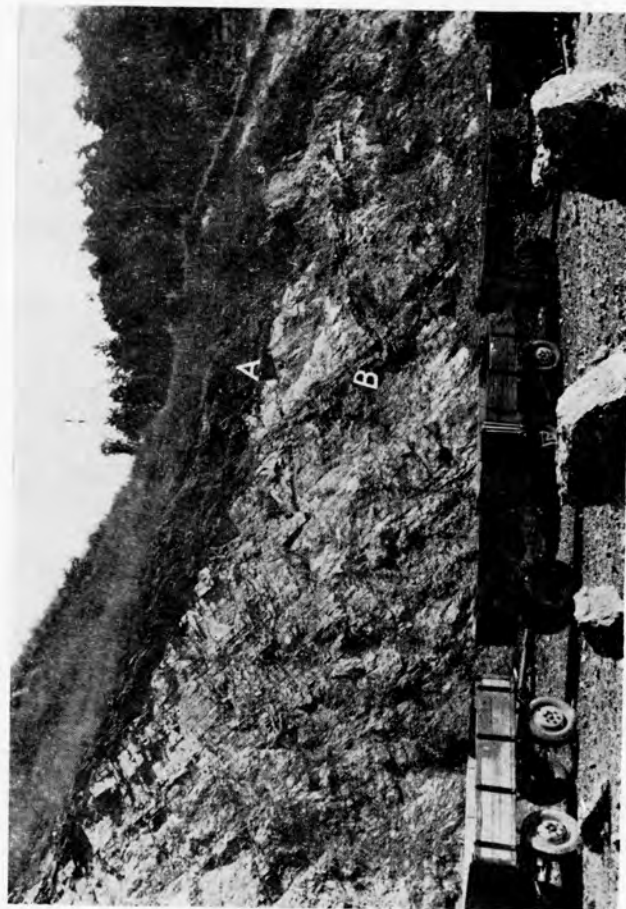


Fig. 2

TABLICA II

- Fig. 1. Przymyślnie ślady działalności prądu oraz odlewy śladów wysychania na dolnej powierzchni piaskowca z warstw labiryntodontowych. Wióry koło Kunowa (według H. Senkowiczowej i A. Ślęczki, 1962)  
Предполагаемые следы течений и отливы следов высыхания на нижней поверхности песчаника лабиринтодонтных слоев. Вюры близ г. Кунув (по Г. Сенковичовой и А. Слѣнчке, 1962)  
Assumed traces of the action of the current and casts of desiccation marks on the lower surface of the sandstone from the Labyrinthodont Beds. Wióry near Kunów (according to H. Senkowiczowa and A. Ślęczka, 1962)
- Fig. 2. Ripplemarki interferencyjne i ślady wysychania na górnej powierzchni piaskowców z warstw labiryntodontowych. Wióry koło Kunowa (według H. Senkowiczowej i A. Ślęczki, 1962)  
Знаки ряби и следы высыхания на верхней поверхности песчаников лабиринтодонтных слоев. Вюры близ г. Кунув (по Г. Сенковичовой и А. Слѣнчке, 1962)  
Interference ripple-marks and desiccation marks on the upper surface of the sandstones from the Labyrinthodont Beds. Wióry near Kunów (according to H. Senkowiczowa and A. Ślęczka, 1962)
- Fig. 3. Ślady pochodzenia organicznego (tropy) oraz mechanicznego (ślady wleczenia) na dolnej powierzchni piaskowca warstw ze Stryczewic. Stryczewice koło Opatowa (według H. Senkowiczowej i A. Ślęczki, 1962)  
Следы органического (ходы) и механического (следы волочения) происхождения на нижней поверхности песчаника в слоях из Стрычевиц. Стрычевице близ г. Опатув (по Г. Сенковичовой и А. Слѣнчке, 1962)  
Marks of organic origin (tracks) and of mechanical origin (dragging) on the lower surface of the sandstones from the beds at Stryczewice Beds. Stryczewice near Opatów (according to H. Senkowiczowa and A. Ślęczka, 1962)
- Fig. 4. Ślady robaków na górnej powierzchni piaskowca z warstw hieroglifowych. Waśniów (według H. Senkowiczowej i A. Ślęczki, 1962)  
Следы червей на верхней поверхности песчаника из иероглифовых слоев. Васнюв (по Г. Сенковичовой и А. Слѣнчке, 1962)  
Traces left by worms in the upper surface of the sandstone from the Hieroglyph Beds. Waśniów (according to H. Senkowiczowa and A. Ślęczka, 1962)



1



2



3



4

TABLICA V

- Fig. 1. *Omphalophylla* sp. Assm. Ret górny. Okolice Piekoszowa  
*Omphalophylla* sp. Assm. Верхний рёт. Район Пекошова  
*Omphalophylla* sp. Assm. Upper Roetian. Neighbourhood of Piekoszów
- Fig. 2. *Myophoria costata* Zenk. Ret górny. Okolice Piekoszowa  
*Myophoria costata* Zenk. Верхний рёт. Район Пекошова  
*Myophoria costata* Zenk. Upper Roetian. Neighbourhood of Piekoszów
- Fig. 3. *Undularia scalata* Schloth. Wapień muszlowy dolny, warstwy lukowskie. Wolica koło Chęciny  
*Undularia scalata* Schloth. Нижний раковинный известняк, луковские слои. Волица близ г. Хенцины  
*Undularia scalata* Schloth. Lower Muschelkalk, Łuków Beds. Wolica near Chęciny
- Fig. 4. Powierzchnia wapienia pokryta członami liliowców. Wapień muszlowy dolny. Zajączków  
 Поверхность известняка покрытая членами криноидей. Нижний раковинный известняк. Заёнчук  
 The surface of limestones covered with crinoid members. Lower Muschelkalk. Zajączków
- Fig. 5. *Enantiostreon difformae* Schloth. Wapień muszlowy dolny, warstwy z *Lima striata* Schloth. Wolica  
*Enantiostreon difformae* Schloth. Нижний раковинный известняк, слои с *Lima striata*. Schloth. Волица  
*Enantiostreon difformae* Schloth. Lower Muschelkalk, beds with *Lima striata* Schloth. Wolica
- Fig. 6. *Lima cf. striata* Schloth. Wapień muszlowy dolny, warstwy z *Lima striata* Schloth. Wolica  
*Lima cf. striata* Schloth. Нижний раковинный известняк, слои с *Lima striata* Schloth. Волица  
*Lima cf. striata* Schloth. Lower Muschelkalk, beds with *Lima striata* Schloth. Wolica
- Fig. 7. *Coenothyris vulgaris* Schloth. Wapień muszlowy, górny warstwy ceratytowe. Jarugi koło Opatowa  
*Coenothyris vulgaris* Schloth. Верхний раковинный известняк, цератитовые слои. Яруги близ г. Опатув  
*Coenothyris vulgaris* Schloth. Upper Muschelkalk, beds with *Ceratites*. Jarugi near Opatów
- Fig. 8. *Pecten discites* Schloth. Wapień muszlowy górny, warstwy z *Pecten discites*. Bzin koło Skarżyska  
*Pecten discites* Schloth. Верхний раковинный известняк, слои с *Pecten discites*. Бзин близ г. Скаржиско  
*Pecten discites* Schloth. Upper Muschelkalk, beds with *Pecten discites*. Bzin near Skarżysko
- Fig. 9. *Bourgetia meissneri* Senk. Wapień muszlowy górny, warstwy ceratytowe. Nietulisko koło Ostrowca Świętokrzyskiego  
*Bourgetia meissneri* Senk. Верхний раковинный известняк, цератитовые слои. Нетулиско близ г. Островец-Свентокшиски  
*Bourgetia meissneri* Senk. Upper Muschelkalk, beds with *Ceratites*. Nietulisko near Ostrowiec Świętokrzyski
- Fig. 10. *Ceratites* sp. Wapień muszlowy, warstwy ceratytowe. Bliżyn koło Skarżyska. Zmniejsz. 2×  
*Ceratites* sp. Верхний раковинный известняк, цератитовые слои. Ближин близ г. Скаржиско. Уменьш. 2×  
*Ceratites* sp. Upper Muschelkalk, beds with *Ceratites*, Bliżyn near Skarżysko. Diminished 2×

Uwaga. Fig. 1-9 — wielkość naturalna  
 Фиг. 1-9 — натуральная величина  
 Fig. 1-9 — full size

Fig. 1-10 — Fot. D. Oleksiak



1



2



5



6



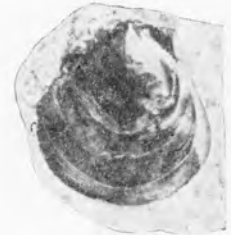
3



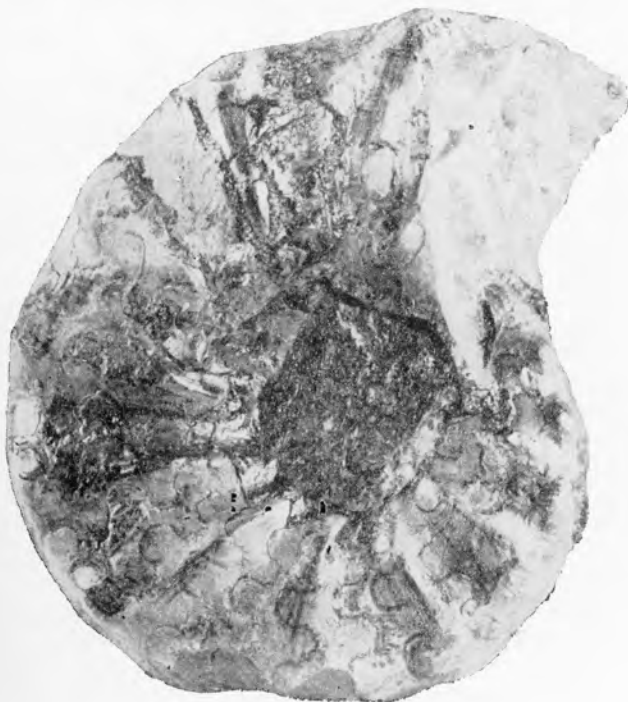
4



7



8



10



9



Stratygrafia		Zachodnia Polska R. Dadlez J. Kopik (1963)	Północno-wschodnie obrzeżenie Gór Świętokrzyskich				
			Rejon Ostrowca Świętokrzyskiego (Kamionka, Miłków) J. Samsonowicz (1929), Z. Kozydra (1962b)	Rejon Adamowa Z. Kozydra (1962b)			
Jura dolna	Lias dolny  Lias dolny lub retyk	Warstwy mechowskie	Lias $\alpha_1$				
		Warstwy wie- lichowskie	Hiatus	Hiatus			
Trias górny	Retyk górny	Poziom <i>Rhaetavicula contorta?</i>	Kajper górny J. Samso- nowicz 1929 (Kamionka)	Ily (glinki) czerwone, pstre z rzad- kimi otoczkami kwarcytów Piaskowce pstre i glinki Łupki ilaste, wiśniowe z ła- wicą piaskowców i zlepień- ców z otoczkami kwarcy- tów, kwarców litych, wapieni z toczeńca- mi (kilka m)	Iłowce i mułow- ce wiśni- we, pstre, margliste, z przelawice- niami zlepieńców		
						Retyk dolny	Poziom <i>Unionites posterus</i>
	Kajper górny	Warstwy jarkowskie  Warstwy drawnieńskie	Górna seria gipsowa	Hiatus	Piaskowce żółte, czerwone, drobno- ziarniste, z cienkimi wkładkami ilów (około 27,0 m)	Hiatus	
							Brak (?)
				(Kajper dolny, wapień muszlowy)		Brak	(Wapień muszlowy)



Zestawienie korelacyjne retyku Gór Świętokrzyskich

Region świętokrzyski

Północne i północno-zachodnie obrzeżenie Gór Świętokrzyskich

Rejon Gowarczowa Korytków — Eugeniów Z. Kozydra (1962a, b)		Rejon Końskich (Pięty) R. Krajewski (1958), E. Cieśla (1952)		Stuzianna W. Karaszewski (1962)		Rejon Żarnowa I. Jurkiewiczowa (1962)	
Lias $\alpha_1$		Lias $\alpha_1$		Lias $\alpha_1$		Lias $\alpha_1$	
Brak		Brak		Brak ?		Brak	
<p>ilowce szare, czerwone, plamiste, dolomityczne, z przelawieniami i wkladkami wapieni dolomitycznych, z toczencami ilastymi, sferolity, w spagu wkladka zlepionego (okolo 16 m)</p> <p>ilowce zielonawoszare czesciej wiśniowamiste, zawierajace liczne skupienia strokawędzistych brylek wapieni o ilku milimetrów do paru centymetrów (średnicy)</p> <p>ilowiec wiśniowoczerwony przekątnie warstwowany (26,5 m)</p> <p>ilowce zielonawoszare, szare, plamiste, z wkladkami wapieni, mułowców i dolomitów (51,6 m)</p> <p><i>Lingulina cf. obliqua</i> <i>Lingulina liassica</i></p>		<p>ilowce wiśniowe, zielonawe, plamiste z przewarstwieniami ilów marglistych</p> <p>ilowce jak wyzej, z wkladką zlepionego wapiennego („brekcji lisowskiej”) w dolnych partiach z otoczakami i okruchami szarych wapieni (okolo 41,0 m)</p> <p>ilowce zielonawe, ciemnowiśniowe i szare, lupki, mułowcowe piaszczyste, piaszkowce, ilowce szare, zielonawe, plamiste z wkladkami margli i wapieni (okolo 42,0 m?)</p> <p><i>Cytheridea cf. simplex</i> <i>Pontocypris rara</i> <i>Bairdia hagenovi</i></p>		<p>ilowiec ciemnoszary, dolomityczny, hieroglify, ślady falowania, wkladki mułowca dolomitycznego, syderyty, sferolity</p> <p><i>Foraminifera</i> gen. et sp. ind. ilowiec i piaszkowiec czerwono-brunatny, plamisty, sferolity okolo 50 m</p> <p>ilowiec marglisty, czerwony, wkladki „zlepionego wapiennego” („brekcji lisowskiej”) oogonie charofitów, ilowce ciemnobrunatne, margle ilaste czerwono-brunatne z wkladkami wapieni</p> <p>(okolo 125 (165) m?)</p>		<p>Przekładanie mułowcowe i ilaste, mułowcowe piaszkowce, mułowcowe piaszkowce (okolo 3 m)</p> <p>Mułowce i piaszkowce zielonawe, plamiste, z wkladkami pseudo-oolitowymi, piaszkowce, mułowcowe piaszkowce, mułowcowe piaszkowce, mułowcowe piaszkowce, mułowcowe piaszkowce, mułowcowe piaszkowce, mułowcowe piaszkowce, mułowcowe piaszkowce (okolo 3 m)</p>	
Brak ?		Brak ?		Kajper górny (gipsowy)		Brak	

W pionowych rubrykach obrazują poglądy poszczególnych autorów na wiek analizowanych ogniw litostatygraficznych

Tabela 2

		Południowe obrzeżenie Gór Świętokrzyskich		
		Rejon Żarnowa I. Jurkiewiczowa (1961, 1967)	Rejon Chmielnika (Obice) H. Senkiewiczowa (1957)	Rejon Szydłowa K. Pawłowska (1962)
		Lias $\alpha_1$	Dogger (kelowej)	Lias $\alpha_1$
	Hiatus (retyk górny)	Brak	Brak	Brak
	Retyk dolny i środkowy			
	C	Przekładańce mułowcowo-ilaste, sferulity, rurki robaków, <i>Cornuspira</i> sp., <i>Lingulina</i> sp., <i>Hungarella</i> sp.	Piaskowce czerwone, wapieniste, w spągu ze żwirkami, przelawicające się z łupkami ilastymi, czerwonymi	Mułowce zielonawe i ciemnobrązowe pstre, mułowce i piaskowce zlepieńcowate z toczęciami ilastymi, zlepieniec z pseudo-oolitami (18,0 m)
	B	Przekładańce mułowcowo-piaskowcowe i ilaste, mułowce, łupki ilaste, piaskowce zlepieńcowate (około 35 m)	Łupki ilaste i piaskowce czerwone, ility wiśniowe i piaskowce ze żwirkami, piaskowce ze żwirem oraz toczęciami ilastymi i glaukonitem (55,15 m)	Mułowce i piaskowce zielonawe, wiśniowe, niekiedy zlepieńcowate z wkładkami wapieni i toczęciami, piaskowce zlepieńcowate (około 37,5 m)
	A	Mułowce i piaskowce wiśniowe i zielonawe, plamiste, z wkładkami zlepów pseudo-oolitowych, przekładańce mułowcowo-piaskowcowe, piaskowce, mułowce wiśniowe, pstre, <i>Ostracoda</i> gen. et sp. ind. zlep pseudo-oolitowe, ilowce, piaskowce, mułowce gruzłowate, pseudo-oolitowe, piaskowce drobnoziarniste (około 52 m)	Illy zielonawo-oliwkowe, plamiste, łupki piaszczyste i ilaste, czerwone i szare (25,5 m)	Mułowce i ilowce wiśniowe, pstre z gruzkami wapiennymi, przewartwieniami „brekcji lisowskiej” (ponad 100 m)
	Kajper górny	Brak ?	?	<i>Unionites posterus</i> <i>Diplostroma</i> cf. <i>subangulata</i> <i>Variostoma</i> sp. <i>Marginulina</i> sp. <i>Rhombocythere</i> sp.
			(Retyk + kajper dolny około 200 m)	?

kładowe występowanie gipsów i anhydrytów najwyższego kajpru.

Obszar sedymentacyjny kajpru górnego Gór Świętokrzyskich zajmował w stosunku do Niżu Polski bardziej peryferyczne położenie, dlatego też brak jest zazwyczaj w tych utworach owych litostratygraficznych wskaźników korelacyjnych, jakimi są poziomy ewaporatowe. W rezultacie najczęściej ma się do czynienia z dużej miąższości serią głównie czerwonych, pstrych i szarych osadów ilasto-mułcowych, z których część należy do retyku a reszta do kajpru. Rozdzielenie tego kompleksu w oparciu o zmiany litologiczne jest na ogół trudne i często zawodne.

Znaleziska paleontologiczne, które mogłyby

ułatwić rozwiązanie tego problemu są rzadko odkrywane. Jest to wynikiem zarówno sporadyczności występowania w najwyższym triasie skamieniałości roślinnych i zwierzęcych jak i niezbyt jeszcze zaawansowanym na świecie rozwojem badań paleontologicznych fauny i flory epikontynentalnego kajpru i retyku.

Obraz retyku świętokrzyskiego przedstawiony w obecnym rozdziale jest więc szkicowy i niepełny. Wyjaśnienie szeregu istniejących obecnie wątpliwości zależeć będzie w dużej mierze od uzyskania nowych profiliów wiertniczych, dalszych postępów badań paleontologicznych oraz od rozwoju szczegółowych studiów sedymentologicznych tych utworów.

\*

\*

\*

Osady retyckie Gór Świętokrzyskich ciągną się od północy, zachodu i południowego zachodu niezbyt szerokim pasem wychodni otaczających wraz z pozostałymi ogniwami osłony mezozoicznej, paleozoicznej cokoł świętokrzyski. Podobnie jak utwory kajpru i liasu, są one silnie zaburzone tektonicznie. Przewaga skał ilastych sprawia, że odsłonięcia osadów retyku w omawianym regionie są niezbyt liczne i zazwyczaj fragmentaryczne.

Bardziej szczegółowych danych o wykształceniu tych utworów, zwłaszcza w północnej części regionu, dostarczyły wiercenia przeprowadzone w okresie powojennym.

Znamienną cechą pogranicza triasu i jury Gór Świętokrzyskich jest często zaznaczający się w spągu liasu (lub w stropie retyku, według innych autorów) hiatus, wyrażający się brakiem tzw. warstw wielichowskich.

Można przy tym wnioskować, że luka ta ma charakter erozyjny, podobnie zresztą jak i w przypadku hiatusu istniejącego między utworami retyku i kajpru.

Przypuszczenie o występowaniu w regionie świętokrzyskim retyku górnego głównie zostało oparte na podstawie pośrednich przesłanek. Zostało mianowicie stwierdzone, że kompleks utożsamiany z tą częścią retyku najczęściej przykryty jest osadami liasu dolnego — poziomu *Thaumatopteris*, a podestany ilasto-mułcowymi (z „brekcją liśwską”) utworami retyku dolnego — poziomu *Unionites posterus*.

Jakkolwiek fauna zawarta w osadach utożsamianych z retykiem górnym nie zawiera przewodnich form, to jednak wysoce znamienne jest zjawisko braku w zespole charakterystycznych gatunków brakicznych retyku dolnego oraz utrzymująca się nadal obecność morskich otwornic<sup>3</sup>. Fakt

ten wyklucza jednocześnie możliwość łączenia tego kompleksu z warstwami wielichowskimi, które na terenie Niżu Polski wykształcone są w faejach śródlądowych.

Niżej leżące osady retyku (do niedawna łączone najczęściej z kajprem górnym) chociaż zawierają nieliczne, to jednak już typowe gatunki retyku dolnego poziomu *Unionites posterus* (tabl. I, fig. 1). Obecność małżoraczków: *Rhombocythere* sp. (= *Notocythere* sp.), *Darwinula globosa* (Duff.), małżów *Unionites posterus* (Defn. et Fraas) nie tylko pozwala paralelizować odpowiednie odcinki retyku dolnego Gór Świętokrzyskich z profilami zachodniej Polski — ale umożliwi także szerszą ich paralelizację, między innymi z wyróżnionym w Niemczech kompleksem górnego „Steinmergelkeuper”<sup>4</sup>.

Jak już poprzednio wspomniano wyznaczenie w Górach Świętokrzyskich granicy retyku z kajprem stwarza poważną trudność. W niewielu tylko miejscach regionu utwory retyckie zgodnie spoczywają na kajprze górnym (Studzianna, tab. 2), zawierającym pokłady gipsów i anhydrytów, które stanowią ważny reper litostratygraficzny.

W północno-wschodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich wyraźnie zaznaczający się hiatus powoduje występowanie silnie niekiedy zredukowanego retyku (względnie najniższego liasu) na różnych ogniwach triasu (W. Karaszewski, 1960, 1962; Z. Kozydra, 1962a, b). W pozostałych odcinkach obrzeżenia zjawisko to prawdopodobnie również się powtarza, chociaż w słabszym zapewne stopniu (brak górnego kajpru?).

<sup>3</sup> W strefie epikontynentalnej retyk górny (kontortowy) był, jak wiadomo, okresem o najsilniej zaznaczonych tendencjach ingresywnych.

<sup>4</sup> Utwory te w Niemczech, podobnie zresztą jak i cały retyk, powszechnie włączane są jeszcze do kajpru górnego.

## ZARYS BADAŃ

Retyk jako samodzielne ogniwo stratygraficzne został po raz pierwszy w Górach Świętokrzyskich wyodrębniony przez J. Siemiradzkiego (1887). Zakres wyróżnionej przez tego badacza jednostki stratygraficznej był jednak, w porównaniu z obecnie przyjmowanym, niewspółmiernie duży, ponieważ do retyku włączane były również i te kompleksy osadowe, które obecnie uznawane są za dolny lias. Podobne stanowisko zajmował również M. Raciborski (1891, 1892) przypisując retycki wiek badanej przez siebie florze z Gromadzie i Chmielowa. Zaznaczyć jednak należy, że wymieniony autor utożsamiał ją z florą poziomu *Thaumatopteris schenki* zaliczanego ówczesnie do retyku, obecnie zaś łączonego z liasem dolnym (lias  $\alpha_1-2$ ).

Utwory uznawane obecnie jako retykie najczęściej wiązano wówczas z kajprem. Uczynił tak A. Schneider (1829, fide J. Samsonowicz, 1929) wyróżniając utwory kajprowe przykryte liasowym kompleksem osadowym „formacji północnego, białego piaskowca”, podobnie też postąpili J.B. Pusch (1881—1883), A. Michalski (1884) oraz nieco wcześniej F. Roemer (1866, 1868), którzy po raz pierwszy na obszar świętokrzyski przenieśli (stosowany niekiedy z pewnymi modyfikacjami do dnia dzisiejszego) niemiecki schemat podziału stratygraficznego triasu górnego (trójdzielny podział utworów kajprowych z retykiem jako odpowiednikiem kajpru górnego).

Podobny schemat podziału triasu górnego stosowany był w okresie międzywojennym przez C. Kuźniara (1922—1943) i J. Czarnockiego (1924—1943) — *vide* tabela 1.

C. Kuźniar początkowo retyk definiuje podobnie jak M. Raciborski (1891, 1892), później (C. Kuźniar, 1924—1943) mianem retyku (kajpru górnego) określa utwory zaliczane obecnie do liasu dolnego, łącząc z nim kompleksy, które współcześnie wyróżniane są pod nazwą serii zagajskiej, skłobskiej, a nawet należące częściowo do serii zarzeckiej. Utwory retyku w sensie stosowanym obecnie, wykształcone jako „pstre ily i łupki”, zalicza zgodnie z ówczesnymi poglądami do kajpru środkowego.

Na obszarze południowego, północno-zachodniego i zachodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich zbliżony schemat stratygraficzny triasu górnego stosuje J. Czarnocki. Początkowo badacz ten (J. Czarnocki, 1925) do retyku (kajpru górnego) zalicza kompleks szarych łupków ilastych z wkładkami białych piaskowców i lokalnie syderytów. Utwory te leżały na serii wiśniowych ilów i zlepień-

ców oraz zwirowisk kwarcowo-kwarcytowych („środkowy kajper”). W późniejszych latach J. Czarnocki obniża nieco dolną granicę retyku, włączając do niego wspomniane poziomy zwirowe. Według obecnych definicji retyk mieściłby się w obrębie kajpru środkowego J. Czarnockiego, natomiast wyżej leżące osady zwirowe, łącznie z utworami uznawanymi przez wspomnianego autora za kajper górny (retyk), reprezentowałyby już niższe ogniwa liasu dolnego.

W 1929 r. J. Samsonowicz zajmuje w sprawie stratygrafii retyku wręcz odmienne stanowisko. Zgodnie z poglądami geologów francuskich uznaje retyk za najniższe piętro jury, ograniczając go wyłącznie do kompleksu wyróżnionego pod nazwą serii zagajskiej. Badacz ten stwierdził między innymi istnienie niezgodności pomiędzy niżej leżącymi utworami najwyższego triasu (kajpru) a tą serią.

Szereg wniosków J. Samsonowicza, pomimo konieczności przeprowadzenia pewnych korekt jego podziału stratygraficznego (np. liasowy wiek serii zagajskiej), a zwłaszcza stwierdzenie przez tego badacza w północno-wschodnim odcinku regionu świętokrzyskiego łuki, obejmującej najwyższą część triasu górnego — są obecnie również jeszcze w dużym stopniu aktualne.

W 1928 r. A. Makarewiczówna wypowiada się już za dolnoliasowym wiekiem flor z Gromadzie, Podszkodzia i Chmielowa.

E. Passendorfer (1924, 1939) początkowo przyjmuje dla rejonu Przedborza schemat stosowany przez J. Czarnockiego i C. Kuźniara, później jednak nawiązuje do koncepcji stratygraficznych J. Samsonowicza łącząc między innymi retyk z jurą. Do kajpru górnego badacz ten zalicza kompleks osadów ilastych z brekjami wapiennymi oraz wyżej leżące zlepienie kwarcowo-kwarcytowe.

Po drugiej wojnie światowej w rejonie Końskich i Przysuchy prowadzi badania R. Krajewski (1947—1958). Autor ten, podobnie jak J. Samsonowicz, nadal łączy z retykiem wyodrębnioną przez siebie serię węglowo-rudną, stanowiącą odpowiednik serii zagajskiej z północno-wschodniego obrzeżenia.

Lata powojenne charakteryzują się wzmocnieniem prac geologicznych nad utworami z pogranicza triasu i jury Gór Świętokrzyskich. W tym okresie badania stratygraficzne przeprowadzają E. Cieśla, I. Jurkiewiczowa, H. Jurkiewicz, W. Karaszewski, A. Kleczkowski, Z. Kozydra, K. Pawłowska, H. Senkiewiczowa.

Wyniki tych prac przedstawione zostaną w części szczegółowej.

## POŁUDNIOWE OBRZEŻENIE

Najdalej wysunięte ku południowi stanowisko retyku w Górach Świętokrzyskich (fig. 1) i jedno z nielicznych w południowym obrzeżeniu zostało

stwierdzone w otworze wiertniczym Poreba Wierzbicka koło Szydłowa (K. Pawłowska, 1962). Wiercenie to nie osiągnęło jednak spągu retyku, trudno



Fig. 1. Lokalizacja ważniejszych miejscowości

1 - trzon paleozoiczny, 2 - trias, 3 - jura, 4 - kreda

Position of the more important localities

1 - Palaeozoic core, 2 - Triassic, 3 - Jurassic, 4 - Cretaceous

jest więc ocenić zarówno ogólną miąższość<sup>5</sup> tego piętra jak i wiek utworów podścielających go.

Wyższe części retyku dolnego Poręby Wierzbickiej grubości 31,5 m wykształcone są w postaci mułowców i ilowców czerwonawożółtych, pstrych, z gruzelkami wapiennymi, podrzędnymi przeławieniami piaskowców i licznymi wkładkami „brekcyj lisowskiej”.

W bezpośrednim sąsiedztwie Poręby w tego typu skałach notowano (otwór wiertniczy Dobrow IG 1) występowanie dolnoretyckich małżoraczków *Rhombocythere* sp. (= *Notocythere* sp.) oraz małżów *Unionites posterus* (Deffn. et Fraas) (tabl. I, fig. 1). Ten ostatni gatunek uznany jest w Niemczech za przewodnią formę dla serii górnego „Steinmergelkeuper”, odpowiadającej polskiemu retykowi dolnemu.

Obok wymienionych form brakicznych znaleziono w Dobrowie również nieliczną i źle zachowaną, morską mikrofaunę otwornic: *Diplotremina* cf. *subangulata* Krist.-Toll., *Variostoma* sp., *Marginulina* sp. Należy podkreślić, że niektóre z tych gatunków, jak np. *Diplotremina subangulata* Krist.-Toll. i sze-

<sup>5</sup> Miąższość retyku dolnego w usytuowanym w pobliżu wierceniu Dobrow przekracza zapewne 100 m.

reg gatunków rodzaju *Variostoma* stanowią charakterystyczny element fauny retyku wschodnich Alp, a pierwsza z tych form jest przewodnim gatunkiem dla nienajwyższego retyku tego regionu.

K. Pawłowska (op. cit.) pstrych utworów z „brekcyjami lisowskimi” Poręby Wierzbickiej 20, aktualnie uznawane za retyk dolny, zaliczała do kajpru górnego, natomiast wyżej leżące osady o miąższości 55,3 m umieszczała w retyku. Niższa część tego ostatniego kompleksu miąższości około 37,5 m utworzona jest z piaskowców zlepionych z otoczkami żwirów kwarcowo-kwarcytowych i z toceńcami ilastymi, piaskowców średnio- i drobnoziarnistych z przeławieniami wapienia gruzłatego oraz mułowców. W wyższym odcinku profilu dominują natomiast ciemnożółte, brunatne i szarozielone mułowce z toceńcami ilastymi i przeławieniami piaskowców oraz miejscami zlepionych. Wykształcenie spagowych części tego kompleksu w postaci utworów gruboklastycznych, odmienne od utworów leżących niżej i zarazem wykazujące wiele podobieństw do osadów nadległych, uznane zostało przez K. Pawłowską za dowód ich transgresywnego charakteru.

Wyżej leżąca seria, miąższości około 18 m, również wskazuje na zbliżone warunki sedymenta-

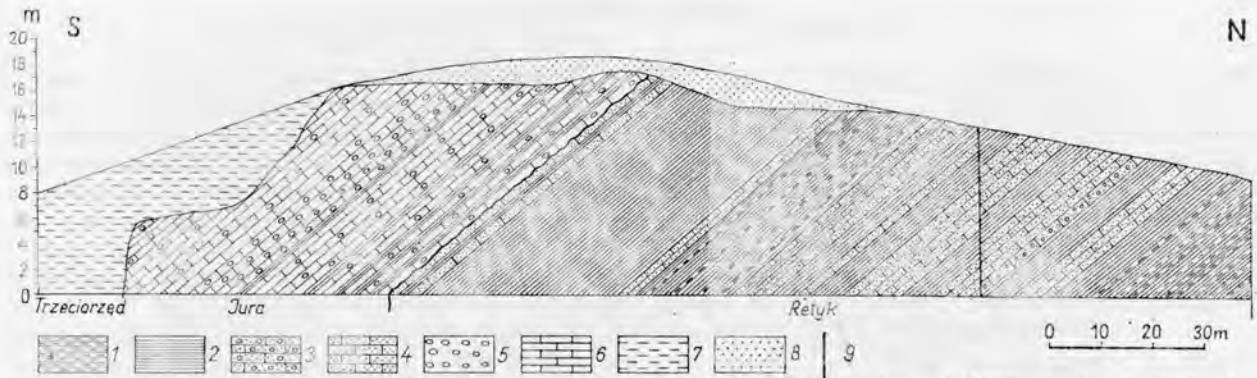


Fig. 2. Przekrój geologiczny w przekopie kolejowym w Obicach (według H. Senkowiczowej (1957) — nieco zmienione)  
Retyk: 1 — łupki piaszczyste, 2 — ily, 3 — piaskowce żwirkowe, 4 — piaskowce. Jura: 5 — krzemienie, 6 — łupki, 7 — wapienie. 8 — Trzeciorzęd  
9 — Czwartorzęd. 10 — uskok

Geological cross-section at the railway cutting at Obice (according to H. Senkowiczowa (1957) — with changes)  
Rhaetian: 1 — sandy shales, 2 — clays, 3 — gravelly sandstones, 4 — sandstones. Jurassic: 5 — flints, 6 — shales, 7 — limestones. 8 — Tertiary. 9 — Quaternary. 10 — fault

cyjne. Rozpoczyna ją kompleks zlepieńcowy, złożony z mułowcowych i wapiennych zlepieńców zrostkowych, zlepieńców ilowych oraz pseudo-oolitowych z toceńcami mułowców i wapieni. Wyżej występują zielonawe, plamiste mułowce często zlepieńcowate, z toceńcami ilastymi, żwirrem kwarcowym oraz okruchami piaskowców i wapieni. W stropie tych utworów leżą 2,5 m miąższości, zielonawe, ciemnobrązowe i pstre mułowce. Na utworach tych spoczywają osady piaskowcowe serii zagajskiej zawierające już przewodnie dla liasu dolnego mikrospory *Lycostrobus scotti* Nath.

Fakt bezpośredniego graniczenia z liasem utworów typu ingresywnego, utożsamianych z retykiem górnym pozwala wnioskować, że w profilu Poręby ma miejsce hiatus obejmujący tzw. warstwy wielichowskie<sup>6</sup>. Te ostatnie bowiem w dotychczas poznanych profilach tworzyły się już w okresie zdecydowanej regresji morskiej.

W kierunku północno-zachodnim retyk odsłania się w rejonie Chmielnika, w okolicach Drugni, Strojnowa, Pierzchnicy i Piotrkowic (J. Czarnocki, 1932). Reprezentowany jest on tam między innymi przez kompleks wiśniowych ilów z soczewkami pseudo-oolitów, piaskowców wiśniowych (Gumienice, Straszniów) oraz dolomitów występujących w postaci przelawień. Te ostatnie najlepiej odsłaniały się na północ od Podlesia. J. Czarnocki utwory te zaliczał do kajpru.

W obrębie fałdów radomickiego i skrzelczyckiego retyk wykształcony jest w postaci czerwonych ilów z przelawieniami piaskowców i zlepieńców okruchowych. Łącznie z kajprem osiąga on tu miąższość około 280 m (H. Senkowiczowa, 1957). W południowo-zachodnim odcinku skrzydła brachyantykliny zbrzańskiej utwory retyku odsłaniają się między innymi w przekopie kolejowym w Obicach (H. Senkowiczowa, 1957) (fig. 2).

<sup>6</sup> Przynależność wiekowa warstw wielichowskich jest obecnie żywo dyskutowana. Uznaje się je bądź za górnoretyckie, bądź też za należące już do najniższego liasu.

Retyk (kajper górny w ujęciu H. Senkowiczowej) reprezentowany jest tu przez serię osadową, której odsłonięte odcinki osiągają miąższość około 80 m. Najstarsze z odsłaniających się jego warstw utworzone są z piaszczystych, szarych i czerwonych ilów (25,5 m) zapewne reprezentujących wyższą część retyku dolnego. Kontakt z kajprem nie był tutaj widoczny.

Wyższy, odmienny litologicznie kompleks oddzielony jest od wspomnianych utworów ilastych warstwą słabo związłego piaskowca ze żwirkiem i glaukonitem oraz toceńcami ilastymi. Utwory te zbudowane są z naprzemianległych warstw — szarych, czerwonych, wapienistych piaskowców, ze żwirkiem, z toceńcami ilastymi i kongrecjami limonitu oraz z wiśniowych i zielonawych, plamistych ilów i łupków ilastych (miąższość 55,15 m). Osady te ze względu na swoje wykształcenie litologiczne jak i stosunki miąższościowe paralelizować można z kompleksem mułowcowo-piaskowcowo-zlepieńcowym z Poręby Wierzbickiej, należącym zapewne do retyku górnego. Bezpośrednio na utworach retyku leżą w Obicach piaszczyste wapienie keloweju, luka więc w tym profilu jest bardzo duża, obejmuje bowiem cały lias i większą część jury brunatnej.

Nieco dalej w kierunku północno-zachodnim aż po okolice Chęcin odsłania się gruba seria wiśniowych ilów z cienkimi przelawieniami piaskowców, leżąca bezpośrednio na kajprze dolnym (węglowym) i zawierająca przewarstwienia związłych wapieni, miejscami dolomitycznych oraz skał pseudo-oolitycznych o strukturze zlepieńcowatej (okolice Zaborza, Górek i Woli Morawickiej). Osady te J. Czarnocki (1927) włączał do kajpru (środkowego?), zapewne jednak większość z nich należy wiązać z re-

<sup>7</sup> Podział kajpru zastosowany przez J. Czarnockiego przyjęty został ze schematów niemieckich, w których kajper środkowy jest odpowiednikiem kajpru gipsowego (górnego kajpru *sensu polonico*). W obrębie kajpru górnego J. Czarnockiego mieściły się więc — jak wynika ze schematu stratygraficznego tutaj zastosowanego — retyk.

tykiem. W górnej części kompleksu wiśniowych ilów J. Czarnocki (op. cit.) stwierdza występowanie niestalego poziomu żwirowisk kwarcowych i słabo scementowanych zlepieńców (lias dolny?).

Kontakt utworów retyku z jurą środkową widoczny jest także w kamieniołomie w Woli Morawickiej (tabl. I, fig. 2).

W obrębie fałdu chęcińskiego wychodnie osadów retyku miejscami bądź zanikają pod utworami jury, bądź też jak ma to miejsce w okolicach Brudzowa i Zaborza (północna część arkusza Pińczów) na skutek odklucia jury ulegają znacznemu poszerze-

niu. Zapewne występują one też w okolicach Wolicy, w przekopie kolejowym koło stacji Chęciny, gdzie były obserwowane przez J. Czarnockiego (1926).

W kierunku północno-zachodnim, w stronę Małogoszczy retyk mieści się w obrębie dość grubego kompleksu wiśniowych ilów. Leżące wyżej żwirowiska kwarcowe zaliczane przez J. Czarnockiego (1925) do środkowego i najwyższego kajpru (tzn. kajpru górnego i retyku) należy uznać za osady stratygraficznie młodsze (odpowiednik dolnoliasowych warstw snochowickich).

## ZACHODNIE OBRZEŻENIE

Na obszarze zachodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich w rejonie pomiędzy Małogoszczą i Fal-kowem (na północny wschód od Przedborza) utwory retyku opisane zostały przez A. Michalskiego (1884), J. Czarnockiego (1925, 1929), E. Passendorfera (1939) oraz I. Jurkiewiczową (1954, 1961, 1967) i H. Jurkiewicza (1965).

W okolicach Mnina retyk dolny (kajper w interpretacji I. Jurkiewiczowej) tworzą czerwonozielonawe, pstre, miejscami gruzłowate mułowce i ilowce zawierające przeławiczenia drobnoziarnistych, wapnistych piaskowców z czterema poziomami zlepów pseudo-oolitowych. Wyżej leżą piaskowce drobnoziarniste i mułowce gruzłowate, brunatnowiśniowe, zielonawo-szare, pstre oraz pseudo-oolitowe. Jest to zapewne już retyk górny.

E. Passendorfer (1939) z rejonu Pilezycy podaje następujący profil: „Zlepienie (brekceje wapienne) składające się z otoczek wapieni zielonkawych, fragmentów rud zlepionych kalcytem, czasem zbudowane są wyłącznie z fragmentów rud i czerwonych wapieni miejscami o budowie jakby oolitycznej. Zlepienie te przypominają swym wyglądem tzw. brekceje lisowską z Myszkowa. Wyżej leżą wiśniowe ily, w których w części spągowej tkwią wspomniane zlepienie. Wśród ilów wiśniowych podrzędnie występują partie ilów zielonawo-niebieskich. W górnej partii lokalnie trafiają się wkładki rud żelaza”. Na utworach tych spoczywają zlepienie kwarcowo-kwarcytowe zaliczone przez E. Passendorfera (op. cit.), podobnie jak i poprzednie dwa kompleksy osadowe, do kajpru górnego.

Według obecnych interpretacji, osady ilaste ze zlepieniami porównywanymi przez wspomnianego autora z brekcją lisowską (warstwy 1—2) oraz wyżej leżący kompleks ilasty reprezentują retyk, natomiast warstwy zlepieńców kwarcowo-kwarcytowych odnieść już należy do liasu dolnego.

Między Wólką Konradów i Rudą Pilezyczą obecność nieco wyższych ogniwi retyku, a mianowicie poziomów zlepieńcowatych należących, według aktualnych poglądów prawdopodobnie do retyku górnego, sygnalizowała I. Jurkiewiczowa (1961, 1967). Autorka opisuje z tych okolic kom-

pleks złożony z przekładańców ilastych, mułowców i piaskowców zlepieńcowatych i pstrych, szarych zlepieńców z otoczkami wapieni, dolomitów, piaskowców kwarcytowych i żelazistych, kwarców oraz z otoczkami mułowcowymi i z rzadka z drobnymi pseudo-oolitami. Występują tu również przeławiczenia zlepów pseudo-oolitowych lub zielonawych wapieni. Miąższość tego ogniwa wynosi 8,65 m.

I. Jurkiewiczowa (op. cit.) warstwy te utożsamia z poziomem A dolnego — środkowego retyku (tab. 2) wspominając, że spoczywają one na górnokajprach, według tej autorki, pstrych mułowcach i ilowcach z brekcjami, zawierających liczne wkładki zlepów pseudo-oolitowych (= retyk dolny). Chociaż wyższe poziomy mułowcowo-piaskowcowo-zlepieńcowate (B, C) w tym rejonie nie są odsłonięte, to jednak przypuszczalna miąższość tych utworów, reprezentujących według obecnych koncepcji retyk górny, nie powinna przekraczać 20 m.

Tylko w jednym przypadku na terenie zachodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich poznany został pełny profil retyku, w otworze wiertniczym Boża Wola, na SE od Przedborza. Według H. Jurkiewicza (1965) retyk osiąga w tym otworze miąższość 311 m (od głębokości 852 do 1163 m). Górne odcinki profilu utworów retyckich w Bożej Woli tworzą brunatno-wiśniowe mułowce i ilowce zawierające (do głębokości 900 m) sferolity. Niżej pojawiają się charakterystyczne wkłady zlepieńców oraz przeławiczenia wapieni i dolomitów (te ostatnie głównie w dolnych odcinkach profilu). W próbkach poniżej głębokości 900 m częste są oogonie ramienie, zaś w całym kompleksie napotkane zostały nieliczne otwornice zlepieńcowate (*Rhabdammina*, *Saccamina*) oraz małżoraczki.

Nieco dalej ku północy pstre utwory retyku poznane zostały na obszarze między Stanisławowem i Nosolowicami (E. Passendorfer, 1939), oraz Olszamowicami i Dobrym Widokiem. (I. Jurkiewiczowa, 1961, 1967). W okolicach Czerwna (na NE od Przedborza) odsłaniają się dolnoretyckie, pstre, margliste mułowce zawierające przewarstwienia zlepów pseudo-oolitowych.

Utwory retyku górnego omawianego rejonu nie odbiegają swym wykształceniem od poznanych

w rejonie Pilezycy. Osiągają one miąższość rzędu 18—20 m. Nieco bardziej na wschód, w okolicach Szkucina—Lipy, dolny retyk tworzą mułowce i łupki piaszczysto-ilaste z przeławieniami drobnoziarnistych piaskowców, zbitych wapieni oraz pstrych, wiśniowozielonawych zlepów pseudo-oolitowych. Wyższe poziomy retyku (retyk górny) charakteryzuje zanik zlepów pseudo-oolitowych i rozwój osadów piaskowcowo-zlepnicowych o miąższości 15—25 m.

Retyk północno-zachodniego obrzeżenia fałdu radoszyckiego (okolice Buljanowa i Turowic) opisany został przez I. Jurkiewiczową (1961, 1967) i Z. Kozydrę (1960, 1962b). Według tego ostatniego autora kajper górny (w późniejszej pracy — retyk) bezpośrednio na omawianym terenie podściela serię rudonośną liasu dolnego. I. Jurkiewiczowa przyjmuje natomiast obecność kajpru górnego i nienajwyższego retyku (w obecnym ujęciu retyku

dolnego i górnego) oraz liasu dolnego. Luka według tej autorki objęłaby tylko stropową część retyku (według aktualnego schematu — warstwy wielichowskie).

Profil wyższych ogniw retyku w tych okolicach przedstawia się następująco: na pstrych utworach mułowcowo-ilastych retyku dolnego (?) leżą zielonawe i wiśniowe, plamiste mułowce, piaskowce i przekładające mułowcowo-ilaste, zawierające w spągu zlepieniec z licznymi pseudo-oolitami (sferulitami) i otoczakami piaskowców i mułowców. Miąższość tych utworów, które zapewne reprezentują retyk górny, wynosi około 23 m.

Profil otworu wiertniczego Turowice (Z. Kozydra, 1962b) wskazuje jednak, że miąższości omawianych osadów mogą być nieco większe, rzędu 30 m, podobnie jak to ma miejsce w pobliskim rejonie Żarnowa.

## PÓLNOECNE OBRZEŻENIE

Utwory retyckie północnego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich poznane zostały nieco dokładniej niż w odcinku zachodnim i południowym. Związane jest to głównie z większą ilością wykonanych tutaj wierceń oraz dokładniejszym rozpoznaniem paleontologicznym retyku. W najbardziej południowym odcinku w okolicach Wyszyzny Machorowskiej i Szkucina retyk dolny osiąga miąższość około 80—100 m, podobnie jak to ma miejsce w rejonie Końskich (około 90 m?). Utwory te opisane zostały przez I. Jurkiewiczową (1961, 1967).

Wyższe partie utworów retyku dolnego (kajpru górnego według I. Jurkiewiczowej) przebite zostały na terenie Grembenic dwoma otworami wiertniczymi. Występują tam mułowce gruzłowate, z pseudo-oolitami oraz seledynowe, wiśniowe i plamiste piaskowce drobnoziarniste, z przeławieniami zlepów pseudo-oolitowych (8,5 m). Wyżej leżą wiśniowe, plamiste mułowce, niekiedy gruzłowate z pseudo-oolitami, zawierające w górnej części profilu wkładki piaskowców (13 m). Na nich leżą drobnoziarniste piaskowce, wiśniowe, plamiste, przekątnie i krzyżowo ulawicone, przechodzące w mocno piaszczyste mułowce (6,25 m). Następnie dominują ponownie wiśniowe, plamiste osady mułowcowe, w dolnej części z wkładkami zlepów pseudo-oolitowych, w górnej zaś z przeławieniami piaskowców i ilowców (16 m). Najwyższe części profilu utworzone są z drobnoziarnistych, szarozielonawych i wiśniowych piaskowców, zawierających w dolnych partiach przeławienia wiśniowych, plamistych mułowców i zlepniców pseudo-oolitowych a w stropie — wiśniowych plamistych mułowców (8 m). Ogólna miąższość przewierconego tutaj retyku dolnego wynosi blisko 52 m. Bezpośrednio na tych utworach spoczywa lias dolny.

Sprawą otwartą pozostaje w rejonie Żarnowa problem obecności lub braku kajpru górnego.

Nie występują tutaj poziomy ewaporatowe, a paleontologicznie udokumentowanym ogniwem stratygraficznym jest wyłącznie kajper dolny.

Profil najwyższych ogniw retyku w rejonie Żarnowa (dolnego — środkowego retyku według I. Jurkiewiczowej) poznany został dokładnie w okolicach Myśliborza, Władysławowa i Nowej Góry. Wymieniona autorka wyróżniła w obrębie wydzielonego przez siebie retyku trzy ogniwa litologiczne A, B i C (tab. 2). W górnym retyku (lub w najniższym liasie według obecnie zastosowanego schematu) autorka przyjmuje obecność luki, w wyniku czego utwory „dolnego — środkowego” (tj. górnego) retyku mają tu kontaktować bezpośrednio ze zredukowanymi miejscami na tym terenie warstwami serii zagajskiej liasu dolnego.

Lukę tę w rejonie Myśliborza sygnalizuje również Z. Kozydra (1960, 1961, 1962a, b), zakładając jednak, że dolnoliasowe warstwy serii skłobskiej graniczą na tym terenie bezpośrednio z górnym, prawdopodobnie nienajwyższym kajprem. Autor ten do kajpru górnego zaliczał wówczas również te ogniwa, które I. Jurkiewiczowa słusznie uznawała już za retyk.

W świetle przedstawionych niżej faktów wydaje się, że mułowcowo-piaskowcowo-zlepnicowy kompleks osadowy stanowiący najwyższe ogniwo retyku na tym terenie, zaliczyć należy, podobnie jak to miało miejsce w południowym obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich, wyłącznie do górnego (kontortowego) retyku.

Najniższą część tych utworów stanowi warstwa średnioziarnistego piaskowca, zawierającego drobne otoczaki skał wapiennych i dolomitycznych, kwarcu, hematytu i lidyty (rzadko), nieliczne oolity (?) i drobne okruchy węgla. Nad nim występują jasne, średnioziarniste piaskowce, zlepieniec oraz pseudo-oolitowe, zielonawe, drobnoziarniste

piaskowce, na koniec wreszcie warstwa zlepieńca kwarcowego. Osady te reprezentują najniższe ogniwo litologiczne retyku górnego (A) i osiągają miąższość 3,5 m (I. Jurkiewiczowa op. cit.).

Wyższe ogniwo B ma już około 15 m grubości. Tworzą go zielonawe, drobnoziarniste, niekiedy plamiste i wapniste piaskowce, przelawicające się z plamistymi, miejscami dolomitycznymi mułowcami. W całym tym kompleksie występują niekiedy nieliczne na ogół sferolity, fuzyt oraz piryty, a ponadto sporadycznie drobne ziarna różowego granitu (!) — *fide* I. Jurkiewiczowa (1961, 1967).

Następne ogniwo C, miąższości 17 m, rozpoczyna się wiśniowym, zielonawo-plamistym ilowcem zawierającym niekiedy ślady kanalików robaków. Wyżej ponownie uzyskują przewagę wiśniowe i zielonawe, pstre osady mułowcowo-piaskowcowe, miejscami wapniste, ze sferolitami i oolitami (?), chlorytem, skaolinizowanymi ziarnami skaleni oraz fuzytem. Wyższe partie osadów charakteryzują się pojawieniem przelawień ilastych, śladami działalności robaków oraz obecnością nieoznaczalnych okruców fauny. Na podkreślenie zasługuje odkrycie w tych osadach przez I. Jurkiewiczową (ogniwo B—C) w otworze Myślębórz otwornic (oznaczenia autora): *Lingulina* sp., *Cornuspira* sp., oraz małżoraczków: *Hungarella* sp.<sup>8</sup>, co w połączeniu z obserwowanymi śladami bytowania robaków i obecnością detrytusu fauny pozwala uznawać te utwory za powstałe (przynajmniej częściowo) w środowisku morskim. Niewystępowanie w tym zespole charakterystycznych gatunków retyku dolnego, stanowi dodatkowy argument za uznaniem omawianego kompleksu za górnoretycki.

Posuwając się ku północy interesujące profile retyku zbadane zostały na obszarach położonych na południowy wschód od Końskich i Przysuchy.

W 1866 r. F. Roemer porównywał pstre ily oraz margle z „brekcyjami wapiennymi” koło Odrową — z analogicznymi utworami kajpru (retyku) górnośląskiego. Również A. Michalski (1884) wspominał o obecności w tych okolicach „pstrych margli oolitowych i okrucowych wapieni” (brekcyj lisowskiej?). W latach 1922—1929 C. Kuźniar opisywał z rejonu Końskich pstre utwory retyckie, włączając je zgodnie z panującymi poglądami do kajpru środkowego.

Z rejonu Bliżyna występowanie podobnych utworów sygnalizował również A. Kleczkowski (1953a, b), stwierdzając między innymi niezgodne występowanie utworów „retyko-liasowych” na różnych ogniwach kajpru (tzn. kajpru i retyku).

W rejonie Końskich utwory z pogranicza triasu i jury opisał także R. Krajewski (1958). Miąższość kajpru (kajpru + retyku) na omawianym terenie autor ten oceniał na około 200 m. Zwracał on uwagę na obecność, związanego z wyższymi, czerwonymi osadami ilastymi retyku — „okrucowca wapiennego”, który uznawał za odpowiednik brekcyj li-

sowskiej. Autor ten sugerował ponadto możliwość podziału tych utworów, przez wyodrębnienie górnego poziomu, złożonego z czerwonych osadów ilastych, zawierających przewarstwienia brekcyj lisowskiej.

Stosunkowo pełnego profilu retyku z omawianego obszaru dostarczył otwór wiertniczy Pięty (E. Cieśla, 1952; R. Krajewski, 1958; I. Jurkiewiczowa, 1961). Utwory retyku osiągają tu miąższość rzędu 80 m lub nieco więcej. Leżą one na osadach nie zawierających poziomów ewaporatowych, należących zapewne do kajpru dolnego.

Niższą część profilu retyku Pięty tworzą piaskowce i szare, plamiste ilowce, zawierające wkładki margli i wapieni (około 42 m) oraz łupki mułowcowo-piaszczyste, piaskowce i szare, rzadziej wiśniowe ilowce. Z dolnej części tego kompleksu (głębokość 93 m) J. Małecki (*fide* I. Jurkiewiczowa, 1961, 1967) oznaczył następujące gatunki małżoraczków: „*Cytheridea* cf. *simplex* Terq., *Pontocypris rara* Meh., *Bairdia hagenovi* Reuss”. Nieco wyżej (głębokość około 84 m) występowały wyłącznie oogonie ramienic. Górna część retyku reprezentowana była przez kompleks głównie wiśniowych i pstrych ilowców około 41 m miąższości, zawierających wkłady „okrucowców wapiennych”. Osady te bezpośrednio przykryte były przez szare, mułowcowo-ilaste osady liasu dolnego.

Utwory retyckie z północno-zachodniej części obrzeżenia Gór Świętokrzyskich zostały również opisane przez W. Karaszewskiego (1947, 1960, 1962) oraz Z. Kozydrę (1960, 1962b).

Szczególnie cennych danych dostarczyło opracowanie profilu utworu Eugenów—Korytków koło Gowarczowa (arkusz Przysucha), dokonane przez Z. Kozydrę (1962a, b). Retyk leży tutaj, co jest zjawiskiem rzadkim w rejonie świętokrzyskim, na osadach ewaporatowych, których przynależność do kajpru górnego nie wydaje się być pewną (tab. 2).

Dolny kompleks retyku, miąższość 51,6 m, składa się z szarych ilowców, często dolomitycznych, niekiedy plamistych, o wiśniowym lub zielonawym odcieniu, zawierających w dolnej części przewarstwienia ilastego dolomitu, w górnej zaś — szarych wapieni. Najwyższa ławica wapienia wykazuje, jak podaje Z. Kozydra (op. cit.), ślady wietrzenia. W omawianym kompleksie odkryte zostały dwa stanowiska z mikrofauną (głębokość 171,35 m, 197,4 m): *Involvina* cf. *obliqua* Krist.-Toll. oraz *Darwinula liassica* (Brod.). Gatunki te, z których pierwszy stanowi element alpejski poznane zostały również w retyku dolnym zachodniej i północnej Polski. Z obecności tych form w retyku świętokrzyskim można wyciągnąć wniosek, że kierunek migracji form alpejskich mógł przebiegać z basenu Tetydy między innymi także przez obszar Gór Świętokrzyskich.

Omawiane utwory zaliczane były początkowo jeszcze do kajpru górnego (Z. Kozydra, 1962a) później jednak (Z. Kozydra, 1962b) już je wiązano z retykiem.

<sup>8</sup> Rodzaj ten powszechnie występuje w retyku Alp wschodnich oraz w jurze dolnej Europy zachodniej.

Wyższe partie retyku dolnego w Korytkowie—Eugeniowie osiągają miąższość około 26,5 m. Składają się na nie ilowce i mulowce wiśniowe, rzadziej zielonawo-szare, często plamiste, gruzłowate, zawierające lekko obtoczone lub nawet ostrokrawędziste okruchy wapieni i dolomitów (średnicy od paru milimetrów do kilkunastu centymetrów) tak, że skała niekiedy przybiera charakter brekcji. Osady te dają się bez trudności korelować z analogicznymi brekcejowanymi utworami w otworze wiertniczym Pięty i odnosić częściowo do górnego poziomu czerwonych osadów ilastych z „brekceją lisowską” R. Krajewskiego (1958).

Wyższy, prawdopodobnie górnoretycki kompleks Korytkowa zbudowany jest z około 16-metrowej miąższości czerwonych, szarych, plamistych ilowców, niekiedy dolomitycznych, zawierających przeławiczenia mulowców, w spągu warstwę zlepieńca ilowego oraz wkładki wapieni dolomitycznych, toczące ilaste i sferolity.

Niemniej interesującego profilu retyku w tym rejonie dostarczyło wiercenie Studzianna założone już na skraju regionu świętokrzyskiego, o kilkanaście kilometrów na wschód od Tomaszowa Mazowieckiego (W. Karaszewski, 1962).

Utwory retyckie osiągają tu miąższość daleko większą, niż gdziekolwiek w regionie świętokrzyskim (poza profilem w Bożej Woli) i wynoszą około 200 m (tab. 2). Niestety, duże braki w rdzeniowaniu tego ważnego profilu utrudniają jego dokładne opracowanie.

Dolna granica retyku w profilu Studziannej nie jest dostatecznie wyraźna. Przebiega ona bądź na głębokości około 1311,5—1313,5 m, bezpośrednio w stropie kompleksu ewaporatowego kajpru górnego, bądź też około 40 m wyżej, gdzie została znaleziona megaspóra z rodzaju *Verruiletes*, wskazująca podobieństwo do form kajprowych (inf. ustna T. Marcinkiewicz).

Dolną partię profilu tworzą zielonawoszare, plamiste ilowce margliste, czerwonawobrunatne margle ilaste z wtrąceniami wapieni i ilowce margliste zawierające oogonie ramienic oraz przeławiczenia zlepieńców wapiennych, następnie piaskowce i zielonawe dolomityczne ilowce i mulowce.

Wyższe partie profilu należą zapewne do retyku górnego. Występują tu czerwobrunatne, plamiste piaskowce mulowcowe i ilowce z syderytowymi sferolitami (głębokość 1145 m), ilowce ciemnoszare, miejscami dolomityczne, z wkładkami syderytu, sferolitami ilastymi, sferulitami oraz hieroglifami, śladami falowań (W. Karaszewski, 1962) i nieznaczalnymi otwornicami (?) (głębokość 1114,25 i 1112,40 m). Kompleks ten wykazuje więc ślady wpływów morskich, przy czym uwzględniając jego położenie w profilu można go z dużym prawdopodobieństwem utożsamiać z kontortowym, górnym retykiem. Zapewne też, podobnie jak i na większości obszarów Gór Świętokrzyskich, brak jest tutaj również warstw wielichowskich.

Spośród omawianych poprzednio stanowisk retyku w rejonie Końskich wymienić należy także interesujące profile, poznane w okolicach Gostkowa koło Bliżyna (W. Karaszewski, 1962; Z. Kozydra, 1961, 1962b). Retyk na tym obszarze różni się już od odpowiadających mu wiekowo utworów, położonych bardziej ku zachodowi, zbliża się natomiast swym wykształceniem do profilów w rejonie Skarżyska-Kamiennej i Starachowic.

W Gostkowie (otwór Gostków 2, vide W. Karaszewski, 1962) jest on przede wszystkim bardzo silnie zredukowany, gdyż jego całkowita miąższość wynosi zaledwie 8 m. Spoczywa on bezpośrednio na mulowcowo-ilastych osadach kajpru dolnego. Tworzą go ilowce czerwonawobrunatne i pstre, plamiste, ze sferolitami oraz ilowce fioletowobrunatne i szare, przeławiczone mulowcem zawierającym sferolity. Z kompleksem tym graniczą w stropie osady piaskowcowe zawierające przewodnią dla niższych części liasu dolnego mikroflorę: *Nathorstisporites hopliticus* Jung i *Selaginella hallei* Lundb. W. Karaszewski (1960, 1962) omawiane utwory określa mianem „pstrych warstw parszowskich”, zaliczając je do dolnej części retyku. Nie należy jednak odrzucać możliwości, że pstre warstwy parszowskie mogą reprezentować wyższe ogniwa stratygraficzne. Wymaga to jednak ostatecznego, faunistycznego bądź florystycznego potwierdzenia<sup>9</sup>.

W najbardziej typowym wykształceniu warstwy te poznane zostały w okolicach Parszowa koło Wąchocka (W. Karaszewski op. cit.; Z. Kozydra 1961, 1962b), gdzie osiągają miąższość od 5 do 12 m i leżą bezpośrednio na różnych ogniwach wapienia muszlowego.

Pstre warstwy parszowskie składają się tu z żółtych, wiśniowych i brunatnych łupków ilastych i ilów, żółtawych mulowców, a w górze z szarych i żółtawoszarych skał ilastych. W stropowych częściach tych utworów występują miejscami jasne, niekiedy wtórnie zabarwione tenkami żelaza, ily kaolinowo-illitowe lub haloizytowe („glinki ogniotrwałe”), które były do niedawna lokalnie eksploatowane w tych okolicach.

Warstwy te cechują się ponadto obecnością licznych, drobnych sferolitów syderyticznych, przeławiczeniami syderytu, mulowców syderyticznych oraz limonitów. Wiek tych utworów należy oceniać podobnie jak pstrych warstw parszowskich z rejonu Gostkowa.

Nieco dalej ku południowemu wschodowi, w okolicach Węglowa miejscami brak jest również retyku. Hiatus na tym obszarze obejmuje już nie tylko retyk, ale również kajper i wapień muszłowy (Z. Kozydra op. cit.), powodując niezgodne występowanie liasu dolnego na recie.

<sup>9</sup> Ostatnio T. Marcinkiewicz (informacja ustna), na podstawie przeprowadzonych analiz megasporowych (próbki z kopalni Myszków koło Parszowa) skłonna jest uznać te warstwy za odpowiednik warstw wielichowskich.

## PÓLNOCNO-WSCHODNIE OBRZEŻENIE

Retyk brzeżnych części północno-wschodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich (okolice Adamowa, Krynek) wykształcony jest nieco odmiennie niż w rejonie Parszowa (tab. 2). Podobnie tylko jego miąższość jest nadal stosunkowo niewielka, gdyż waha się w granicach od kilku do kilkunastu metrów.

Utwory retyku w rejonie Adamowa i Krynek spoczywają niezgodnie na skrasowiałej powierzchni wapienia muszlowego. Rozpoczynają się one ciemnobrunatnymi osadami ilastymi (iły ochrowe), zawierającymi okruchy wapieni i limonitu. Wyżej leżą mułowce ciemnowisniowe, plamiste i jasne piaskowce ze żwirkiem, lub lokalnie zlepieńce kwarcowo-kwarcytowe. Na nich leżą osady mułowcowe, lub mułowcowo-ilaste, ze sferolitami (w części górnej) i bryłkami białego piaskowca (w części dolnej). Bezpośrednio nad tymi utworami znajdują się osady liasu dolnego (Z. Kozydra, 1962b).

Przy porównaniu utworów retyckich Adamowa—Krynek oraz Parszowa, zwraca uwagę zaznaczająca się w tym pierwszym rejonie przewaga skał mułowcowo-piaskowcowych oraz obecność niewątpliwie starszych ogniwi retyku: kompleksu ilastego z okruchami skał węglanowych oraz skał gruboklastycznych w postaci zlepieńców kwarcowo-kwarcytowych i piaskowców żwirkowatych. Istnieją podstawy do przypuszczeń, że osady te mogą jeszcze reprezentować starsze ogniwa retyku górnego (analogicznie jak w rejonie Kamionki) z tym, że najniższy poziom ilasty może stanowić już stropowe partie retyku dolnego.

Należy zaznaczyć, że podobne następstwo warstw w rejonie Krynek obserwował już J. Samsonowicz (1929).

W kierunku Ostrowca Świętokrzyskiego i dalej ku południowemu wschodowi miąższość retyku ponownie zaczyna wzrastać, przy czym luka między retykiem a wyższymi ogniwami triasu wyraźnie się zmniejsza.

Interesujący profil retyku w tym rejonie uzyskany został w okolicy Miłkowa (Z. Kozydra, 1962b), gdzie utwory retyckie leżą na około 19-metrowej miąższości kompleksie ilowcowo-mułowcowo-piaskowcowym kajpru (dolnego?). Profil retyku rozpoczynają jasne, różno- i drobnoziarniste piaskowce (około 27 m) ze śladami przekątnego warstwowania w spągu, z wkładkami ilów zielonawych, wiśniowych, pstrych i z przewarstwieniem mułowców w stropie. W wyższym kompleksie (około 51,5 m miąższości) główny element litologiczny stanowią osady mułowcowo-ilowcowe, przeważnie barwy wiśniowo-czerwonej, niekiedy zielonawo-plamiste. Charakterystyczną cechą tych skał jest

obecność drobnych okruchów skał węglanowych oraz występowanie wkładek „brekcji” i zlepieńców, utworzonych ze wspomnianych wyżej okruchów wapieni, żwirów kwarcowych i kwarcytowych. Bezpośrednio na tych osadach, w przeważającej swej części dolnoretyckich (górnoretyckich pro parte?), leży kompleks 7,2-metrowej grubości słabo skonsolidowanych zlepieńców kwarcytowych (otoczaki kwarcu są na ogół rzadsze), zawierających przelawienia piaskowców i mułowców. Utwory te należą zapewne już do najniższego liasu.

Utwory retyckie w rejonie Ostrowca Świętokrzyskiego poznane zostały również w szeregu odsłonień w dolinie Kamionki (tab. 2). Opisuje je dokładnie J. Samsonowicz (1923, 1929, 1934) a jeszcze wcześniej J. Siemiradzki (1887), wspomina o nich również R. Dadlez (1952) oraz I. Jurkiewiczowa (1953, 1961). Ogólnych danych, dotyczących wykształcenia tych utworów, dostarcza omawiany już wyżej profil wiercenia w Miłkowie. Warto jednak zwrócić uwagę na wyższe odcinki retyku, wyjątkowo dobrze widoczne w licznych odsłonięciach w okolicach Skarszyn, w wąwozie Mirkowickim itd.

W górnych partiach kompleksu ilastego ze zlepianiami pseudo-oolitowymi (sferolitowymi?) występują w tych okolicach, w postaci przelawień do 1 m grubości, piaskowce zlepieńcowate lub zlepieńce o spoiwie kałcytowym i marglisto-piaszczystym, zawierające niekiedy źle obtoczone kwarcyty (piaskowce kwarcytowe), rzadziej kwarcie do 1 cm średnicy, wapienie, lidyty, mułowce serycytowo-chlorytowe itp. Utwory te I. Jurkiewiczowa (1961) wiąże z najniższym kompleksem zlepieńcowo-piaskowcowym (seria A) retyku rejonu Żarnowa, który, jak już wspomniano poprzednio, jest zapewne wieku górnoretyckiego. Przypuszczalnie też omawiane utwory z rejonu Ostrowca Świętokrzyskiego należy paralelizować (przynajmniej częściowo) z wyższym kompleksem ilowcowo-zlepieńcowatym z okolic Miłkowa.

Najwyższe partie retyku (kajpru według J. Samsonowicza op. cit.) w okolicach Kamionki, reprezentowane są przez czerwone, bezwapniste iły kaolinowe, z otoczkami kwarcytów (do 6 cm średnicy), ziarnami kwarcu i przelawieniami pstrych piaskowców, zawierających również otoczaki skał kwarcytowych (J. Samsonowicz, 1929, 1934).

Na wschód od omawianych obszarów retyk w obrębie regionu świętokrzyskiego, jak dotąd, nie został jednoznacznie stwierdzony. Sygnalizowany jest on natomiast z terenów przedgórze Karpat, w rejonie Mielca (A. Tokarski, 1962).

## ZARYS PALEOGEOGRAFICZNY RETYKU

Obraz paleogeograficzny retyku Świętokrzyskiego nie jest dotąd dostatecznie jasny. Zbyt mało jest nadal danych o faunie i florze tego odcinka czasowego, że zbyt wielu obszarów regionu brak jest jeszcze dostatecznej ilości materiałów geologicznych. Te, które są dostępne obecnie, dość jeszcze zresztą fragmentaryczne, umożliwiają w niewielkim tylko stopniu przeprowadzenie wstępnej próby rekonstrukcji stosunków paleogeograficznych.

W retyku dolnym warunki sedymentacji w całym regionie świętokrzyskim były na ogół wyrównane, chociaż i tu obserwowane były miejscami pewne różnice. Na dużych obszarach w zbiorniku zapewne typu brakicznego miała miejsce sedymentacja ilasto-mułocowa, podlegająca od czasu do czasu zakłóceniom spowodowanym przez ingresje morskie, wkraczając okresowo na obszar świętokrzyski. Wówczas w zbiorniku zachodziło rozmywanie osadów i resedymentacja, powstawały charakterystyczne skały „brekcyjne” („brekcje lisowskie”); w nieco spokojniejszych warunkach tworzyły się cienkie warstwy skał węglanowych: wapieni i dolomitów.

Basen brakiczny retyku dolnego okresowo zmniejszał swoje rozmiary, miejscami następowały lokalne wynurzenia, dowodzi tego obserwowane w szeregu profilach występowanie poziomów wietrzeniowych (Z. Kozydra, 1962a, b) oraz powierzchni erozyjnych, a także przerwy obejmujące miejscami cały retyk (rejon Parszowa).

Można też przypuszczać, że świętokrzyski zbiornik retyku dolnego był częścią składową (przynajmniej okresowo) większego basenu brakicznego, rozciągającego się ku północnemu zachodowi i północy. O istnieniu bezpośrednich połączeń z tymi obszarami świadczy obecność w obu tych regionach mikrofauny retyckiej typu wschodnioalpejskiego, która zapewne w czasie kolejnych ingresji przedstawiała się z Tetydy poprzez region świętokrzyski na obszar niżu. Wysłodzone wody basenu retyckiego Gór Świętokrzyskich prawdopodobnie dość często podlegały mieszanii się z wodami morskimi. Krótko-

trwale, choć częste i miejscami silne, oscylacyjnego charakteru ingresje retyku dolnego wkraczały na ten teren od południa lub południowego wschodu<sup>10</sup>, łącząc okresowo geosynklinalny basen karpacki z epikontynentalnym zbiornikiem Polski środkowej i północnej.

Warunki panujące w retyku górnym w Górach Świętokrzyskich są jeszcze słabiej poznane. Wprawdzie z przedgórza Karpat, z rejonu Mielca, a więc z obszaru bezpośrednio graniczącego z regionem świętokrzyskim cytowana była obecność przewodniego dla retyku górnego małża — *Rhaeticula* cf. *contorta* (Portl.) (Z. Karnkowski, E. Głowacki, 1961; A. Tokarski, 1962), jednakże ze względu na słaby stan zachowania wspomnianego okazu, fakt ten wymaga jeszcze potwierdzenia. Pomimo tych zastrzeżeń prawdopodobieństwo przenikania z basenu geosynklinalnego ku północy i północnemu zachodowi ingresji morskich, oczywiście winno być brane pod uwagę.

Osady retyku górnego w regionie świętokrzyskim charakteryzują się przede wszystkim dużym udziałem skał gruboklastycznych, przy czym podkreślić należy fakt, że w północno-wschodnim odcinku obrzeżenia Gór Świętokrzyskich zlepienie retyku górnego zbudowane są z grubszego materiału niż analogiczne z odcinka północno-zachodniego, co bywa traktowane jako dowód ich krótszego transportu (I. Jurkiewiczowa, 1961).

Najniższy lias (względnie najwyższy retyk) na obszarze świętokrzyskim najczęściej był już okresem intensywnej erozji. W Górach Świętokrzyskich luka ta (obejmująca warstwy wielichowskie) wydaje się mieć charakter zjawiska regionalnego. Hiatus zapewne występuje również na obszarach leżących na krańcach regionu, np. w profilu Studziańskiej. Luka ta i związane z nią niezgodności kątowe pomiędzy utworami retyku i liasu<sup>11</sup> oraz obserwowane w obrębie retyku dolnego i górnego ślady lokalnych wynurzeń, mogą stanowić jedne z końcowych efektów zaznaczających się na obszarze świętokrzyskim ruchów epejrogenicznych fazy starokimeryjskiej.

## LITERATURA

- CIEŚLA E., 1952 — Opis litologiczny wiercenia Pięty 4. Inst. Geol. Archiwum. Warszawa.
- CZARNOCKI J., 1925 — Wyniki badań geologicznych dokonanych w r. 1924 na obszarze mezozoicznym zachodniej części Gór Świętokrzyskich. *Posiedz. nauk. Państw. Inst. Geol. T. 11*. Warszawa.
- CZARNOCKI J., 1926 — Wyniki badań geologicznych w południowo-zachodniej i zachodniej części Gór Świętokrzyskich. *Posiedz. nauk. Państw. Inst. Geol. T. 15*. Warszawa.
- CZARNOCKI J., 1927 — Sprawozdanie z badań, dokonanych w r. 1926 w związku z ogólnym poglądem na budowę mas mezozoicznych regionu checińskiego. *Posiedz. nauk. Państw. Inst. Geol. T. 17*. Warszawa.
- CZARNOCKI J., 1929 — Sprawozdanie z badań, wykonanych w okolicach na zachód od Promnika. *Posiedz. nauk. Państw. Inst. Geol. T. 24*. Warszawa.

<sup>10</sup> Z badań szeregu autorów wynika, że połączenie to istniało między innymi w środkowym triasie.

<sup>11</sup> J. Samsonowicz (1923, 1929, 1934, 1952) niezgodności te obserwował między kajprem i retyko-liasem, zważywszy jednak, że zaliczana przez wspomnianego autora do retyku seria zagajska jest wieku dolnoliasowego, jak również fakt, że w obrębie kajpru górnego J. Samsonowicza mieści się również retyk dolny i górny, wypowiedziany powyżej pogląd jest całkowicie zgodny z obserwacjami tego badacza.

- CZARNOCKI J., 1932 — Sprawozdanie z badań geologicznych, wykonanych w północnej części arkusza Pińczów i zachodniej części arkusza Staszów, w okolicach Pierzchnicy, Chmielnika, Piotrkowie i Włoszczowie. *Posiedz. nauk. Państw. Inst. Geol.* T. 33. Warszawa.
- DADLEZ R., 1952 — Kontakt triasu i jury na wschód od Łopuszna. *Inst. Geol. Archiwum.* Warszawa.
- DADLEZ R., 1962 — Zagadnienie granicy między triasem a jurą w zachodniej Polsce. Księga Pamiątkowa ku czci prof. Jana Samsonowicza. *Pol. Akad. Nauk.* Warszawa.
- DADLEZ W., KOPIK J., 1963 — Problem retyku w zachodniej Polsce na tle profilu w Książu Wielkopolskim. *Kwart. geol.* T. 7 nr 1. Warszawa.
- JURKIEWICZ H., 1965 — Profil wiercenia w Bożej Woli. *Prz. geol.* nr 9. Warszawa.
- JURKIEWICZOWA I., 1953 — Wycieczka A: Jarugi—Gromadnice—Ostrowiec. Przewodnik wycieczkowy narady Państwowej Służby Geologicznej. Warszawa.
- JURKIEWICZOWA I., 1954 — Sprawozdanie z prac wykonanych w 1954 r. Szczegółowe zdjęcie geologiczne arkusza Przedbórz. *Inst. Geol. Archiwum.* Warszawa.
- JURKIEWICZOWA I., 1961 — Stratygrafia liasu na zachodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich. (Rękopis).
- JURKIEWICZOWA J., 1967 — Lias zachodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich i jego paralelizacja z liasem Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej. *Biul. Inst. Geol.* 200. Warszawa.
- KARASZEWSKI W., 1947 — Sprawozdanie z badań nad utworami retyko-liasu w rejonie na zachód od Skarżyska w 1946 r. *Biul. Państw. Inst. Geol.* T. 31. Warszawa.
- KARASZEWSKI W., 1960 — Nowy podział liasu świętokrzyskiego. *Kwart. geol.* T. 4 nr 4. Warszawa.
- KARASZEWSKI W., 1962 — Stratygrafia liasu w północnym obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich. *Pr. Inst. Geol.* T. 30 cz. 3. Warszawa.
- KARNKOWSKI P., GŁOWACKI E., 1961 — O budowie geologicznej utworów podmiocenijskich przedgórz Karpat środkowych. *Kwart. geol.* T. 5 nr 2. Warszawa.
- KLECZKOWSKI A., 1953 — Budowa geologiczna osłony triasowej Gór Świętokrzyskich w okolicy Suchedniowa. *Biul. Inst. Geol.* Warszawa.
- KOPIK J., 1967 — Granica między epikontynentalnymi utworami triasu i jury w Polsce. *Biul. Inst. Geol.* 203. Warszawa.
- KOZYDRA Z., 1960 — Kontakt triasu i jury w północnym obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich. *Inst. Geol. Archiwum.* Warszawa.
- KOZYDRA Z., 1961 — Uwagi o pozycji stratygraficznej żwirów w liasie świętokrzyskim. *Prz. geol.* nr 7. Warszawa.
- KOZYDRA Z., 1962a — Kontakt triasu i jury w otworze wiertniczym Eugeniów koło Gowarczowa. *Kwart. geol.* T. 6 nr 3. Warszawa.
- KOZYDRA Z., 1962b — Stratygrafia dolnojurajskich ilów ogniotrwałych w północnym obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich. *Inst. Geol. Archiwum.* Warszawa.
- KRAJEWSKI R., 1958 — Przegląd wyników zdjęcia geologicznego na arkuszach Końskie i Przysucha w granicach występowania utworów triasu i liasu. *Biul. Inst. Geol.* 126. Warszawa.
- KUŹNIAR C., 1922 — O rudach żelaznych powiatu opoczyńskiego. *Posiedz. nauk. Państw. Inst. Geol.* T. 2. Warszawa.
- KUŹNIAR C., 1923 — Rudy żelazne w okolicach Nieklania. *Posiedz. nauk. Państw. Inst. Geol.* T. 5. Warszawa.
- KUŹNIAR C., 1925 — O rudach żelaznych okolic Stąporkowa. *Posiedz. nauk. Państw. Inst. Geol.* T. 10. Warszawa.
- KUŹNIAR C., 1927 — Sprawozdanie z badań geologicznych, wykonanych w roku 1926 na obszarze arkusza Końskie. *Posiedz. nauk. Państw. Inst. Geol.* T. 16. Warszawa.
- KUŹNIAR C., 1929 — Sprawozdanie z badań, wykonanych w roku 1928 na obszarze arkusza Końskie. *Posiedz. nauk. Państw. Inst. Geol.* T. 22—23. Warszawa.
- KUŹNIAR C., 1943 — Żelaziaki ilaste w retyku i liasie powiatu koneckiego. *Inst. Geol. Archiwum.* Warszawa.
- MAKAREWICZOWNA A., 1928 — Flora dolno-liasowa okolic Ostrowca. *Pr. Tow. Przyj. Nauk w Wilnie.* T. 4. Wilno.
- MICHAŁSKI A., 1884 — Badania geologiczne, dokonane w 1883 roku w północno-zachodniej części gubernii radomskiej i kieleckiej. *Pam. fizjogr.* T. 4. Warszawa.
- OSIKA R., KLECZKOWSKI A., 1953 — Wycieczka C: Okolice Tychowa i Bliżyna. Przewodnik wycieczkowy narady Państwowej Służby Geologicznej. Warszawa.
- PASSENDORFER E., 1939 — O triasie i dolnej jurze na północno-zachodnich zboczach Gór Świętokrzyskich. *Pr. Tow. Przyj. Nauk w Wilnie.* T. 13. Wilno.
- PAWŁOWSKA K., 1962 — Retyk i lias południowego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. *Kwart. geol.* T. 6 nr 3. Warszawa.
- PUSCH J. B., 1881—1883 — Nowe przyczynki do geognozyi Polski. *Pam. fizjogr.* T. 1—3. Warszawa.
- ROEMER F., 1866 — Geognostische Beobachtungen im Polnischen Mittelgebirge. *Z. Deutsch. Geol. Ges.* 18. Berlin.
- ROEMER F., 1868 — Notiz über das Vorkommen von *Mastodonsaurus Jaegeri* H. v. Meyer bei Odrowanz am Nordabhange des Polnischen Mittelgebirge. *Z. Deutsch. Geol. Ges.* 20. Berlin.
- RACIBORSKI M., 1891 — Flora retycka z północnego stoku Gór Świętokrzyskich. *Rozpr. Wydz. Matem.-Przyr. Akad. Umiej. w Krakowie.* Ser. 2 T. 3. Kraków.
- RACIBORSKI M., 1892 — Przyczynek do flory retyckiej Polski. *Rozpr. Wydz. Matem.-Przyr. Akad. Umiej. w Krakowie.* Ser. 2 T. 2. Kraków.
- SAMSONOWICZ J., 1923 — Sprawozdanie z badań geologicznych na północnym zboczu Gór Świętokrzyskich. *Posiedz. nauk. Państw. Inst. Geol.* T. 6. Warszawa.
- SAMSONOWICZ J., 1929 — Cechsztyń, trias i lias na północnym zboczu Łysogór. *Spraw. Państw. Inst. Geol.* T. 5 nr 1. Warszawa.
- SAMSONOWICZ J., 1934 — Objąśnienia arkusza Opatów ogólnej mapy geologicznej Polski w skali 1:100 000. *Państw. Inst. Geol.* Warszawa.
- SENKOWICZOWA H., 1957 — Wapień muszlowy na południowym zboczu Gór Świętokrzyskich między Czarną Nidą a Chmielnikiem. *Biul. Inst. Geol.* 122. Warszawa.
- SIEMIRADZKI J., 1887 — Sprawozdanie z badań geologicznych w zachodniej części Gór Kielecko-Sandomierskich. *Pam. fizjogr.* T. 7. Warszawa.
- TOKARSKI A., 1962 — Struktura Niwisk. *Pr. geol. Kom. Nauk. Geol. PAN Oddz. w Krakowie* T. 3. Kraków.
- WYRWICKI R., 1964 — Sferolity retyku i liasu świętokrzyskiego. *Prz. geol.* nr 3. Warszawa.
- ZNOSKO J., 1955 — Retyk i lias między Krakowem a Wieluniem. *Pr. Inst. Geol.* T. 14. Warszawa.

## РЭТ

(с 2 фиг. и 1 табл.)

### РЕЗЮМЕ

Содержание. В статье представлено критическое обобщение всех опубликованных исследований по стратиграфии рэта Свентокшских гор. Учтены также неопубликованные данные, основанные на палеонтологических и других исследованиях автора. Сложные и часто несовпадающие стратиграфические

схемы пограничного интервала пород между триасом и юрой Свентокшских гор сопоставлены друг с другом и рассмотрены в соответствии со схемой, утвержденной в 1964 г. I Коллоквиумом по Юре в Польше, которая применяется в данной работе.

В течение последнего столетия интерпретация границ рэцкого яруса в Свентокшских горах и его стратиграфическая принадлежность (триас — юра) изменялись существенным образом. Развитие взглядов на эту проблему иллюстрирует таблица 1. Принятое в настоящей работе подразделение этого стратиграфического яруса соответствует предложению, выдвинутому автором на I Коллоквиуме по юре в Польше в 1964 г. (Я. Копик, 1967). Согласно этим предложениям рэцкий ярус подразделяется на две части: нижний, предварительно определенный как горизонт *Unionites posterus*, и верхний — горизонт *Rhaetavicula contorta*. В таком понимании рэт рассматривается как конечный стратиграфический член триаса.

Типичными породами нижнего рэта Свентокшских гор являются бурые, пятнистые глинистые и алевроитопесчаные отложения с прослоями желвачных, конгломератовых и псевдо-оолитовых пород, сходных с так называемой лисовской брекчией. В этих отложениях была найдена бедная и плохо сохранный микрофауна фораминифер восточноальпийского типа *Diplostroma cf. subangulata* Krist.-Toll., *Involvina cf. obliqua* Krist.-Toll., *Variostoma* sp. и значительно чаще встречающиеся солоноватоводные пелли-

поды и остракоды (*Unionites posterus* (Defn. et Fraas), *Darwinula liassica* (Brod.), *Rhombocythere* sp.).

Отложения нижнего рэта Свентокшских гор местами залегают несогласно на более древних горизонтах триаса. В северо-восточном обрамлении Свентокшских гор они часто залегают на нижнем кейпере или раковинном известняке. Местами (район местностей Паршув и Адамув) они совершенно отсутствуют, а велиховские слои, геттанг или верхний рэт (?) (так называемые пестрые паршовские слои) контактирует с породами среднего триаса.

В верхнем рэте, наряду с представленными еще пятнистыми глинисто-алевролитовыми породами, преобладают кварцито-кварцевые песчаники и конгломераты. В этих породах содержатся глинистые катуны, сферолиты, спорадически глауконит. В редких случаях встречается морская микрофауна (*Cornuspira* sp., *Lingulina* sp., *Hungarella* sp.).

Максимальные мощности рэта наблюдались в крайней части северного обрамления Свентокшских гор, в скважине Студзянна (порядка 200 с лишним метров), и в западном обрамлении, в скважине Божа-Воля (свыше 300 м; см. Х. Юркевич, 1965).

### ОБЪЯСНЕНИЯ К ФИГУРАМ

- Фиг. 1. Расположение важнейших местностей  
1 — палеозойское ядро, 2 — триас, 3 — юра, 4 — мел
- Фиг. 2. Геологический разрез в железнодорожной выемке в с. Обице (по Г. Сенковичовой (1957) — с изменениями)

Рэт: 1 — песчаные сланцы, 2 — глины и сланцеватые глины, 3 — гравелитовые песчаники, 4 — песчаники. Юра: 5 — кремни, 6 — сланцы, 7 — известняки. 8 — Третичные отложения. 9 — Четвертичные отложения. 10 — сброс

Превел: Е. Федак

Janusz KOPIK

## RHAETIAN

(with 2 Figs. and 1 Pl.)

### SUMMARY

**Abstract.** The article is a critical analysis of publications concerning the stratigraphy of the Rhaetian in the Góry Świętokrzyskie. The author has made use of unpublished data, based mainly on the results of his own palaeontological studies. Complicated and frequently not correlating

stratigraphic subdivisions of deposits occurring at the boundary between the Triassic and the Jurassic in the Góry Świętokrzyskie have been compiled and referred to the subdivision accepted by the First Polish Jurassic Colloquium in 1964.

During the last hundred years the interpretation of the range of Rhaetian stages in the Góry Świętokrzyskie has been changed several times, as has its stratigraphic classification (Triassic — Jurassic). The historical development of views on this question is shown in Table 1. The subdivision of this stratigraphical unit adopted for the present article is in agreement with the propositions for the Rhaetian put forward by the author at the First Polish Jurassic Colloquium in 1964 (J. Kopik, 1967). Here the Rhaetian was divided into two: a lower member, provisionally defined as the *Unionites posterus* zone, and an upper member, the *Rhaetavicula contorta* zone. The Rhaetian between these boundaries has been accepted as the last stratigraphic member of the Triassic.

In the Lower Rhaetian of the Góry Świętokrzyskie the commonest type of deposit is brown, stained, clayey and silty-sandy. It contains interbedded coarse-clastic, conglomerated and pseudo-oolitic rocks similar to those known as the Lisów breccia. Poor and badly preserved microfauna of the Eastern Alpine type have been found in these deposits (*Diploptremina* cf. *subangulata* Krist.-Toll., *Involvina* cf. *obliqua* Krist.-Toll., *Variostoma* sp.) together with appreciably more common brackish pelecypods and ostracods (*Unionites posterus* (Defn. et Fraas), *Darwinula liassica* (Brod.), *Rhombocythere* sp.).

In a number of places in the Góry Świętokrzyskie the Lower Rhaetian deposits lie unconformably on older members of the Triassic. In the north-eastern part of the margin of the Góry Świętokrzyskie they often lie on the Lower Keuper or Muschelkalk. In places (in the neighbourhood of Parszów and Adamów) they are absent altogether, and the Wielichowo Beds, Hettangian or Upper Rhaetian (?), (known here as the variegated Parszów Beds) is then in contact with formations of the Middle Triassic.

In the Upper Rhaetian apart from the stained clayey-siltstone formations which still occur, the predominant role is played by sandstones and quartzite-quartz conglomerates. These sediments contain clay galls, spherolites and occasionally glauconite. Infrequently marine fauna also occur in these formations (*Cornuspira* sp., *Lingulina* sp., *Hungarella* sp.).

The greatest thickness of Rhaetian deposits has been found at the northern extremity of the Góry Świętokrzyskie margin in the Studzianna bore-hole (of the order of 200 m or slightly more) and in the western part of the margin at the Boża Wola bore-hole (over 300 m; according to H. Jurkiewicz, 1965).

Translated by D. C. Williamson

TABLICA I

- Fig. 1. Powyce gruzłowate retyku dolnego (brekcja lisowska) z małżem *Unionites posterus* (Deffn. et Fraas). Otwór wiertniczy Dobrów 1 koło Staszowa (głębokość 210 m)  
Okaz z kolekcji K. Pawłowskiej  
Брекчиевидные аргиллиты нижнего рэта (лисовская брекчия) с пелециподой *Unionites posterus* (Deffn. et Fraas). Буровая скважина Добрув 1 близ с. Сташув (глубина 210 м)  
Экземпляр из коллекции К. Павловской  
Brecciated claystones of the Lower Rhaetian (Lisów Breccia) with the pelecypod *Unionites posterus* (Deffn. et Fraas). Bore-hole Dobrów 1 near Staszów (depth 210 m)  
Specimen from the collection of K. Pawłowska

Fot. Prac. Fotogr. Nauk. Inst. Geol.

- Fig. 2. Odslonięcie retyku w kamieniołomie w Woli Morawickiej koło Chęciny  
R — retyk, J — jura środkowa i górna  
Обнажение рэта в карьере с. Воля-Моравицка близ г. Хенцины  
R — рэт, J — средняя и верхняя юра  
Rhaetian exposures in the quarry at Wola Morawicka near Chęciny  
R — Rhaetian, J — Middle Jurassic and Upper Jurassic

Fot. J. Kopik



Fig. 1



Fig. 2

Władysław KARASZEWSKI, Janusz KOPIK

## JURA DOLNA

(z 5 fig. i 11 tabl.)

### Streszczenie

Artykuł jest próbą syntezy dotychczasowych wiadomości o stratygrafii jury dolnej Gór Świętokrzyskich. Oparty jest on zarówno na opublikowanych materiałach jak i rękopiśmiennych. W artykule przeprowadzono analizę dotychczasowych poglądów na stratygrafię świętokrzyskiej jury dolnej oraz dokonano zestawień korelacyjnych wyróżnionych w Górach Świętokrzyskich kompleksów litostratygraficznych. W szer-

szym niż dotychczas stopniu uwzględniono także dane paleontologiczne: faunistyczne i florystyczne, co w konsekwencji pozwoliło ściślej zdefiniować położenie stratygraficzne niektórych ogniw litostratygraficznych. Na zakończenie omówiono pokrótce rozwój basenu sedymentacyjnego jury dolnej Gór Świętokrzyskich.

### WSTĘP

Badania geologiczne jury dolnej Gór Świętokrzyskich osiągnęły wyjątkowo duże nasilenie po drugiej wojnie światowej. Wówczas obok tradycyjnych prac typu kartograficznego wprowadzone zostały także nowe metody badań lito- i biostratygraficznych. Ze względu na przewagę w utworach jury dolnej osadów pochodzenia śródlądowego szczególnie metody paleobotaniczne znalazły bardzo szerokie i owocne w skutkach zastosowanie. Wzrastająca liczba odkrywanych stanowisk faunistycznych spowodowała także podjęcie systematycznych badań paleozoologicznych. Wreszcie zapoczątkowane zostały pierwsze badania sedymentologiczne.

Pomimo że utwory jury dolnej w Górach Świętokrzyskich odsłaniają się na stosunkowo dużych obszarach, dokładne zbadanie ich następstwa litostratygraficznego oraz ocena stosunków miąższościowych mogła być dokonana głównie na podstawie istniejących materiałów wiertniczych.

Nie bez znaczenia na kształtowanie się niektórych

koncepcji stratygraficznych był fakt możliwości dokonywania korelacji z wybranymi reperowymi profilami jury dolnej Niżu Polski, mającymi niejednokrotnie bezsporne dokumenty paleontologiczne.

Przedstawienie w obecnym rozdziale aktualnego stanu badań jury dolnej Gór Świętokrzyskich stało się możliwe także dzięki życzliwości szeregu osób, które wyraziły zgodę na wykorzystanie wyników własnych, niepublikowanych jeszcze opracowań lub udostępniły swoje zbiory paleontologiczne.

Tym wszystkim osobom, a w szczególności: dr Z. Kozydrze, dr T. Marcinkiewicz, mgr T. Orłowskiej-Zwolińskiej oraz mgr K. Pawłowskiej autorzy składają serdeczne podziękowania. Wyrazy wdzięczności należą się również nieodżałowanej pamięci dr I. Jurkiewiczowej, która umożliwiła autorom korzystanie z rękopisu swojej cennej monografii najwyższego triasu i jury zachodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich.

### ZARYS BADAŃ

Pierwsze wiadomości o dolnej jurze Gór Świętokrzyskich podał w 1829 r. A. Schneider (*vide* J. Samsonowicz, 1929). W kilka lat później J. B. Pusch (1833—1836, 1837, 1881—1883<sup>1</sup>) uzu-

pełnia w dużej mierze spostrzeżenia swojego poprzednika dokonując między innymi dość trafnej oceny litologii utworów liasowych, wyróżniając w nich dwa charakterystyczne kompleksy skalne: dolny — węglonośny i wyższy — rudonośny. Badacz ten opisuje po raz pierwszy szereg gatunków kopalnej flory i fauny oraz wysuwa słuszne przypus-

<sup>1</sup> Rękopis pochodzący zapewne z okresu 1839—1846 r. opublikowany pośmiertnie w latach 1881—1883.

czenia o możliwościach korelowania utworów jury dolnej regionu świętokrzyskiego z liasem innych obszarów europejskich, między innymi Skanii i Bornholmu. Należy podkreślić, że J. B. Pusch był tym badaczem, który na podstawie przesłanek paleontologicznych (znalezisko szczątków ryby *Pholidophorus angustus* Agass. z serii rudonośnej w rejonie Końskich) wyciągnął wniosek o liasowym wieku badanych utworów (tab. 1).

W latach 1881—1891 badania utworów jury dolnej Gór Świętokrzyskich przeprowadzał J. Siemiradzki. Autor ten po raz pierwszy w tym regionie wyróżnia piętro retyckie, a leżące bezpośrednio na tych utworach „piaskowce szydlowieckie” (kunowskie) włącza już do liasu. O ile słuszne było twierdzenie tego badacza o liasowym wieku serii piaskowców szydlowieckich, umieszczonych powyżej dolnej części kompleksu rudonośnego J. B. Pusch a więc nad serią zarzecką w dzisiejszym ujęciu, to włączanie do retyku utworów, zawartych pomiędzy „pstrymi ilami kajprowymi” a wspomnianymi wyżej piaskowcami szydlowieckimi, było błędne (tab. 1).

Prace paleontologiczne, zainicjowane przez J. B. Pusch a były z przerwami kontynuowane w późniejszym okresie, głównie w zakresie kopalnych flor, początkowo przez M. Raciborskiego (1891, 1892) i A. Makarewiczównę (1928), potem, po drugiej wojnie światowej, przez M. Rogalską (1956), T. Marcinkiewicza (1957, 1959, 1966), T. Orłowską-Zwolińską (1960), I. Grabowską (1962).

Wiek flor z okolic Gromadzie oraz Ostrowca Świętokrzyskiego (glinki chmielowskie) M. Raciborski (op. cit.) odnosił do retyckiego, jak ówczesnie przyjmowano, poziomu *Thaumatopteris schenki*<sup>2</sup>. Wnioski te zostały w późniejszym okresie w pewnym stopniu zakwestionowane przez A. Makarewiczównę (1928), która florę z rejonu Ostrowca Świętokrzyskiego (Podszkodzie, Chmielów) uznała za młodszą od flory gromadzickiej, uznając przy tym oba te zespoły florystyczne za dolnoliasowe.

Niewielka liczba odkrywanych w liasie świętokrzyskim ważnych stratygraficznie znalezisk paleontologicznych (głównie makrofaunistycznych), pomimo miejscami licznych stanowisk makroflorystycznych, była przyczyną, że ustalenie właściwej stratygrafii wielkiego kompleksu osadowego liasu Gór Świętokrzyskich natrafiało nadal na duże trudności. Fakt ten, w powiązaniu z niekiedy silnie zaznaczającym się zróżnicowaniem litologicznym serii liasowych, był między innymi powodem wyróżniania w obrębie tych utworów szeregu serii osadowych i nadawania im nazw lokalnych.

Decydujące znaczenie w poznaniu stratygrafii liasu świętokrzyskiego mają prace J. Samsonowicza (1924—1928, 1929, 1934). Badacz ten opierając się na ogromnym, jak na owe czasy, materiale faktycz-

nym, pochodzącym głównie z północno-wschodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich (z dorzecza środkowej Kamiennej), wyróżnił cztery odmienne litologicznie serie<sup>3</sup>: zagajską, gromadzicką, zarzecką i ostrowiecką, przypisując im odpowiednio wiek retycki, dolno-, środkowo- i górnoliasowy (tab. 1).

Jakkolwiek niektóre poglądy tego autora, zwłaszcza dotyczące wieku poszczególnych serii, są obecnie już częściowo nieaktualne, to jednak wartość pracy J. Samsonowicza i zawarty w niej bogaty materiał obserwacyjny nadal nie straciły swego bezspornego znaczenia.

W tym samym czasie na terenie północnego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich przeprowadzał badania geologiczne C. Kuźniar (1922—1943). Badacz ten interesując się głównie aspektami surowcowymi swych badań nie zawsze w sposób poprawny interpretował stratygrafię badanych utworów.

W 1920 r. ukazała się publikacja W. Pawlicy, w której autor analizuje od strony mineralogiczno-petrograficznej utwory rudonośne liasu dolnego rejonu Starachowic.

Jura dolna zachodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich — rejonu Przedborza była przedmiotem badań E. Passendorfera (1924, 1925, 1927, 1939), który zastosował podział nawiązujący do schematów stratygraficznych C. Kuźniara i J. Samsonowicza.

W okresie powojennym zagadnieniami stratygrafii liasu świętokrzyskiego zajmuje się duża grupa badaczy, których wyniki znacznie posuwają naprzód naszą wiedzę o tym okresie jury.

W latach 1947—1958 R. Krajewski wyróżnia na obszarze Końskich i Przysuchy cztery serie liasu, nadając im nazwy: węglowo-rudnej, skłobskiej, głównej rudnej oraz piaskowców z Piekła (szydlowiecka *sensu lato*), utożsamiając je z odpowiednimi czterema seriami J. Samsonowicza i przypisując im analogiczną pozycję wiekową.

Na obszarze zachodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich, w rejonie Przedborza, utwory liasu badane były przez I. Jurkiewiczową. Początkowo autorka ta (1952—1955) stosuje zmodyfikowany nieco schemat J. Samsonowicza, w którym nazwę serii ostrowieckiej zastępuje określeniem „seria żarnowska” oraz, co jest godne podkreślenia, po raz pierwszy wyróżnia nieznanne poprzednim badaczom wyższe ogniwa liasu — górną serię ilastą i piaskowcową. W kilka lat później E. Cieśla i Z. Kozdra (1958) przeprowadzili korelację tych utworów z liasem Kujaw, oznaczając je symbolami literowymi E i Fa. R. Dadlez (1959, 1964) nawiązując ten podział i późniejsze do schematu stratygraficznego liasu Polski zachodniej.

W rejonie północnego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich W. Karaszewski, w szeregu prac (1947—

<sup>2</sup> We współczesnych interpretacjach poziom ten włączany już jest do hetangu.

<sup>3</sup> Nazwa „seria” w znaczeniu tu użytym jest niezgodna z definicją tej jednostki zastosowaną przez podkomisję do spraw terminologii stratygraficznej Międzynarodowego Kongresu Geologicznego. Jednak biorąc pod uwagę historyczny aspekt tych określeń, autorzy pomimo formalnych zastrzeżeń, zdecydowali się stosować je nadal.

J. Kopik

Obecny podział stratygraficzny	J. B. Pusch (1833–1846)	J. Siemiradzki (1887–1891)	M. Raciborski (1891–1892)	A. Makarewiczówna (1928)	J. Samsonowicz (1929–1934)																						
			Rejon Ostrowca Świętokrzyskiego																								
<p>Jura dolna</p> <table border="1"> <tr> <td rowspan="2">Hetang dolny (retyk górny ?)</td> <td rowspan="2">Hetang</td> <td rowspan="2">Synemur</td> <td colspan="2">Pliensbach</td> <td rowspan="2">Toark</td> </tr> <tr> <td>Karyks</td> <td>Domer</td> </tr> </table>	Hetang dolny (retyk górny ?)	Hetang	Synemur	Pliensbach		Toark	Karyks	Domer	$a_1 - a_2$ $a_3 (\alpha_2 ?)$ $\beta (+\alpha_3 ?)$ $\gamma$ $\delta$ $\epsilon$ $\kappa$	<p>Północna formacja białego piaskowca (Lias)</p>	<p>Górna (rudonośna)</p>	<p>Dolna (węglonośna)</p>	<p>Lias</p>	<p>Piaskowiec kunowski (szydlowiecki)</p>	<p>Retyk</p>	<p>Flora z Gromadzie i Chmielowa</p>	<p>Lias dolny</p>	<p>Warstwy z Podszkodzia i Chmielowa</p>	<p>Warstwy z Gromadzie</p>	<p>Retyk</p>	<p>Lias dolny</p>	<p>Lias środkowy</p>	<p>Lias górny</p>	<p>Seria zagajska</p>	<p>Seria gromadzicka</p>	<p>Seria zarzecka</p>	<p>Seria ostrowiecka</p>
				Hetang dolny (retyk górny ?)	Hetang		Synemur	Pliensbach																			
Karyks	Domer																										
<p>Hiatus</p>																											

Zarys poglądów na stratygrafię jury dolnej Gór Świętokrzyskich

Borski (1892)	A. Makarewiczówna (1928)	J. Samsonowicz (1929—1934)	C. Kuźniar (1924—1943)	R. Krajewski (1947—1958)	I. Jurkiewiczowa (1950—1954) Rejon Przedborza	J. Znań (1950—1954) Góry Ś krzys
Rejon Ostrowca Świętokrzyskiego			Rejon Końskich i Przysuchy			
Flora z Gromadzie i Chmielowa	Lias dolny  Warstwy z Podzkodzia i Chmielowa    Warstwy z Gromadzie	Lias górny  Seria ostrowiecka	Lias dolny ? (górnny)  Warstwy z florą z Chmielowa	Lias  Seria szydlowiecka	Górna seria piaskowcowa  Górna seria ilasta  Seria żarnowska	Lias środkowy (+ górny ?)  Seria wieck
		Lias środkowy Seria zarzecka	Seria rudonośna	Seria główna rudna (rudonośna)	Seria zarzecka	Seria zarzecka
		Lias dolny Seria gromadzicka	Piaskowce szydlowieckie	Seria piaskowców skłobskich (skłobska)	Seria gromadzicka i zagajska	Seria dzick
		Retyk Seria zagajska	Retyk Piaskowce szare	Retyk Seria węglowo-rudna	Retyko — lias	Seria zaga (Lia
		Retyk Hiatus	Retyk (Kajper)	Retyk (Kajper)	Retyko — lias (Trias)	Lias dolny (Ret

głędów na stratygrafię jury dolnej Gór Świętokrzyskich

R. Krajewski (1947–1958)		I. Jurkiewiczowa (1950–1954) Rejon Przedborza		J. Znosko (1950) Góry Święto- krzyskie		M. Rogalska (1956) Rejon Rozwad		E. Cieśla Z. Kozydra (1958) Rejon Przysuchy		W. Karaszewski (1960–1962) Rejon Gielniowa – Szydłowca		I. Jurkiewiczowa (1960–1962) Rejon Przedborza	
i Przysuchy													
Lias	Seria szydlowiecka	Górna seria piaskow- cowa	Lias środkowy (+ górny ?)	Seria ostro- wiecka	Lias α	Seria ostro- wiecka	Seria zarzecka	Seria groma- dzicka	Seria zagajska (Lias α <sub>1</sub> )	Lias α	Seria „F”	Lias ε	Seria borucicka
		Górna seria ilasta									Seria ostrowiecka („E”)	Toark	Lias e
Lias	Seria piaskowców z Piekła	Seria żarnowska	Lias dolny	Seria zarzecka	Lias α	Seria groma- dzicka	Seria zagajska (Lias α <sub>1</sub> )	Lias α	Lias α <sub>1</sub>	Lias α	Seria ostrowiecka („D”)	Lias γ	Seria drzewicka (warstwy szydło- wieckie)
											Seria gielniowska		
Retyk	Seria główna rudna (rudonośna)	Seria zarzecka	Lias dolny	Seria groma- dzicka	Lias α	Seria zagajska (Lias α <sub>1</sub> )	Lias α	Lias α <sub>2</sub>	Lias α <sub>2</sub>	Lias α	Synenmur	Lias α <sub>3</sub> i β	Seria koszorowska
											Seria ostrowiecka		
Retyk	Seria piaskowców skłobskich (skłobska)	Seria gromadzicka i zagajska	Lias dolny	Seria zagajska (Lias α <sub>1</sub> )	Lias α	Seria zagajska (Lias α <sub>1</sub> )	Lias α	Lias α <sub>2</sub>	Lias α <sub>2</sub>	Lias α	Hetang	Lias α <sub>1</sub>	Seria rudonośna
											Seria skłobska		
Retyk	Seria węglowo-rudna	(Kajper)	Lias dolny	Seria zagajska (Lias α <sub>1</sub> )	Lias α	Seria zagajska (Lias α <sub>1</sub> )	Lias α	Lias α <sub>2</sub>	Lias α <sub>2</sub>	Lias α	Retyk		Pstre warstwy parszowskie

Tabela 1

M. Rogalska (1956) Rejon Rozwad	E. Cieśla Z. Kozydra (1958) Rejon Przysuchy	W. Karaszewski (1960—1962) Rejon Gielniowa — Szydłowca	I. Jurkiewiczowa (1961, 1967) Rejon Przedborza	R. Dadlez (1962) Rejon Włoszczowej	Z. Kozydra (1962a, b) Północno-zachodnie i północne obrzeżenie Gór Świętokrzyskich			
Lias $\alpha$  Seria ostrowiecka  Seria zarzecka  Seria gromadzicka  Seria zagajska	Retyko — lias							
	Seria „F”	Lias $\kappa$ Lias $\varepsilon$	Seria borucicka	Lias $\kappa$ Lias $\varepsilon$	Seria borucicka	Lias górny		
	Seria „E”	Toark	Seria ciechocińska	Toark	Seria esteriowa (zielona) Seria pod- -esteriowa (pod-zielona)	Seria ciechocińska		
	Seria ostrowiecka („D”)	Pliensbach	Lias $\delta$ Lias $\gamma$	Seria drzewicka (warstwy szydłowieckie) Seria gielniowska	Pliensbach	Lias $\delta$ Lias $\gamma$	Seria bronowska (Bronowa) Seria gielniowska	Lias środkowy
		Synemur	Lias $\alpha_3$ i $\beta$	Seria koszorowska Seria ostrowiecka	Synemur	Lias $\beta$	Seria żarnowska	Seria koszorowska Seria ostrowiecka
	Seria zarzecka („C”)	Hetang	Lias $\alpha_2$	Seria rudonośna	Hetang	Lias $\alpha_3$	Seria zarzecka	Seria rudonośna (zarzecka)
	Seria gromadzicka („B”)	Lias $\alpha_1$	Seria skłobska	Seria gromadzicka	Lias $\alpha_1 + \alpha_2$	Seria zagajska + szare warstwy parszowskie	Seria skłobska (gromadzicka)	Lias dolny
	Seria zagajska („A”)	Retyk	Pstre warstwy parszowskie	Luka	Lias dolny	Snochowickie warstwy Luka	Seria zagajska	
	(Trias)							

1965) poddaje rewizji dotychczasowe poglądy o przynależności piaskowców szydlowieckich do serii skłobskiej (gromadzickiej). Autor ten początkowo serię piaskowców szydlowieckich umiejscawia w obrębie serii ostrowieckiej *sensu lato*, później zaś wyróżnia je jako osobny kompleks, leżący u podstawy nowowyróżnionej przez siebie serii drzewickiej. W obszernej monografii liasu północnego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich W. Karaszewski (1962) przedstawia nowy, szczegółowy podział stratygraficzny tej formacji. Schemat ten łączy w sobie niektóre cechy podziału stratygraficznego J. Samsonowicza i R. Krajewskiego, zawiera ponadto nowe, nie wyróżniane dotychczas ogniwa litostratygraficzne: serie koszorowską, gielniowską i drzewicką. Autor dla wyższych ogniw jury dolnej używa nazewnictwa zastosowanego wcześniej na obszarze Niżu Polski wyróżniając serie — ciechocińską i borucicką. Ważnym osiągnięciem było wyodrębnienie w Górach Świętokrzyskich dolnego piętra środkowego liasu — karyksu (W. Karaszewski, 1960, 1962), co zostało potwierdzone znalezioną w tych utworach fauną (J. Kopik, 1960a) (tabl. VI).

Należy jednocześnie podkreślić, że już w 1955 r. J. Znosko, przeprowadzając porównania liasu śląskiego i świętokrzyskiego, zwrócił uwagę na konieczność dokonania wiekowych rewizji poszczególnych serii liasu Gór Świętokrzyskich. Autor ten uwzględnił fakt, że w latach trzydziestych bieżącego stulecia T. M. Harris i G. Troedsson wydatnie obniżyli granicę retyku i liasu, którą poprzednio A. G. Nathorst umieszczał w stropie poziomu z *Nilssonia polymorpha*, a która według koncepcji G. Troedssona (1951) winna przebiegać pomiędzy poziomami z *Lepidopteris ottonis* i *Equisetites gracilis*. W konsekwencji tych zmian serie świętokrzyskie, zawierające zespół florystyczny poziomu *Thaumatopteris schenki* należało uznać za dolno-liasowe. Za lias dolny J. Znosko (op. cit.) uznał serie: gromadzicką i zarzecką natomiast serię ostrowiecką *sensu lato* autor ten zaliczył do środkowego liasu (+ górnego?).

Wspomnieć trzeba, że w 1956 r. M. Rogalska, badając materiał sporowo-pyłkowy serii zagajskiej, gromadzickiej, zarzeckiej i ostrowieckiej w rejonie Opoczna doszła do wniosku, że wyżej wymienione serie należy łączyć z liasem z. Nowsze badania w dużej mierze potwierdziły wnioski tej autorki.

Szczegółowego opracowania liasu zachodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich dokonała w 1961 r. I. Jurkiewiczowa. Utrzymując dla najniższych

serii liasu nazwy J. Samsonowicza: zagajska, gromadzicka i zarzecka, autorka wprowadziła poprzednio już wyróżnioną, lecz obecnie znacznie zawężoną serię żarnowską, utożsamiając ją z serią ostrowiecką i koszorowską W. Karaszewskiego. Następnie wyodrębniła tzw. serię bronowską (odpowiednik serii drzewickiej) oraz serie: pod-esteryową (pod-zieloną) i esteryową (zieloną) (= seria ciechocińska *sensu lato*). W końcu najwyższy odcinek liasu określiła, podobnie jak W. Karaszewski (1960, 1962), mianem serii borucickiej.

Szereg interesujących obserwacji, dotyczących wykształcenia litologicznego, stosunków facjalnych oraz perspektyw surowcowych w liasie Gór Świętokrzyskich, przynoszą także prace Z. Kozydry (1955—1962) i R. Wyrwickiego (1960, 1964, 1966).

Charakterystycznymi, dla niektórych okolic południowo-zachodniego i zachodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich, utworami żwirowo-piaszczystymi zajmował się R. Dadlez (1952, 1962), wyodrębniając je jako oddzielne ogniwo liasu dolnego i nadając im nazwę warstw snochowickich. Autor ten zwrócił też uwagę na analogię tych utworów z tzw. warstwami polonskimi liasu śląskiego oraz wysunął przypuszczenie o transporcie materiału żwirowego z południa. Podobny pogląd, odnoszący się do niższych części liasu reprezentował R. Unrug (1962) dowodząc, że transport materiału serii zagajskiej i skłobskiej w północnym i północno-wschodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich miał miejsce z kierunku SE, natomiast w przypadku wyższych ogniw liasu świętokrzyskiego — odwrotnie z kierunku NW.

Najbardziej na południowy zachód wysunięte stanowiska utworów liasowych opisała z rejonu Szydłowa K. Pawłowska (1962), wyróżniając wśród nich serię: zagajską, skłobską i zarzecką.

Na koniec należy wspomnieć o dość szybko rozwijających się po wojnie badaniach biostratygraficznych, wśród których na pierwszy plan wybijają się rezultaty badań paleobotanicznych (T. Marcinkiewicz, 1957, 1959, 1966; T. Orłowska-Zwolińska, 1960; M. Rogalska, 1956). Pozwoliły one na stosunkowo dokładne określenie wieku utworów liasu głównie pochodzenia niemorskiego.

Uzupełnieniem tych badań są opracowania mikro- i makrofauny (J. Kopik, 1960a, b, 1962), która niejednokrotnie umożliwiła ocenę wieku wkładek morskich, bądź też, w przypadku braku przewodnich gatunków, pozwoliła zarejestrować etapy poszczególnych ingresji morskich.

#### LIAS DOLNY (HETANG — SYNEMUR)<sup>4</sup>

Obszar największych miąższości liasu dolnego w Górach Świętokrzyskich obejmuje najbardziej ku północy wysunięty cypel regionu, wyznaczony

granica wychodni osadów dolnojurańskich. Tędy, wzdłuż linii Studzianna—Końskie przebiegała strefa największych przegłębień basenu sedymentacyjnego jury dolnej Gór Świętokrzyskich. Druga o podobnym charakterze oś biegnie wzdłuż północno-wschodniego i północnego obrzeżenia (kie-

<sup>4</sup> Rozdziały: Zarys badań. Lias dolny i środkowy napisał J. Kopik, zaś Lias górny — W. Karaszewski.

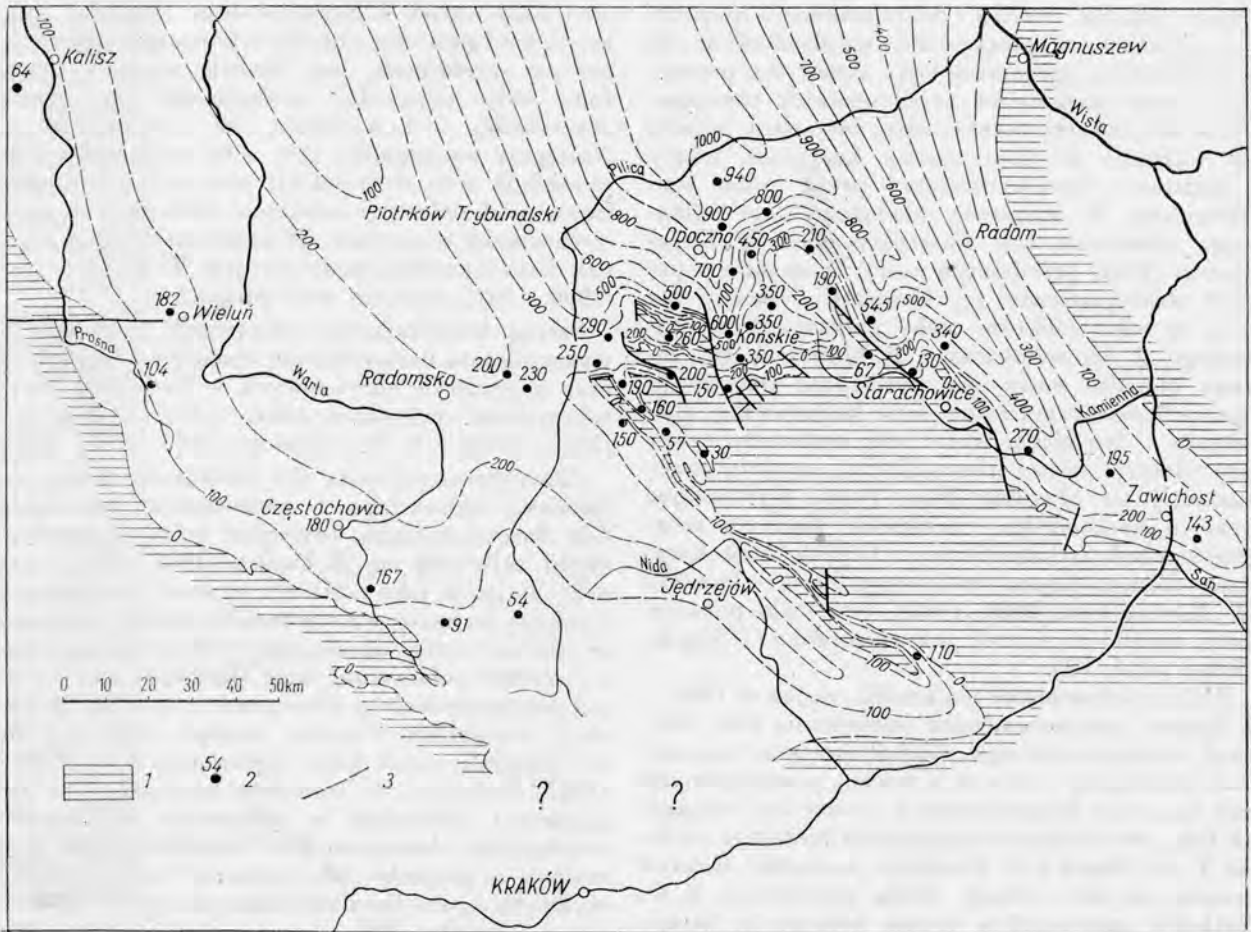


Fig. 1. Miąższość osadów jury dolnej w Górach Świętokrzyskich i na terenach sąsiednich (według I. Jurkiewiczowej, 1967)

1 — utwory starsze od liasu, 2 — ważniejsze punkty pomiaru miąższości osadów liasu w otworach wiertniczych, 3 — izopachyty osadów liasu co 100 m

Thickness of the Lower Jurassic deposits in the Góry Świętokrzyskie and neighbouring areas (according to I. Jurkiewiczowa, 1967)

1 — deposits older than the Lias, 2 — more important sites of measurement of the thickness of the Lias deposits in bore-holes, 3 — isopachs every 100 m of the Lias deposits

runek NW—SE), przy czym największe miąższości związane z tą strefą leżą już poza obszarem wychylni liasu (fig. 1).

W kierunku masywu świętokrzyskiego utwory liasu dolnego a szczególnie niższych jego ogniw, ulegają dość silnym redukcjom. Zmniejszaniu się miąższości towarzyszą najczęściej znaczne luki w profilach, można więc sądzić, że w tych kierunkach zbiornik wyraźnie się spłycał i wreszcie kończył. Tego typu niekompletne i zredukowane miąższościowe profile liasu dolnego charakteryzują strefę brzeżnych partii basenu sedymentacyjnego i obserwowane były również w północnej i południowo-zachodniej Polsce.

Podział stratygraficzny liasu dolnego opiera się głównie na przesłankach mikroflorystycznych, w mniejszym stopniu — ze względu na sporadyczność występowania — faunistycznych.

W przypadku braku materiału paleontologicznego istotnych danych dostarczyły korelacje litologiczne z profilami liasu na sąsiednich obszarach.

W rozdziale wstępnym omówiono pokrótce zasady lokalnego podziału liasu na serie. Należy podkreślić, że w przypadku istnienia różnych określeń dla tych samych jednostek litostratygraficznych (serii), zdecydowano się użyć takiej nazwy, która dla danego rejonu jest w literaturze najczęściej stosowana. Dlatego też, np. dla zachodniego odcinka obrzeżenia Gór Świętokrzyskich, zastosowano powszechnie używaną nazwę seria zarzecka, natomiast dla północnego — częściej wymieniane określenie: seria rudonośna. Oczywiście dotyczy to jedynie serii, których wykształcenie litofacjalne jest dla całego regionu identyczne lub bardzo zbliżone. Pozostałe, stosowane dla danej jednostki określenia, podane zostały w nawiasach.

\*

\*

\*

Najbardziej charakterystycznymi skamieniałościami dla hetangu i synemuru dolnego (?) okazały się megaspori należące do gatunku *Nathorstisporites hopliticus* Jung (tabl. VII, fig. 1) (= *Lycostrobos scotti* auct.) oraz mikrospory: *Lycostrobos scotti* Nath. Zakres pionowy tych gatunków dotychczas nie jest jednak dostatecznie sprecyzowany, co jest między innymi przyczyną rozbieżności w interpretacji wieku niektórych serii liasu świętokrzyskiego. Jedno nie ulega jednak wątpliwości, że wspomniane gatunki są skamieniałościami przewodnimi przynajmniej dla hetangu (liasu  $\alpha_{1-2}$ ), a zapewne także dla synemuru dolnego (liasu  $\alpha_3$ ).

Jak dotąd w Górach Świętokrzyskich tylko w jednym przypadku stwierdzono obecność najniższego liasu (według innych autorów — najwyższego retyku), czyli tzw. warstw wielichowskich. Są podstawy do przypuszczeń, że utwory te w Górach Świętokrzyskich w przeważającej liczbie wypadków zostały zniszczone przez erozję<sup>5</sup>.

Z hetangiem związane są w Górach Świętokrzyskich przede wszystkim dwie serie: zagajska (węglowo-rudna) i gromadzicka (skłobska). Dokumentują ich wiek między innymi znaleziska wspomnianych wyżej megaspor *Nathorstisporites hopliticus* Jung oraz jak się wydaje niektóre znaleziska małżów. Wymieniony gatunek megaspori stwierdzony został również w nadległej serii zarzeckiej (rudonośnej), zaliczanej bądź jeszcze do hetangu (W. Karaszewski) bądź już do synemuru dolnego (R. Dadlez, I. Jurkiewiczowa, J. Kopik i inni).

Zakładając, że pionowy zasięg *Nathorstisporites hopliticus* Jung obejmuje (przynajmniej w Polsce) cały lias  $\alpha$ , tzn. hetang + synemur dolny — słusze wydawałoby się łączenie serii zarzeckiej z synemurem dolnym, tym bardziej, że przejawia ona ostatnie w liasie dolnym tak wyraźnie zaznaczone ślady ingresji morskich. Te zaś utożsamia się najczęściej ze zjawiskami ingresywnymi, jakie miały miejsce między innymi w liasie  $\alpha_3$  w Skanii. Z drugiej jednak strony należy pamiętać, że występowanie *Nathorstisporites hopliticus* Jung w Szwecji i Niemczech, jak wynika z dotychczasowych obserwacji, pokrywa się z zasięgiem flory *Thaumatopteris schenki* (hetang).

Tak więc, dopóki nie zostanie definitywnie stwierdzona obecność wspomnianych megaspor w synemurze dolnym, należy zagadnienie pionowego rozprzestrzenienia tego gatunku traktować jako problem otwarty, wymagający ostatecznego rozstrzygnięcia. W tym samym stopniu dotyczy to oczywiście problemu wieku serii zarzeckiej (rudonośnej).

Należałoby również odnotować fakt cytowania przez C. Kuźniara (1943) z serii zarzeckiej zespołu florystycznego, zawierającego według tego autora gatunki charakterystyczne dla poziomu *Thaumatopteris schenki* (hetang). Gdyby istniała całkowita

<sup>5</sup> Być może, warstw tych należy się także doszukiwać w utworach glinowych, podścielających w rejonie Włoszczowej warstwy snochowickie (R. Dadlez, 1962).

pewność co do poprawności oznaczeń florystycznych wspomnianego stanowiska<sup>6</sup> i wartości stratygraficznych tych gatunków, fakt ten mógłby mieć istotne znaczenie w dyskusji nad wiekiem serii zarzeckiej.

#### POŁUDNIOWO-ZACHODNIE OBRZEŻENIE<sup>7</sup>

Granica omawianego obszaru z zachodnim odcinkiem obrzeżenia przebiega umownie mniej więcej w rejonie Mnina (północna część arkusza Włoszczowa). Ku południowemu-wschodowi rozciąga się on aż do okolic Staszowa, skąd pochodzą pierwsze w tej części obrzeżenia stanowiska jury dolnej.

#### Seria zagajska

Otwory zaliczane do serii zagajskiej, lub jej wiekowych odpowiedników, zostały poznane w profilu wiercenia Poręba Wierzbicka, koło Szydłowa (K. Pawłowska, 1962). W skład tej serii wchodzi piaskowce mułowcowe i mułowce, miejscami falisto i przekątnie warstwowane, zawierające przeławicenia syderytów, rizoidy, sferolity syderytyczne, zaś w stropie — warstwę szarego ilowca. W kompleksie tym występują dolnoliasowe (lias  $\alpha$ ) mikrospory *Lycostrobos scotti* Nath. oraz szczątki ostrzyg (!) *Liostrea* sp. Wyżej leżą szare, ilaste i piaszczyste mułowce z przewarstwieniami piaskowców i ilowców. Częste są sferolity syderytyczne oraz przerosty syderytów. W tej partii osadów znaleziono szczątki flory miłorzębowej (*Czekanowskia*) oraz paprotników.

Najwyższe partie serii zagajskiej tworzą szare ilowce z przewarstwieniami syderytów i wkładką wapienistych piaskowców i mułowców syderytycznych, mułowce piaszczyste i piaskowce miejscami przekątnie warstwowane. Miąższość całej serii wynosi tutaj około 34 m.

#### Seria skłobska (gromadzicka)

Serię skłobską w Porębie Wierzbickiej rozpoczynają różnoziarniste piaskowce ze żwirkiem kwarcowo-kwarcytowym (średnicy 0,5—1,5 cm). Wyżej spoczywają słabo skonsolidowane żwiry, zbudowane z otoczków piaskowców, kwarcytów i kwarców (średnicy 0,5—3 cm), które ku górze przechodzą w gruboziarnisty, żwirkowaty piaskowiec. Warstwy piaskowcowo-żwirowe osiągają tu miąższość

<sup>6</sup> Wymieniony przez C. Kuźniara (op. cit.) zespół florystyczny, jak się wydaje, nie definiuje jednak w sposób jednoznaczny poziomu *Thaumatopteris schenki*, stąd też wniosek tego badacza o przynależności serii zarzeckiej do wspomnianego poziomu florystycznego nie może być uznany za dostatecznie udokumentowany.

<sup>7</sup> Podział obrzeżenia świętokrzyskiego w obecnym rozdziale nieco różni się od schematu zastosowanego w rozdziale „Trias”. Wiąże się to z odmiennymi i niepokrywającymi się najczęściej ze sobą obszarami występowania charakterystycznych facji triasu i dolnej jury (fig. 2).

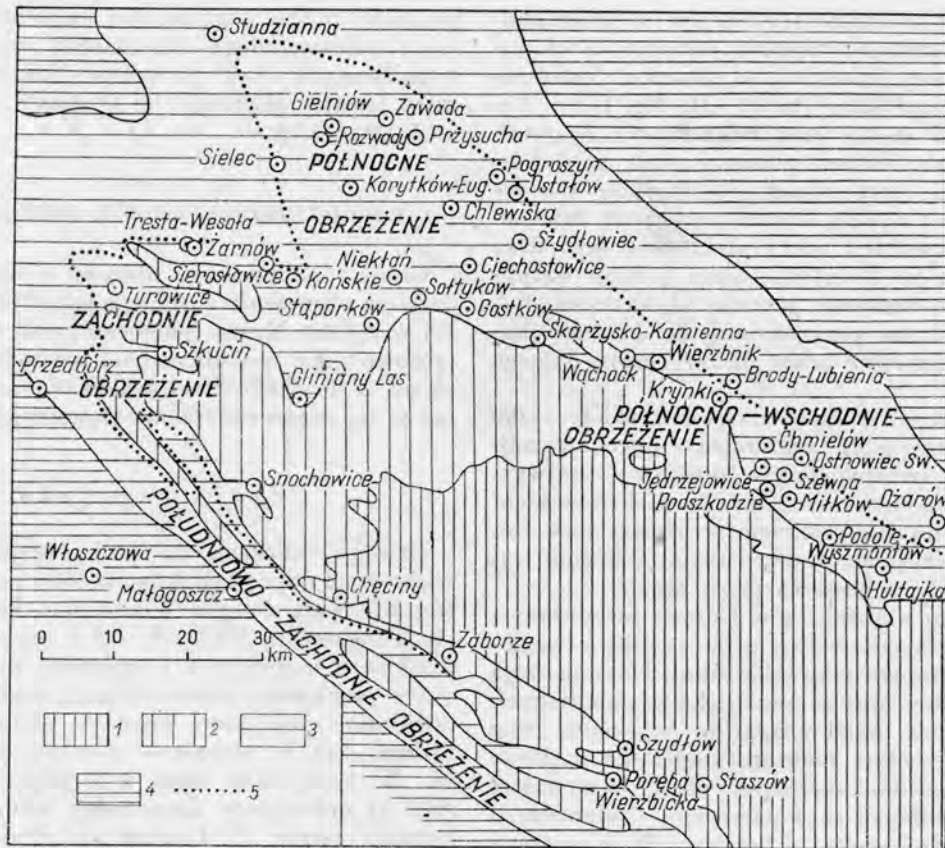


Fig. 2. Lokalizacja ważniejszych miejscowości i profili jury dolnej w Górach Świętokrzyskich  
1 — trzon paleozoiczny, 2 — trias, 3 — jura, 4 — kreda, 5 — granica wychodni liasu

Position of the more important localities and columnar sections of the Lower Jurassic in the Góry Świętokrzyskie

1 — Palaeozoic core, 2 — Triassic, 3 — Jurassic, 4 — Cretaceous, 5 — boundary of the exposures of the Lias

około 3,5 m. Nad nimi leżą szare, ilaste mułowce oraz drobno- i średnioziarniste piaskowce, miejscami o przekątnym warstwowaniu, zawierające liczne rizoidy i rozproszony pył węglowy (około 31 m). Warstwa węglistych, ciemnych ilów oddziela następny, 13,5-metrowej miąższości kompleks piaskowcowy. Piaskowce zawierają miejscami rizoidy a w górnych częściach pionowe kanaliki robaków (?).

Wyższe odcinki profilu zbudowane są z około 20-metrowej miąższości osadów mułowcowych, niekiedy typu „oczkowego”, zawierających miejscami przelawienia wapnistych piaskowców. W ich spągu leży warstewka węgla, a w wyższych partiach spotyka się — kanaliki robaków.

Nadległe partie profilu, mułowcowo-piaskowcowe, osiągające w Porębie Wierzbickiej miąższość około 20 m, K. Pawłowska (1962) zalicza je warunkowo już do spągowych części serii zarzeckiej (rudonośnej), ale typ wykształcenia litologicznego tej części profilu nie udowadnia tego w przekonujący sposób. Nie ulega natomiast wątpliwości, że kompleks ten należy wiązać jeszcze z liasem  $\alpha$ , o czym świadczy obecność w jego stropowych częściach mikrospory *Lycostrobis scotti* Nath.

Utwory liasowe na obszarze południowo-zachodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich znane są

również z niewielkiej liczby odsłoneń w rejonie małogosko-chęcimskim.

J. Czarnocki (1925) zwrócił uwagę na występowanie na tym terenie żwirowisk i zlepieńców kwarcowo-kwarcytowych oraz żółtawych, niekiedy żelazistych piaskowców. Na kompleksie tym leżały szare lupki ilaste z przewarstwieniami białych piaskowców, zawierające lokalnie syderyty, miejscami też liczną florę. Wspomniany autor utwory te zaliczał do wyższej części „środkowego” oraz do górnego kajpru (tj. retyku). Obecnie można przypuszczać, że reprezentują one bliżej nie sprecyzowane odcinki liasu dolnego. Podobnego typu utwory J. Czarnocki (1927) opisuje z okolic Zaborza i Górek (rejon Chęciny).

Dalej ku północnemu zachodowi w rejonie Snochowie i Łopuszna nadal odsłaniają się w szeregu odkrywkach wspomniane osady piaszczysto-żwirowe dolnego liasu (fig. 3, 4; tabl. I, fig. 3). Utwory te określane nazwą „warstw snochowickich” osiągają w tych okolicach miąższość około 30 m (R. Dadlez, 1962).

Niższą część tych osadów tworzą żwiry 15–20 m miąższości, tkwiące w sypkim, kwarcowo-kaolinowym spoiwie. Osady te zawierają toczenie i soczewki białych gliniek oraz wkładki piaskowców.



Fig. 3. Warstwy snochowickie (lias dolny) — południowo-zachodnie obrzeżenie Gór Świętokrzyskich (Snochowice) (według R. Dadleza, 1962)

1 — żwiry, 2 — piaskowce i piaski

Snochowice Beds (Lower Lias) — the south-western margin of the Góry Świętokrzyskie (Snochowice) (according to R. Dadlez, 1962)

1 — gravels, 2 — sandstones and sands

Kompleks ten leży bezpośrednio bądź na pstrych utworach ilastych retyku lub kajpru, bądź też na bliżej nieokreślonych wiekowo białych glinkach<sup>8</sup>.

Wyższa część warstw snochowickich składa się z naprzemianległych ławic żwirów oraz drobno- i średnioziarnistych, źle wysortowanych i często zlepionych piaskowców, przy czym spoiwo w warstwach żwirowych występuje w mniejszych ilościach i ma charakter zdecydowanie piaszczysty (4–5% kaolinu). Warstwowanie w żwirach jest słabo widoczne, natomiast ławice piaskowców przeważnie są warstwowane przekątnie, rzadziej fałisto. Głównymi składnikami żwirów są słabo obtoczone kwarcyty, kwarc oraz skały krzemionkowe typu jaspisów, hematytów krzemionkowych i litytów. Otoczki żwirowe ku północy wykazują tendencje do zmniejszania swych rozmiarów. Materiał żwirowy, zdaniem R. Dadleza, mógł być przetransportowany przez dużej siły wody płynące typu potoków nawałnicowych.

Autor ten wskazuje również na zaznaczające się analogie między warstwami snochowickimi z południowo-zachodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich i warstwami połomskimi z regionu Górnego Śląska. Wyraża także pogląd, że obszarem źródłowym obu serii mógł być region dzisiejszej niecki niżniańskiej (fig. 4), której podłoże stanowią według współczesnych poglądów pogrążone masy górotworów paleozoicznych. R. Dadlez nie precyzuje bliżej pozycji stratygraficznej warstw snochowickich, uznając je ogólnie za dolnoliasowe.

Zagadnienie wieku dolnojurajskich warstw żwirowych w Polsce (warstwy połomskie, snochowickie, kaliskie) jest obecnie szeroko dyskutowane i dlatego problem ten zostanie tu nieco szerzej omówiony.

W okresie międzywojennym utwory tego typu w Górach Świętokrzyskich zaliczane były najczęściej do środkowego lub górnego kajpru (retyku). Na temat wieku tych warstw w Górach Świętokrzyskich wypowiedzieli się ostatnio W. Karaszew-

ski (1962), Z. Kozydra (1961, 1962b), I. Jurkiewiczowa (1961, 1967) i inni. I. Jurkiewiczowa (1961, 1967) na obszarze Przedborza kompleks ten umieszczała w najniższym liasie  $\alpha_1$  wiążąc go z niższą częścią serii zagajskiej. Autorka ta zaznaczała jednocześnie, że poziomy żwirowe w Górach Świętokrzyskich notowane są również w wyższych poziomach liasu, jednakże w tych wypadkach stałość ich występowania oraz miąższość jest znacznie mniejsza niż żwirowisk serii zagajskiej. O dolnoliasowym wieku tych osadów świadczą znalezione bezpośrednio nad poziomami żwirowymi megaspory *Nathorstisporites hopliticus* Jung. Wspomniana autorka wysunęła także przypuszczenie, że warstwy żwirowe stanowią osad koryt rzecznych oraz stożków napływowych. Obszarem alimentacyjnym tych osadów byłby: „wynurzony ład świętokrzyski” (I. Jurkiewiczowa op. cit.).

Nieco odmienny pogląd na wiek spągowych warstw żwirowych liasu świętokrzyskiego wyraża Z. Kozydra (1961, 1962b). Dowodzi on mianowicie, że pomimo grupowania się w północno-wschodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich poziomów żwirowych w serii zagajskiej, która na tym terenie jest typowo i pełnie wykształcona, na obszarze zachodniego i częściowo południowego obrzeżenia (rejon Żarnowa, Przedborza, Włoszczowej) utwory te występują jedynie w dolnej części serii skłobskiej, która według cytowanego autora reprezentuje lias  $\alpha_2$  (hetang górny). Podobnie jak i poprzednio wymienieni badacze, Z. Kozydra przypisuje warstwowi żwirowym pochodzenie fluwialne.

W. Karaszewski (1960, 1962) w północnym obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich kompleks piaskowcowo-żwirowy umieszcza w górnej części serii skłobskiej (tab. 2). Podkreśla on jednocześnie analogie zachodzące pomiędzy kompleksem żwirowym liasu świętokrzyskiego a warstwami połomskimi z rejonu Górnego Śląska.

Chociaż brakuje jednoznacznych dowodów paleontologicznych, umożliwiających ścisłą ocenę wieku utworów piaszczysto-żwirowych warstw snochowickich, to jednak ustalenie określonego zakresu czasowego, w którym mogły się utworzyć omawiane osady nie natrafia na większe trudności.

<sup>8</sup> Podobne położenie warstw żwirowych (połomskich) na serii glinowej (warstwy helenowskie dolne) opisuje J. Znosko (1955) z obszaru śląskiego.

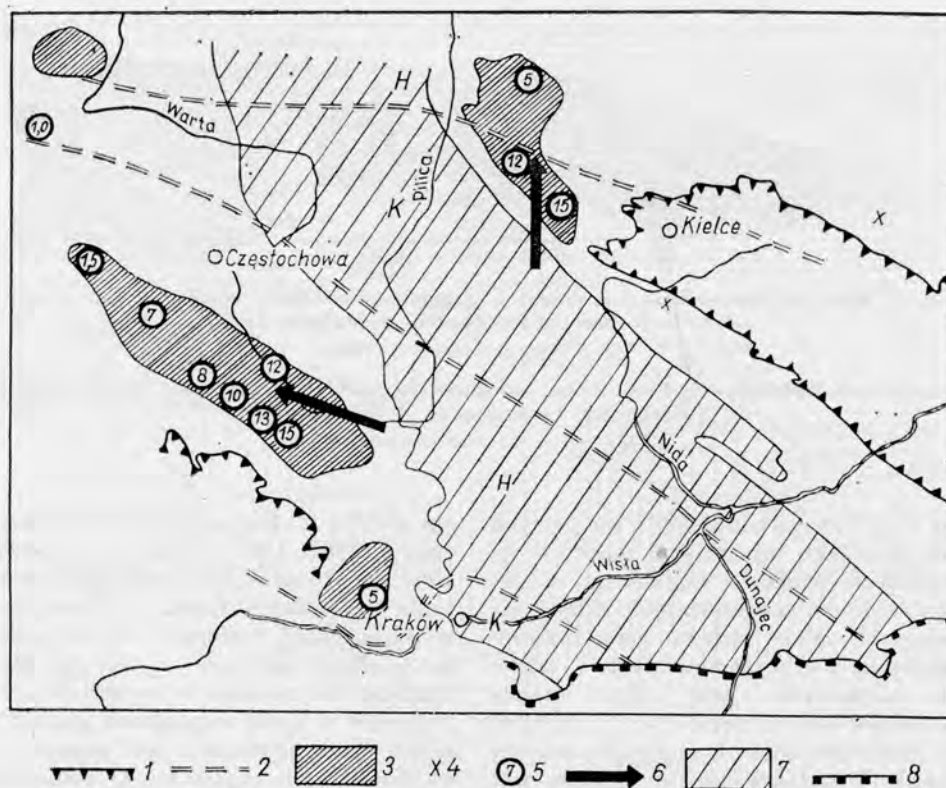


Fig. 4. Schemat rozprzestrzenienia warstw snochowickich i połomskich w regionie świętokrzyskim i krakowsko-wieluńskim (według R. Dadleza, 1962)

1 — schematyczna granica odsłoniętego paleozoiku w obszarze świętokrzyskim i krakowskim, 2 — przypuszczalna granica orogenu kaledońskiego (K) i hercyńskiego (H), 3 — zasięg występowania warstw snochowickich i połomskich, 4 — inne miejsca występowania żwirów w liasie dolnym, 5 — maksymalna średnica otoczków w żwirach, 6 — przypuszczalny kierunek transportu materiału klastycznego, 7 — zasięg kredy w niecce niżniańskiej, 8 — granica nasunięcia karpackiego

Distribution of the Snochowice Beds and the Polomia Beds in the Świętokrzyski and Cracow-Wieluń area (according to R. Dadlez, 1962)

1 — diagrammatic boundary of the Palaeozoic outcrops in the Góry Świętokrzyskie and Cracow area, 2 — assumed boundary of the Caledonian (K) and Hercynian (H) orogens, 3 — extent of the Snochowice and Polomia Beds, 4 — other sites with gravels in the Lower Lias, 5 — maximum diameter of pebbles in gravels, 6 — assumed direction of elastic material transport, 7 — extent of the Cretaceous in the Nida trough, 8 — boundaries of the Carpathian overthrust

Obecność w utworach podścielających i przykrywających osady żwirowe przewodnich gatunków mikro- i megaspor: *Lycostrobis scotti* Nath. i *Nathorstisporites hopliticus* Jung — wyraźnie dowodzi przynależności tych utworów do hetangu lub synemuru dolnego (lias  $\alpha$ ). Rzutuje to także w poważnym stopniu na możliwość właściwej oceny wieku warstw połomskich, oczywiście zakładając synchronizm obu zjawisk sedimentacyjnych.

Wyższe serie osadowe liasu w południowym odcinku obrzeżenia świętokrzyskiego nie są dostatecznie poznane. Sygnalizuje je między innymi K. Pawłowska (1962) z otworów wiertniczych Jarzabki w rejonie Szydłowa, nie mają one tam jednak dostatecznej dokumentacji paleontologicznej.

#### ZACHODNIE OBRZEŻENIE

Omawiany obszar rozpościera się od okolic Mnina, obejmując dwa główne rejonu przedborski i żarnowski. Umowna granica zachodniego z północnym

odcinkiem obrzeżenia przebiega mniej więcej w połowie odległości między Żarnowem a Końskimi.

Lias dolny na tym terenie jest już lepiej poznany, liczniejsze są odsłonięcia (szczególnie dotyczy to serii żarnowskiej i kompleksu piaskowcowo-żwirowego warstw snochowickich), znacznie więcej materiału obserwacyjnego dostarczyły także głębie w tym rejonie otwory wiertnicze.

Obszar ten był obiektem badań J. Czarnockiego, C. Kuźniara i E. Passendorfera w okresie przedwojennym, a w latach późniejszych I. Jurkiewiczowej i Z. Kozydry.

#### Serie zagajska i skłobska (gromadzicka)

Zagadnienie występowania serii zagajskiej na omawianym obszarze zostało już częściowo poprzednio omówione na marginesie dyskusji o wieku warstw snochowickich. Kwestia przynależności wiekowej kompleksu piaszczysto-żwirowego w zachod-

Obecny podział stratygraficzny	Południowe obrzeżenie Gór Świętokrzyskich			Zachodnie obrzeżenie Gór Świętokrzyskich
	K. Pawłowska (1962) Rejon Szydłowa		R. Dadlez (1962) Rejon Snochowic	I. Jurkiewiczowa (1961, 1967) Rejon Przedborza i Żarnowa
	górny	środkowy	dolny	Lias górny
	Toark Domer $\delta$	Pliensbach Karyks $\gamma$	$\alpha_2$ Seria skłobska + zarzecka Mułowce, piaskowce, żwiry <i>Lycostrobos scotti</i> (około 90 m)	Piaskowce, miejscami żwirkowate ławiczeniami mułowców i zielonaków ilastych <i>Maexisporites planatus</i> (45–50 m)
		$\beta (+\alpha_3?)$	Brak danych	Piaskowce i „przekładańce” z pramiami ilowców <i>Ammodiscus ex gr. glumaceus</i> <i>Ammodiscus orbis</i> <i>Maexisporites planatus</i> (około 15 m)
			Hiatus	Piaskowce białe (żarnowskie) Piaskowce ze żwirkiem kwarcowym „kładańce” <i>Maexisporites planatus</i> <i>Echitriletes spicatus</i> (40–90 m)
		$\alpha_3 (\alpha_2?)$	Seria zarzecka Mułowce, piaskowce, żwiry (około 40 m)	Seria żarnowska Synemur Lias $\beta$
		Hetang Iłowce, mułowce, syderyty, piaskowce <i>Lycostrobos scotti</i> <i>Liostrea sp.</i>	Seria zagajska + gromadzińska Hetang Lias $\alpha_1 + \alpha_2$	Seria gielniowska Pliensbach Lias $\gamma$
		Warstwy snochowickie Lias dolny Żwiry, piaski, piaskowce zlepieńcowate (około 30 m)	Brak (?)	„Przekładańce”, piaskowce, mułowce <i>Nathorstisporites hopliticus</i> (40–50 m) Osady piaszczysto-żwirowe (warstwy snochowickie) (do 60 m)
				Brak

Korelacja utworów dolnego i środkowego liasu Gór Świętokrzyskich

Zachodnie obrzeżenie Gór Świętokrzyskich		Północne obrzeżenie Gór Świętokrzyskich					
I. Jurkiewiczowa (1961, 1967) Rejon Przedborza i Żarnowa		W. Karaszewski (1962) Stuzdianna		R. Kra- jewski (1947, 1958)	Z. Kozydra (1960, 1962a, b) I. Jurkiewiczowa (1961, 1967)	W. Kara- Rejon Gie-	
				Rejon Końskich			
Lias górny	Lias górny	Lias górny		Lias górny			
Piaskowce, miejscami żwirkowe z prze- ławiczeniami mułowców i zielonawych lup- ków ilastych <i>Maexisporites planatus</i>  (45–50 m)	Seria drzewiecka Lias δ Piaskowce i ily z wkład- kami mułowców  (178 m)	Seria drzewiecka Lias δ ?	Seria drzewiecka Lias δ Piaskowce z przewarst- wieniami ilowców i mu- łowców (piaskowce z Sie- rosławic)  (ponad 70 m)	Seria drzewiecka Lias δ	Seria drzewiecka Lias δ		
Piaskowce i „przekładańce” z przelawice- niami ilowców <i>Ammodiscus ex gr. glumaceus</i> <i>Ammodiscus orbis</i> <i>Maexisporites planatus</i>  (około 15 m)	Seria głębniowska Lias γ Piaskowce, mułowce i ilo- wce z przelawiczeniami gli- nek  (70 m)	Seria głębniowska Lias γ Mułowce i piaskowce <i>Nuculana (Dacryomya)</i> <i>zietenii</i>  (ponad 40 m)	Seria głębniowska Lias γ	Seria głębniowska Lias γ	Seria głębniowska Lias γ	Pliensbach	
Piaskowce białe (żarnowskie) Piaskowce ze żwirkiem kwarcowym i „prze- kładańce” <i>Maexisporites planatus</i> <i>Echitriteles spicatus</i>  (40–90 m)	Seria koszorowska Lias β Piaskowce z przewar- stwieniami mułowców i ilowców  (82 m)	Seria koszorowska Lias β Piaskowce	Seria ostrowiecka + koszorowska (żarnowska) Lias β	Seria koszorowska Lias β	Seria koszorowska Lias β	Synemur	
	Seria ostrowiecka Lias α <sub>3</sub> Piaskowce, mułowce i „przekładańce”  (98 m)	Seria ostrowiecka Lias α <sub>3</sub> Piaskowce	Seria ostrowiecka + koszorowska (żarnowska) Lias β	Seria ostrowiecka Lias α <sub>3</sub>	Seria ostrowiecka Lias α <sub>3</sub>		
	Seria rudonośna Lias α <sub>2</sub> Iłowce z syderytami (I poziom rudny) <i>Nathorstisporites hopliticus</i> <i>Ammodiscus sp.</i> Ily, mułowce, piaskowce <i>Ammodiscus cf. orbis</i> Ily i lupki z syderytami (III poziom rudny) <i>Cornuspira cf. orbicula</i>  (około 40 m)	Seria rudonośna Lias α <sub>2</sub> Iłowce „przekładańce” i mułowce  (110 m)	Seria rudna (główna) Lias α <sub>3</sub> Ily (ciąglice), lupki ilaste, 3 poziomy syderytów ilastych, piaskowce „przekładańce”, glinki <i>Semionotus cf. bergeri</i> <i>Pholidophorus angustus</i> <i>Cardinia sp.</i>  (około 70 m)	Seria rudna (główna) Lias α <sub>3</sub>	Seria rudonośna Lias α <sub>2</sub>		
	Seria skłobska Lias α <sub>1</sub> + α <sub>2</sub> „Przekładańce”, piaskowce, mu- łowce <i>Nathorstisporites hopliticus</i> (40–50 m) Osady piaszczysto-żwirowe (warstwy snochowieckie) (do 60 m)	Seria skłobska Lias α <sub>2</sub> Piaskowce i mułowce  (48 m)	Seria skłobska Lias α <sub>2</sub> Mułowce z syderytami <i>Haplophragmoides sp.</i> <i>Trochammina sp.</i> Piaskowce z wkładkami mułowców ? <i>Cardinia ex gr. follini</i> (40–100 m)	Seria skłobska Lias α <sub>2</sub>	Seria skłobska Lias α <sub>2</sub>	Hetang Lias α <sub>2</sub> (+ ? α <sub>1</sub> )	
	Seria głębniowska Lias α <sub>1</sub> Iłowce, piaskowce i mu- łowce; syderyty, sferoli- ty syderytyczne <i>Haplophragmoides sp.</i>	Seria głębniowska Lias α <sub>1</sub> Iłowce, piaskowce i mu- łowce; syderyty, sferoli- ty syderytyczne, piaskowce ze żwirkami, porwaki gliniek <i>Nathorstisporites hopliti- cus</i>	Seria głębniowska Lias α <sub>1</sub> Iłowce i mułowce z wkład- kami piaskowców, węgla, sferolity syderytyczne, piaskowce ze żwirkami, porwaki gliniek <i>Nathorstisporites hopliti- cus</i>	Seria głębniowska Lias α <sub>1</sub>	Seria głębniowska Lias α <sub>1</sub>		

Północne obrzeżenie Gór Świętokrzyskich				Północno-wschodnie obrzeżenie Gór Świętokrzyskich				
R. Krajewski (1947, 1958)		Z. Kozydra (1960, 1962a, b) I. Jurkiewiczowa (1961, 1967)		W. Karaszewski (1962) Rejon Gielniów — Skarżysko		J. Samsonowicz (1929)		
Rejon Końskich				Rejon Ostrowca Świętokrzyskiego				
Seria piaskowców z Piekła	Seria sztylowiecka	Lias górny	?	Lias górny	Piaskowce z przelawiczeniami iłowców i mułowców (piaskowce z Sierosławic)	Lias górny	Piaskowce	
		Seria drzewicka Lias $\delta$	(ponad 70 m)	Seria drzewicka Lias $\delta$	(do 180 m)	Seria drzewicka Lias $\delta$	(ponad 100 m)	
	Seria gielniowska Lias $\gamma$	Mułowce i piaskowce <i>Nuculana (Dacryomya) zieteni</i>	Seria gielniowska Lias $\gamma$	Mułowce i „przekładańce” z wkładkami piaskowców i iłowców; sydereyty <i>Nuculana (Dacryomya) zieteni</i> <i>Pronoella</i> sp. cf. <i>elongata</i> <i>Pleuromya forchhammeri</i> <i>Limulus</i> cf. <i>liasokeuperinus</i>	Seria gielniowska Lias $\gamma$	Piaskowce, łupki ilaste z sydereytami <i>Cardinia</i> sp. „ <i>Callista</i> ” sp. <i>Maexisporites planatus</i> Glinki chmielowskie z liczną florą, mułowce <i>Echitriteles spicatus</i>	Seria gielniowska Lias $\gamma$	(50–60 m?)
	Seria ostrowiecka + koszorowska (żarnowska) Lias $\beta$	Piaskowce	Seria koszorowska Lias $\beta$	Mułowce, „przekładańce” piaskowce, przewarstwienia iłowców	Seria ostrowiecka Lias $\alpha_3$	Piaskowce i mułowce z przewarstwieniami gliniek, sydereytów, lokalnie zlepieńców	Seria koszorowska Lias $\beta$	Piaskowce, mułowce, przewarstwienia przekładańców
Seria rudna (główna)	Lias	Seria ostrowiecka	(około 200 m?)	Seria ostrowiecka	(90–110 m)	Seria ostrowiecka Lias $\alpha_3$	Piaskowce <i>Phleboteris elegans</i> <i>Hausmannia forchhammeri</i>	
		Seria rudnośna	(około 70 m)	Seria rudnośna Lias $\alpha_2$	Ilowce z żelaziakiem ilastym, glinki, mułowce, piaskowce <i>Czekanowskia</i> sp. i inne	Seria zrzecka Lias środkowy Lias $\alpha_2$	Ilowce i łupki z sydereytami ilastymi, piaskowce, mułowce „ <i>Cytherea</i> ” sp. (= ? <i>Cardinia</i> ) „ <i>Macoma</i> ” sp. <i>Neocalamites hoerensis</i> i inne	(60–86 m)
	Seria skłobska	Mułowce z sydereytami <i>Haplophragmoides</i> sp. <i>Trochammina</i> sp. Piaskowce z wkładkami mułowców ? <i>Cardinia</i> ex gr. <i>follini</i> (40–100 m)	Seria skłobska Lias $\alpha_2$ (+ ? $\alpha_1$ )	Piaskowce z przelawiczeniami zlepieńców (lokalnie) i mułowców	Seria gromadzicka Lias dolny	Piaskowce z przewarstwieniami węgla, mułowce <i>Podozamites distans</i> <i>Ginkgoites taeniata</i> „unionidy”	(30–45 m)	
	Seria rudna	Ilowce i mułowce z wkładkami piaskowców, węgla, sferolity sydereytyczne, piaskowce ze żwirkami, porwaki gliniek <i>Nathorstisporites hopliti-</i>	Seria skłobska Lias $\alpha_1$	Ilowce, mułowce, piaskowce; sydereyty, sferolity sydereytyczne <i>Darwinula</i> sp. <i>Estheria</i> sp. <i>Nathorstisporites hopliti-</i>	Seria skłobska Lias $\alpha_1$ — $\alpha_2$	Piaskowce, mułowce, ilowce ze sferulitami, przewarstwienia węgla, liczna flora <i>Thaumatopteris schenki</i> „unionidy”		



	Hiatus		Hetang		Synemur		Pliensbach	
Retyk dolny – środkowy	Retyk górny – Lias dolny		Lias $\alpha_1 + \alpha_2$		Lias $\alpha_3$		Lias $\gamma$	
Retyk	Retyk		Brak		Piłowce z syderytami (I poziom rudny) <i>Nathorstisporites hopliticus</i> <i>Ammodiscus</i> sp. Iły, mułowce, piaskowce <i>Ammodiscus</i> cf. <i>orbis</i> Iły i lupki z syderytami (III poziom rudny) <i>Cornuspira</i> cf. <i>orbicula</i>		Piaskowce i „przekładanie” z przelawiczeniami ilowców <i>Ammodiscus</i> ex gr. <i>glumaceus</i> <i>Ammodiscus orbis</i> <i>Maexisporites planatus</i>	
Retyk	Retyk	Retyk	Retyk	Retyk	Seria zagajska	Seria ostrowiecka	Seria koszorowska	Seria gielniowska
Retyk	Retyk	Retyk	Retyk	Retyk	Lias $\alpha_1 + \alpha_2$	Lias $\alpha_3$	Lias $\beta$	Lias $\gamma$
Retyk	Retyk	Retyk	Retyk	Retyk	Piaskowce i mułowce (48 m)	Piaskowce, mułowce i „przekładanie” (98 m)	Piaskowce z przewartwieniami mułowców i ilowców (82 m)	Piaskowce, mułowce i ilowce z przelawiczeniami glinek (178 m)
Kajper	Kajper	Kajper	Kajper	Kajper	Seria skłobska	Seria piaskowców z Piekła	Seria sztydlowiecka	Seria sztydlowiecka
Retyk	Retyk	Retyk	Retyk	Retyk	Lias $\alpha_2$	Lias	Seria gielniowska	Seria gielniowska
Retyk	Retyk	Retyk	Retyk	Retyk	Lias $\alpha_1$	Seria ostrowiecka + koszorowska (żarnowska)	Lias $\gamma$	Lias $\gamma$
Retyk	Retyk	Retyk	Retyk	Retyk	Mułowce z syderytami <i>Haplophragmoides</i> sp. <i>Trochammina</i> sp. Piaskowce z wkładkami mułowców ? <i>Cardinia</i> ex gr. <i>follini</i> (40–100 m)	Piaskowce (około 200 m?)	Piaskowce (ponad 40 m)	Mułowce i piaskowce <i>Nuculana (Dacryomya) zietenii</i> (ponad 70 m)
Retyk	Retyk	Retyk	Retyk	Retyk	Iłowce i mułowce z wkładkami piaskowców, węgla, sferolity syderyticzne, piaskowce ze żwirikami, porwaki glinek <i>Nathorstisporites hopliticus</i> <i>Darwinula</i> sp.	Iły (ciąglice), lupki ilaste, 3 poziomy syderytów ilastych, piaskowce „przekładanie”, glinki <i>Semionotus</i> cf. <i>bergeri</i> <i>Pholidophorus angustus</i> <i>Cardinia</i> sp. (około 70 m)	Piaskowce (około 200 m?)	Mułowce i piaskowce <i>Nuculana (Dacryomya) zietenii</i> (ponad 70 m)



nim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich w związku z sygnalizowanymi już rozbieżnościami poglądów na ich wiek (seria zagajska — skłobska?) pozostaje więc również zagadnieniem nierozstrzygniętym. Niemniej należy jednak podkreślić, że istnienie w liasie dolnym okolic Przedborza luk stratygraficznych jest bardzo prawdopodobne, a tym samym koncepcja przynależności warstw piaszczysto-żwirowych do serii skłobskiej (gromadzickiej) nie jest pozbawiona pewnej słuszności (tab. 3).

Tabela 3

Hiatusy w liasie dolnym okolic Turowic i Rudy Pilichowskiej w zachodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich (według Z. Kozydry, 1962b)

Stratygrafia		Rejon Turowic	Rejon Myśliborza i Rudy Pilichowskiej	
Lias dolny	Seria rudonośna (zarzecka)	Seria rudonośna > 22,0 m	Seria rudonośna <i>sensu lato</i> > 49,5 m	Seria rudonośna
	Seria gromadzicka (skłobska)			+
	Seria zagajska	Luka	Luka	Luka

Utwory liasu dolnego zachodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich rozpoczyna seria piaszczysto-żwirowa (warstwy snochowickie). Leży ona na tym terenie przekraczając na różnych ogniwach retyku. Osady zlepieńców żwirowych w rejonie Żarnowa tworzą miejscami wyniosłości morfologiczne (okolice Lipy) a niekiedy nawet odosobnione skałki. Miąższość tych osadów waha się od 0 do 60 m. Według I. Jurkiewiczowej (1961, 1967) przyczyną dużych różnic miąższości jest fluwialne pochodzenie wymienionych utworów, które wypełniają obniżenia o charakterze kopalnych koryt rzecznych.

Skład petrograficzny zlepieńców nie odbiega zbyt od podobnych osadów z okolic Snochowic. Dominują tutaj również otoczaki kwarcytów i kwarców, podrzędnie występują lidyty, hematyty krzemionkowe i wapienie, przy czym średnica otoczek waha się w granicach od 2 do 15 cm, najczęściej od 2 do 8 cm.

Bezpośrednio na tych utworach leżą niewielkiej i zmiennej miąższości (5—10 m) osady mułowcowe, zawierające kanaliki robaków, sferolity, piryty oraz chloryt, co zdaniem I. Jurkiewiczowej może być dowodem oddziaływania słabej ingresji morskiej. Osady te zawierają już skamieniałości, mianowicie przewodnie megaspority *Nathorstiporites hopliticus* Jung i stanowią, według wspomnianej autorki, stropowe części serii zagajskiej, natomiast

według koncepcji innych autorów należą już do serii skłobskiej (gromadzickiej).

Trzeci kompleks osadowy, miąższości od 15 do 30 m, tworzą głównie skały piaszczyste (lokalnie z wkładkami zlepieńców), zawierające poziomy gleb kopalnych, rizoidy, wkładki węgla, miejscami sferolity, piryty i toczne ilaste oraz lokalnie liczne poziomy z nieoznaczalnymi szczątkami małżów i ślimaków. Podobnie jak i w warstwach niżej leżących występują tutaj nadal megaspority *Nathorstiporites hopliticus* Jung. Kompleks ten I. Jurkiewiczowa uważa za osad zbiornika śródlądowego, podlegającego częstym spłycom i wynurzeniom oraz wiąże go już z serią skłobską (gromadzicką), do której zalicza jeszcze leżące wyżej osady, miąższości od 15 do 20 m. Te ostatnie składają się z „przekładańców” mułowcowo-piaszczystych mających liczne poziomy ze sferolitami i wkładki piaszczyste żwirowych. „Przekładańce” zawierają także toczne skał ilastych, hieroglify, cienkie i niestałe przelawienia syderytów, lokalnie poziomy z oolitami (?) (Sielec) oraz warstwy ze źle zachowanymi szczątkami małżów i zębów ryb. W dalszym ciągu obecny jest w tym kompleksie *Nathorstiporites hopliticus* Jung (T. Marcinkiewicz, 1959).

Ogólny charakter osadów wskazuje więc na oddziaływanie środowiska morskiego. Odpowiednikiem tej ingresji w rejonie Końskich (Gliniany Las) jest zapewne poziom zawierający dość zróżnicowaną mikrofaunę otwornic zlepieńcowatych. Powyższe fakty pozwalają przypuszczać, że kompleks ten może stanowić już niższe partie serii zarzeckiej (rudonośnej) w zakresie zdefiniowanym uprzednio przez W. Karaszewskiego (1960, 1962).

Warto ponadto dodać, że w piaszczystych z Marcinkowa serii skłobskiej (gromadzickiej) E. Passendorfer (1939) cytuję dolnoliasową florę *Ptilophylum pecten* Phill.

#### Seria zarzecka (rudonośna)

Osady z pogranicza serii skłobskiej i zarzeckiej, które bądź się łączy z najniższą częścią serii rudonośnej, bądź też uważa za należące do nadległej serii skłobskiej, omówione zostały pokrótce w poprzednim rozdziale.

Wyżej leżące utwory, rozpoczynające się spągowym poziomem rudnym syderytów ilastych, stanowiącym bardzo wyraźny i na ogół stały element korelacyjny, są już zgodnie przez wszystkich badaczy uznawane za należące do serii rudonośnej (zarzeckiej). Wykształcenie litologiczne tego kompleksu jest już zdecydowanie różne od niżej leżących utworów serii gromadzickiej. Tworzą go szare iły („ciąglice”) i łupki ilaste, niekiedy o zabarwieniu brązowym lub wiśniowym oraz pstry iły, z wkładkami (plaskurami) syderytów ilastych, tworzących dolny, tzw. III poziom rudny. Miejscami w stropie tych utworów pojawiają się mułowce z nieliczną mikrofauną: *Cornuspira* cf. *orbicula* (Terq. et Berth.).

Wyżej leżą osady piaskowcowo-mułowcowo-iltyte o wyraźnie zaznaczonej cykliczności, zawierające przejścia od osadów gruboklastycznych do pelitycznych. I. Jurkiewiczowa (1961, 1967) notuje tu poziomy z rizoidami, glebami kopalnymi, wkładkami gliniek oraz miejscami ze śladami kanalików robaków i sferolitami kaolinowymi. W utworach tych występują także megaspory *Nathorstisporites hopliticus* Jung (T. Marcinkiewicz, 1959) oraz pojedyncze egzemplarze problematycznych otwornic (*Ammodiscus* sp. ?).

Warto dodać, że w rejonie Żarnowa, nie stwierdzono występowania środkowego (II) poziomu rudnego.

W okolicach Turowic natrafiono ponownie na poziom z morską mikrofauną: *Ammodiscus* cf. *orbis* Lal., *Pseudoglandulina* sp.<sup>9</sup> Nie jest jednak dostatecznie wyjaśnione, czy te utwory z mikrofauną należą do niższej części serii zarzeckiej (I. Jurkiewiczowa, 1961), czy też, jak sugeruje Z. Kozydra (1961, 1962), do wyższych jej odcinków.

Górny (I) poziom rudny w zachodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich jest już wykształcony typowo. Tworzą go płaskury syderytu ilastego, tkwiące w łożkach o charakterystycznym wiśniowym, pstrym a często szarym i oliwkowym zabarwieniu. W utworach tych występują sferulity, kanaliki robaków oraz źle zachowane otwornice? *Ammodiscus* sp., łuski i zęby ryb oraz nieoznaczalne małże. Znalezione tu również najwyżej w profilu liasu świętokrzyskiego występujące okazy megaspor *Nathorstisporites hopliticus* Jung.

Seria zarzecka w zachodnim odcinku obrzeżenia Gór Świętokrzyskich osiąga miąższość około 40 m. Wzrasta ona znacznie ku północy i północnemu wschodowi. Utwory te różnią się od pozostałych serii liasu dolnego między innymi obecnością poziomów z morską fauną, świadczących o wkraczającej na ten obszar ingresji morskiej.

Jednak ściśle sprecyzowanie wieku tej ingresji, a co za tym idzie wieku serii zarzeckiej, nie jest, jak to niejednokrotnie już podkreślano, definitywnie rozstrzygnięte. Tym niemniej przynależność jej (całkowita lub częściowa) do przedziału czasowego, obejmującego lias  $\alpha_2$  i  $\alpha_3$  (hetang górny — synemur dolny), jest faktem nie podlegającym dyskusji.

#### Seria żarnowska

Na utworach serii zarzeckiej w rejonie Żarnowa leży kompleks od 70 do 90 m miąższości, który przez I. Jurkiewiczową (1961, 1967) wyróżniony został pod nazwą serii żarnowskiej<sup>10</sup> i zaliczony do synemuru górnego (liasu  $\beta$ ). Pierwotnie nazwa ta odnoszona była (I. Jurkiewiczowa, 1950 — 1955) do utworów głównie piaszczystych, zawartych pomiędzy wyraźnie odmiennymi litologicznie seriami,

<sup>9</sup> Mikrofaunę w rejonie Żarnowa odkryła I. Jurkiewiczowa, oznaczenie paleontologiczne autora.

<sup>10</sup> Nazwa ta nawiązuje do wcześniej użytego przez C. Kuźniara określenia: „piaskowiec żarnowski”, który stanowi ważny element składowy omawianej serii.

dolną — zarzecką i górną — ciechocińską (esterio-wą), później jednak zakres jej został zawężony do części dolnej kompleksu (tab. 1). Utwory tworzące tę serię znane były już poprzednim badaczom, głównie dzięki temu, że tworzą w omawianym rejonie dość liczne odkrywki, a piaskowce wchodzące w skład tej serii były i są nadal przedmiotem dość intensywnej eksploatacji (np. kamieniołomy Tresty Wesołej).

Seria żarnowska na obszarze przedborskim jest dwudzielna. Niższą jej część tworzą grubo- i średnioziarniste piaskowce z tocząciami ilystymi i rozproszonym żwirkiem kwarcowym oraz skały typu „przekładańców”, zawierające pojedyncze sferulity, nieoznaczalne małże oraz problematyczne (ze względu na możliwości zanieczyszczenia próbki) otwornice: *Ammodiscus* sp.

Wyższe partie serii żarnowskiej wykształcone są bądź w postaci grubych pokładów białych piaskowców, zawierających liczne poziomy z tocząciami (piaskowce żarnowski), szczególnie dobrze rozwiniętych na zachód od Żarnowa, bądź też — jak to ma miejsce we wschodnim odcinku rejonu — jako osady o wyraźnej cykliczności, zaznaczonej powtarzającymi się pakietami piaskowców, mułowców i „przekładańców”. Występuje w nich kilka poziomów z kanalikami robaków, a także ślady wysychania oraz oznaki splywów podwodnych.

Seria żarnowska nie zawiera skamieniłości, które pozwoliłyby ściśle oznaczyć jej pozycję stratygraficzną. Nieliczne gatunki megaspor: *Maexisporites planatus* Marc., *Echitriletes spicatus* Marc., *Horstisporites* sp. (T. Marcinkiewicz, 1959) umożliwiają jedynie określenie z grubsza przedziału czasowego, w którym miała miejsce sedymentacja tej serii (synemur górny — domer dolny).

Ogólne wykształcenie tego kompleksu, z wyjątkiem może niektórych jego części, gdzie zaznacza się wpływy morskie (?), przejawia zasadniczo cechy sedymentacji śródlądowej. Górnosynemurski wiek tej serii I. Jurkiewiczowa (op. cit.) przyjmuje na podstawie przesłanek pośrednich. Zakłada ona mianowicie, że podścielająca ją seria zarzecka jest wieku dolnosynemurskiego, natomiast seria nadległa (gielniońska) należy już do liasu środkowego (karyksu).

Według tej autorki na terenie północnego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich odpowiednikami tych utworów są serie: ostrowiecka (*sensu stricto*) oraz koszorowska.

#### PÓLNOCNE OBRZEŻENIE

Obejmuje największy terytorialnie i najlepiej poznany odcinek świętokrzyskiej osłony mezozoicznej. Od zachodu granica obszaru przebiega między Żarnowem i Końskimi, od północnego wschodu linię graniczną przyjęto w miejscu dyslokacji „brzeżnej”, biegnącej z SW ku NE, na wschód od Starachowic.

Utwory liasu dolnego północnego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich cechuje przede wszystkim

wyraźne, w stosunku do pozostałych obszarów, zwiększenie się miąższości poszczególnych ogniw jury dolnej, idące w parze z zanikiem hiatusów i luk sedymentacyjnych. Zjawisko to wiąże się przede wszystkim z przebiegającą przez ten obszar strefą przegłębienia ówczesnego zbiornika sedymentacyjnego liasu dolnego.

W przeciwieństwie do zachodniego odcinka obrzeżenia, gdzie obecność niższych ogniw jury dolnej (seria zagajska) nie jest jak dotąd jednoznacznie udowodniona, w północnej części rejonu utwory te są kompletnie i na ogół typowo wykształcone. Miejscami nawet stwierdza się obecność ekwiwalentów tzw. warstw wielichowskich<sup>11</sup> (najniższy hetang lub retyk górny) noszących w okolicach Parszowa nazwę pstrych warstw parszowskich (zob. roz. Retyk). Z tego rejonu również pochodzą dużej wartości znaleziska paleontologiczne, wśród których najwcześniejsze (szczątki ryby — *Pholidophorus angustus* Agass. z serii rudonośnej) pozwoliło J. B. Puschowi (1833—1837) prawidłowo ocenić liasowy wiek badanych utworów.

#### Seria zagajska (węglowo-rudna)

Obecność serii zagajskiej na terenie północnego odcinka obrzeżenia świętokrzyskiego jest, jak już wspomniano, bezsporna. Miąższość tych utworów w południowej części arkusza Końskie jest jeszcze stosunkowo niewielka (około 13,5 m w okolicach Glinianego Lasu), ku północy i zachodowi szybko jednak wzrasta (tab. 4).

Utwory niższego liasu na tym terenie najczęściej leżą przekraczając na osadach triasu górnego, oddzielone od nich hiatusem obejmującym najniższy lias względnie najwyższy retyk (warstwy wielichowskie).

Seria zagajska rozpoczyna się warstwą na ogół zmiennej miąższości, najczęściej różnoziarnistych i przekątnie warstwowanych piaskowców (od kilkunastu centymetrów do kilku, miejscami nawet kilkunastu metrów)<sup>12</sup>. Skaly te zawierają rozproszony żwir, toczące ilaste, niekiedy porwaki glinek najniższego liasu (?), szczątki zwęglonych roślin (bardzo często skrzypów) oraz miejscami źle zachowane

odciski małżów. Wyżej dominują szare ilowce i przelawiczone piaskowcami mułowce, zawierające rizoidy, gdzieniegdzie liczne sferolity sydereityczne, powszechnie zaś — zwęglone szczątki roślinne lub rzadziej, wkładki łupków węglistych i autochtonicznego węgla.

Zjawiskiem dość charakterystycznym dla tej serii są pojawiające się w szeregu profilach poziomy rud sydereitycznych, występujących najczęściej w postaci płaskur, zbudowanych głównie z drobnych sferolitów (R. Wyrwicki, 1964), niegdyś stanowiących przedmiot eksploatacji (tabl. I, fig. 1). Z tego odcinka profilu z odsłonięcia w Sołtykowie koło Odrowąża pochodzi bogata ilościowo, choć monotonna gatunkowo, mikrofauna małżoraczków *Darwinula*; w innych miejscowościach w osadach tych stwierdzono ponadto występowanie kanalików robaków i esterie.

Utwory serii zagajskiej, a szczególnie jej najniższe warstwy, mają dobrą na ogół dokumentację florystyczną. Są nią przede wszystkim wskaźnikowe dla liasu z megaspory: *Nathorstisporites hopliticus* Jung (T. Marcinkiewicz, 1957, 1959) oraz charakterystyczne dla retyku i niższego liasu: *Selaginella hallei* Lund. (T. Orłowska-Zwolińska, 1960). Występowanie obok siebie tych dwóch gatunków (Gostków) pozwala przypuszczać o istnieniu na omawianym terenie niższego hetangu. Tego zapewne wieku będą również najniższe części tzw. „szarych warstw parszowskich”<sup>13</sup> — stanowiących charakterystyczną, choć lokalną tylko odmianę dolnej części serii zagajskiej (ilowce, glinki, mułowce z przelawiczeniami piaskowców). Należy dodać, że *Nathorstisporites hopliticus* Jung, jednak już bez *Selaginella hallei* Lund., występuje dość powszechnie również i w wyższych partiach serii zagajskiej oraz w seriach gromadzkiej (skłobskiej) i zarzeckiej (rudonośnej).

Lokalnie (okolice wsi Mokra) spotykane są liczne, choć na ogół źle zachowane małże, między innymi „*Unio minutus*” Pusch oraz ślimaki *Paludina* sp. (?). Fauna małżowa, zazwyczaj nieoznaczalna, znajdowana jest najczęściej w górnych partiach serii zagajskiej. W najwyższych częściach

Tabela 4

Miąższość serii zagajskiej w północnym obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich (według Z. Kozydry, 1962b i W. Karaszewskiego, 1962)

Gliniany Las (ark. Końskie)	Gostków (ark. Końskie)	Korytków-Eugenów (ark. Przysucha)	Stuzianna (ark. Tomaszów Mazowiecki)	Skarżysko-Kamienna (ark. Ilża)	Ostałów (ark. Przysucha)
13,5 m	> 66,5 m (brak stropowych partii)	76,7 m	około 137,0 m	130,0 m	około 140,0 m

<sup>11</sup> Według ostatnich, niepublikowanych wyników analiz megasporowych, przeprowadzonych przez T. Marcinkiewicz.

<sup>12</sup> Według niepublikowanych obserwacji W. Karaszewskiego.

<sup>13</sup> Według niepublikowanych jeszcze danych T. Marcinkiewicz, w rejonie Parszowa, w podścielających omawiane osady — pstrych warstwach parszowskich występują megaspory charakterystyczne dla tzw. warstw wielichowskich (najniższy hetang lub retyk górny; zob. roz. Retyk).

tej serii ponownie dominują osady mulowcowo-piaskowcowe o typie zbliżonym już do utworów nadległej serii skłobskiej (gromadzickiej).

Na obszarze Mroczków—Rozwady (rejon opoczyński) utwory serii zagajskiej a także gromadzickiej, zarzeckiej i ostrowieckiej były analizowane mikroflorystycznie przez M. Rogalską (1956). Autorka ta w wyniku analizy pionowych zasięgów wyróżnionych przez siebie typów spor i pyłków wyciągnęła wnioski o dolnoliasowym wieku (lias  $\alpha$ ) tych serii.

W położonym już nieco na peryferiach regionu otworze wiertniczym Studzianna seria zagajska osiągnęła bardzo dużą miąższość — rzędu 140 m.

Zaznaczyć również należy, że w Studziannie w spągowych utworach tej serii (głębokość 1093,0 m) znaleziona została mikrofauna: *Haplophragmoides* sp., będąca świadectwem zaznaczających się w tym czasie wpływów morskich.

Podobne miąższości wykazuje seria zagajska także w okolicach Skarżyska-Kamiennej. W wierceniu zlokalizowanym w tym mieście miąższość jej wyniosła 130 m (W. Karaszewski, 1962).

#### Seria skłobska (gromadzicka)

Na obszarze północnego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich wychodnie utworów piaskowcowych serii skłobskiej wyraźnie zaznaczają się w morfologii terenu, tworząc pasma wzniesień (często typu kuestowego), osiągających w rejonie na NW od Skarżyska miejscami wysokość ponad 400 m n.p.m. (okolice Ciechostowie).

Miąższość utworów tej serii, podobnie jak i zagajskiej, jest dość zróżnicowana i wykazuje stałą na ogół tendencję wzrostową w kierunku północnym.

Należy jednocześnie podkreślić, że istnieje rozbieżność w interpretacji granicy serii skłobskiej z zarzecką (rudonośną). W. Karaszewski (1962) zalicza stropowe partie serii skłobskiej, o wykształceniu ilasto-mulowcowym i z oznakami wpływów morskich, już do serii rudonośnej. Z praktycznych jednak względów, szczególnie przy pracach kartograficznych wyróżnianie serii skłobskiej *sensu lato* jest niekiedy wygodniejsze, gdyż będący przedmiotem dyskusji stropowy kompleks osadowy nie

zawsze jest charakterystycznie rozwinięty, utrudniając tym samym prawidłowe rozgraniczenie obu serii. Wówczas granica między obu tymi seriami bywa stawiana najczęściej w pobliżu bardzo stalego i wyraźnego reperu korelacyjnego, jakim jest najniższy poziom syderytowy serii rudonośnej (zarzeckiej).

Seria skłobska w regionie północnym rozpoczyna się zazwyczaj kompleksem osadów gruboklastycznych, złożonym z różnoziarnistych piaskowców oraz rzadziej, żwirów kwarcowo-kwarcytowych. W południowej części arkusza Końskie poziomu tego brak, pojawia się on dopiero dalej ku północy, w rejonie Przysuchy, gdzie osiąga miejscami (Zawada) miąższości rzędu 40 m (Z. Kozydra, 1962b).

W rejonie Chlewisk (wiercenie Aleksandrów) w spągowych partiach serii skłobskiej napotkano warstwę z licznymi szczątkami małżów, według wszelkiego prawdopodobieństwa, kardinii (ex gr. *Cardinia follini* Lund.?), które mogłyby świadczyć o hetangskim wieku tego odcinka profilu (lias  $\alpha_1$ ?).

Wyższe partie profilu serii skłobskiej tworzą zwięzłe piaskowce o krzemionkowym spoiwie, stanowiące główny trzon tej serii. W postaci przelawicę występują tutaj mniej odporne na wietrzenie osady mulowcowo-ilaste.

Najwyższe części omawianego kompleksu osadowego, miąższości od 30 do 50 m (w partiach centralnych), zaliczane są, jak już wspomniano, bądź jeszcze do serii skłobskiej bądź już do rudonośnej. Tworzą ją głównie osady mulowcowe, zawierające podrzędne wkładki syderytów (sferosyderytów), miejscami sferulity, ślady robaków, niekiedy też nieoznaczalne szczątki małżów i ślimaków. W niższej części tych osadów w otworze Gliniany Las 1 (południowo-zachodni odcinek ark. Końskie) znaleziona została morska mikrofauna otwornic: *Haplophragmoides* sp., *Jaculella* (?) sp., *Trochammina* sp. oraz spikule gąbek. Również morską faunę małżów napotkano w piaskowcach należących zapewne do tego samego kompleksu warstw we wsi Hucisko (wschodnia część ark. Końskie).

Fakt wyraźnego powiązania sedymentacyjnego powyższych utworów z osadami serii rudonośnej oraz zaznaczające się ślady ingresji morskich są istotnym argumentem za łączeniem tego kompleksu z serią rudonośną<sup>14</sup>.

Tabela 5

Miąższość serii skłobskiej *sensu lato* (gromadzickiej) w północnym i północno-wschodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich (według Z. Kozydry, 1962b)

Rejon Końskich (Gliniany Las)	Rejon Przysuchy		Rejon Ostrowca Świętokrzyskiego (Milków)
	(Zawada)	(Rusinów)	
47,3 m	96,4 m*	103,1 m*	44,8 m*

\* Zaliczając stropowe części serii skłobskiej już do serii rudonośnej należy podane miąższości zmniejszyć średnio od 15 do 50 m.

#### Seria rudonośna

(zarzecka, główna seria rudonośna)

Ponad wspomnianym kompleksem przejściowym leżą utwory serii rudonośnej *sensu stricto*, charakteryzujące się przede wszystkim występowaniem rud syderytowych, grupujących się zazwyczaj

<sup>14</sup> Paralelizowane z tą serią utwory na Niżu Polskim wykazują wyraźne wpływy morskie. Natomiast osady korelowane z serią skłobską nie dostarczyły, jak dotąd, żadnych śladów obecności poziomów morskich.

w trzech dość stałych poziomach rudonośnych, stanowiących miejscami przedmiot eksploatacji przemysłowej. Pewne znaczenie surowcowe mają również pokłady glinek ogniotrwałych, występujących głównie na wychodniach II i III poziomu rudonośnego (Z. Kozydra, 1956; Z. Kozydra, J. Kostecki, 1957; J. Kostecki, 1961). Zjawiskiem, które nadaje serii rudonośnej specjalne znaczenie są wyraźnie zaznaczające się wpływy ingresji morskich. Świadczą o nich znaleziska morskiej fauny: ryb (*Pholidophorus angustus* Agass. — kopalnia Jan — Dziadek koło Stąporkowa, *Semionotus cf. bergeri* Agass.<sup>15</sup> — okaz z I poziomu rudonośnego kopalni Edward w Czarnieckiej Górze — tabl. VI, fig. 4a, b), małżów<sup>16</sup>, otwornic, poziomów z kanalikami robaków itp. Można przypuszczać, że środowisko sedymentacyjne serii rudonośnej miało najczęściej charakter brakiczny, ulegając tylko pewnym zmianom (wzrost zasolenia) z chwilą uzyskania lepszej łączności z basenem morskim. Lokalnie zdarzały się też prawdopodobnie spłylenia lub wynurzenia (poziomy z rizoidami i glebą kopalną).

Wiek serii rudonośnej (lias  $\alpha$ ) określają przede wszystkim znaleziska megaspor *Nathorstisporites hopliticus* Jung (T. Marcinkiewicz, 1959). Należy przy tym podkreślić, że już w 1956 r. M. Rogalska, w wyniku przeprowadzonych przez siebie badań sporowo-pylkowych na terenie opoczyńskim, wysunęła w stosunku do serii skłobskiej i zarzeckiej identyczne sugestie wiekowe.

Szczątki makroflorystyczne, jakkolwiek miejscami napotykanne w dość dużych ilościach, mają na razie mniejsze znaczenie stratygraficzne, głównie ze względu na niedostateczny jeszcze stopień ich poznania.

C. Kuźniar (1924, 1943) wymienia z rejonu koneckiego oraz z okolic Chlewisk koło Szydłowa z utworów II poziomu rudonośnego między innymi następujące gatunki: *Phleboteris elegans* Presl (= ? *Ph. brauni* Goepf.), *Ph. muensteri* (Schenk) Hirm. et Hoer., *Neocalamites hoerensis* (Schimp.) Halle, *Dictyophyllum acutilobum* (Braun) Schenk, *Baiera muensteriana* (Presl) Heer, *Palissya sphenolepis* (Braun) Nath.

Z trzeciego (dolnego) poziomu rudonośnego kopalni „Łopata” C. Kuźniar (1924) podaje także szczątki sagowców: *Bennettites raciborskii* Kuźn.

Serię rudonośną tworzą na omawianym obszarze piaskowce, „przekładańce” piaskowcowo-mulowcowe i ilowce, mulowce z laminami i przelawieniami piaskowców, z częstymi śladami zaburzeń subsoliflukcyjnych. Występują także ilowce, miejscami ily ogniotrwałe, ochrowe i margle tutowe (Z. Kozydra, R. Wyrwicki, 1962) oraz łupki ilaste z poziomami rud syderyticznych (syderyty ilaste), tworzących charakterystyczne poziomy rudonośne.

<sup>15</sup> Według Z. Maślankiewiczowej (1965).

<sup>16</sup> Z kamieniołomu w Osicowej Górze koło Stąporkowa pochodzą dobrze zachowane okazy *Cardinia*, znalezione w utworach należących, zdaniem W. Karaszewskiego (inf. ustna), do serii rudonośnej (tabl. V).

Dolny (III) poziom rudonośny charakteryzuje się występowaniem czerwonych ilowców, które jakkolwiek mogą pojawiać się sporadycznie w najwyższym (I) poziomie, są uznawane za ważny wskaźnik korelacyjny. Wyższe poziomy ilaste mają już najczęściej barwy od oliwkowozielonej do szarej („ciąglice”).

Seria ostrowiecka (seria szydłowiecka *pro parte*, seria piaskowców z Piekła *pro parte*)

Według nowszych interpretacji stanowi ona odpowiednik (zazwyczaj tylko częściowy) serii o tej nazwie, wyróżnionej przez J. Samsonowicza (1929, 1934) na obszarze północno-wschodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. W tym samym stopniu odpowiada ona serii piaskowców z Piekła R. Krajewskiego (tab. I, tabl. III).

W rejonie północnego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich jej dolne partie utworzone są przez piaskowce drobno- i średnioziarniste niekiedy z toczkami ilastymi, mulowce przekątnie warstwowane, zawierające wkładki syderyticzne, przelawienia ilów i ilowców (glinek), ripplemarki, hieroglify, detrytus flory, rizoidy i kanaliki robaków. Często np. pojawiają się w tym kompleksie wkładki piaskowców o grubszym ziarnie (miejscami ze żwirem o średnicy ziarn do 1 cm), przechodzące niekiedy w zlepienie (okolice Przysuchy). Maksymalne miąższości tej części profilu wynoszą 35 m.

Nadległy kompleks mulowcowo-piaskowcowy, często typu „przekładańców”, zawiera już mniej wkładek z rizoidami, częstsze są natomiast poziomy z kanalikami robaków (miąższość — 30 m). Notowane są tu małże (W. Karaszewski, 1962). W utworach tych występują miejscami wkładki syderytowe oraz poziomy ochrowe, eksploatowane niegdyś w okolicach Skarżyska-Kamiennej.

Wyższe odcinki profilu serii ostrowieckiej tworzą dwa kompleksy: piaskowcowy z wkładkami mulowców i ilowców — miąższości do 30 m oraz mulowcowo-piaskowcowy o zbliżonej miąższości. W tym ostatnim kompleksie występują także skały typu „przekładańców”, piaskowce z toczkami ilastymi oraz mulowce syderyticzne. Często można obserwować także dobrze na ogół zachowane szczątki roślinne, rizoidy oraz kanaliki robaków.

Pełny profil serii ostrowieckiej przewiercony został między innymi w wierceniu Studzianna, na północ od Opoczna, przy czym miąższość jej w tym wierceniu wyniosła 98 m (W. Karaszewski, 1962). Zbliżone miąższości tej serii (około 100 m) notowane są również w okolicy Szydłowca.

Ze względu na brak znalezisk paleontologicznych o większym znaczeniu stratygraficznym, wiek serii ostrowieckiej jest oceniany na podstawie przesłanek pośrednich, a mianowicie na podstawie jej położenia pomiędzy mającymi datowanie paleontologiczne seriami rudonośną i gielniowską. Zalicza się ją do synemuru, przy czym istnieje rozbieżność poglądów, czy reprezentuje ona wy-

łącznie synemur dolny — lias  $\alpha_3$  (W. Karaszewski, 1960, 1962) czy też już jego górne odcinki — lias  $\beta$  (I. Jurkiewiczowa, 1961; R. Dadlez, 1964; J. Kopik, 1962).

Seria koszorowska (szydłowiecka pro parte, seria piaskowców z Piekła pro parte)

Na północny zachód od Szydłowca znajdują się stosunkowo dobre odsłonięcia najmłodszych stratygraficznie utworów liasu dolnego, którym W. Karaszewski (1960, 1962) nadał nazwę serii koszorowskiej (od wsi Koszorów koło Szydłowca). Osiąga ona tam miąższość około 87 m (otwór Szydłowiec).

Dolną część omawianego kompleksu w wierceniu szydłowieckim tworzą średnioziarniste piaskowce i „przekładańce”, zawierające wkładki mułowców i ilowców, liczne kanaliki robaków i przeławiczenia mułowca sydereitycznego. Wyżej występują piaskowce średnio- i gruboziarniste z licznymi szczątkami roślin, często kawałkami zwęglonego drewna.

Górne partie serii koszorowskiej zawierają przeławicające się wzajemnie „przekładańce” oraz drobno- i średnioziarniste piaskowce, miejscami z okruchami zwęglonego drewna.

Osady tej serii wykazują, podobnie jak i górne części serii ostrowieckiej, wyraźną cykliczność sedymentacyjną. Ze względu na małą odporność tworzących serię koszorowską skał, odsłonięcia tych utworów nie są zbyt liczne (tabl. IV, fig. 1).

W otworach usytuowanych w rejonie Przysuchy miąższość serii koszorowskiej przekracza nieco 90 m (Z. Kozydra, 1962b). W wierceniu Studziana W. Karaszewski określa ją w przybliżeniu na około 82 m.

W sedymentacji serii koszorowskiej w nieco słabszym już stopniu zaznaczał się wpływ ładu (być może z wyjątkiem środkowych części profilu). Świadczy o tym sporadyczne już występowanie poziomów z rizoidami, przewaga utworów mułowcowych i „przekładańców”, liczniejsze pojawienie się poziomów z robakami itp. Podobnie też jak i w serii ostrowieckiej, dotychczas nie napotkano w utworach serii koszorowskiej skamieniałości o większym znaczeniu stratygraficznym. Występowanie tych utworów w ciągłości sedymentacyjnej z serią gielniowską zaliczaną już na podstawie dowodów paleontologicznych do karyksu (liasu  $\gamma$ ), może być pośrednim dowodem górnosynemurskiego (lias  $\beta$ ) wieku serii koszorowskiej.

#### PÓLNO-CNO-WSCHODNIE OBRZEŻENIE

Omówione zostaną obecnie utwory liasu dolnego ciągnące się ku południowemu-wschodowi, od miejsca przebiegu dyslokacji brzeżnej (Iłża—Starachowice), stanowiącej umowną granicę z północnym odcinkiem obrzeżenia, aż po okolice Ożarowa, gdzie osady liasu kryją się pod utworami miocenu.

Szczególnie interesujące odsłonięcia osadów jury dolnej grupują się w okolicach Ostrowca Świętokrzyskiego, skąd zostały one szczegółowo opisane przez J. Samsonowicza (1923, 1924, 1929, 1934).

Najbardziej wysunięty ku południowemu wschodowi i leżący już poza obszarem wychodni liasu — jest profil jury dolnej w otworze Zalesie Antoniowskie, 7 km na SSE od Zawichostu. Jak ilustruje figura 1 miąższość liasu ku południowemu wschodowi wyraźnie maleje, co związane jest wykończeniem się zbiornika w tym kierunku.

#### Seria zagajska

Najniższe poziomy serii zagajskiej w rejonie Ostrowca Świętokrzyskiego wykształcone są w postaci sypkich żwirów i zlepieńców kwarcytowych (kwarcyty paleozoiczne) oraz piaskowców ze żwirkami i mułowców. Utwory te wykazują często przekątne warstwowanie i zawierają toczne ilaste. Spoczywają one niezgodnie na górnych ogniwach retyku. Miąższość ich jest zmienna i waha się w granicach od 0,5 m (otwór Krynki) do 7,0 m (otwór Miłków) (Z. Kozydra, 1961, 1962b).

Wyższe części serii zagajskiej tworzą jasne, drobnoziarniste piaskowce, z laminami mułowcowymi, fragmentami zwęglonych roślin oraz mułowce i szare ilowce, miejscami wiśniowe, plamiste, niekiedy ze sferolitami, rizoidami i warstewkami węgla. Utwory te w otworze Miłków osiągnęły miąższość około 50 m (Z. Kozydra, 1962b).

Górny odcinek profilu serii zagajskiej w Miłkowie zbudowany jest z jasnoszarych drobno- i średnioziarnistych piaskowców, drobno laminowanych mułowcem, z licznymi rizoidami oraz z szarych mułowców, zawierających drobne laminy i piaskowcowe rizoidy. W całym kompleksie pospolicie występują szczątki zwęglonej flory. Miąższość tych utworów wynosi około 23 m.

Z serii zagajskiej w dolinie Kamionki J. Samsonowicz (1929, 1934) cytuje miejscami liczne małże z grupy *Unionidae*. Z serii tej w okolicach Gromadzie i Ostrowca Świętokrzyskiego pochodzi również flora opisana przez M. Raciborskiego (1891, 1892), w składzie której znajdują się między innymi następujące gatunki: *Phleboteris elegans* Presl (= *Ph. brauni* Goepf.), *Ph. angustiloba* (Presl) Hirm. et Hoer., *Thaumatopteris schenki* Nath., (tabl. VII, fig. 3), *Dictyophyllum nilssoni* (Brongn.) Goepf., *Neocalamites hoerensis* (Schimp.) Halle, *Ixostrobus siemiradzki* Rac. i inne<sup>17</sup>.

Cytowany zespół florystyczny jednoznacznie charakteryzuje piąty poziom florystyczny Nathorst — *Thaumatopteris schenki* (lias  $\alpha_1$  i  $\alpha_2$ ). Poziom ten, jak już poprzednio wspomniano, łączony był niegdyś z retykiem, tak też był on interpretowany przez M. Raciborskiego i J. Samsonowicza,

<sup>17</sup> W wykazie tym i w dalszych uwzględniona została między innymi rewizja oznaczeń poszczególnych gatunków dokonana przez A. Makarewiczównę (1928) i T. M. Harrisa (1931).

dopiero późniejsze prace G. Troedssona (1934—1951) i M. Harrisa (1937) udowodniły jego bezpośredni związek z liasem dolnym.

Na obszarze położonym na południowy wschód od rejonu Ostrowca Świętokrzyskiego, utwory serii zagajskiej nie są dostatecznie jeszcze poznane. Przypuszczalnie występują one w profilu wiercenia Wyszmontów, natomiast zagadnienie obecności tych osadów na krańcach regionu świętokrzyskiego, na obszarze Anopol—Zalesie Antoniowskie, pozostaje nadal nierozstrzygnięte.

#### Seria gromadzicka (skłobska)

Utwory serii gromadzickiej (*sensu lato*) osiągają w rejonie Ostrowca Świętokrzyskiego miąższość od 30 do 45 m.

Wykształcenie litologiczne wspomnianej serii jest na ogół dość monotonne. Przeważają osady piaskowcowe i mułowcowe, często laminowane, z detrytusem zwęglonych roślin, miejscami z wkładkami węgla, rizoidami, śladami zaburzeń splayowych. Z utworów piaskowcowych tej serii okolic Podszkodzia i Szewnej opisane zostały przez A. Makarewiczównę (1928) flora (tabl. VII) między innymi: *Dictyophyllum acutilobum* (Braun) Schenk, *D. rydzewskii* Mak., *Pterophyllum nathorsti* Schenk (= *P. subaequale* Hartz), *Podozamites distans* (Presl) Braun, *Pityophyllum longifolium* (Nath.) Moel., *Phlebopteris elegans* Presl (= *Ph. brauni* Goepp.), *Ginkgoites taeniata* (Braun) Harr. i inne.

Zespół florystyczny serii gromadzickiej (skłobskiej) wykazuje szereg różnic w stosunku do roślinności serii zagajskiej, chociaż występowanie form znanych z obu serii nie należy tutaj do rzadkości.

Z tych samych okolic J. Samsonowicz (1929, 1934) cytuje także szczątki nieoznaczalnych uniońców (?).

Dalej ku południowemu wschodowi seria gromadzicka nie była jak dotąd wyróżniona. Nie jest wykluczone, że w postaci bardzo zredukowanej występuje ona w wierceniach w Wyszmontowie koło Ożarowa oraz w Zalesiu Antoniowskim.

#### Seria zarzecka (rudonośna)

Wykształcenie serii zarzeckiej na północno-wschodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich nie odbiega zbyt od poznanego już poprzednio w innych rejonach.

W okolicach Ostrowca Świętokrzyskiego, według J. Samsonowicza (1929), osiąga ona miąższość do 60 m. Tworzą ją głównie osady ilasto-lupkowe oraz mułowcowo-piaskowcowe, które zawierają trzy poziomy rudonośne, utworzone przez ilowce i lupki z płaskurami syderytów ilastych, stanowiących przedmiot eksploatacji kopalnianej. Poziomy rudonośne niekiedy ulegają wyklinowaniu, stąd też miejscami ich liczba jest mniejsza.

Wpływy morskie, obserwowane w analogicznych utworach w innych rejonach Gór Świętokrzy-

skich, zaznaczyły się również i na tym terenie. Między innymi J. Samsonowicz (op. cit.) podaje pochodzące zapewne z najwyższego (I) poziomu rudonośnego (poziom „Czalczyński”) morskie małże (det. W. Poliński) „*Cytherea* sp.” (= *Cardinia*?) oraz „*Macoma* sp.”<sup>18</sup>. Wśród szczątków roślinnych zanotowano obecność: *Cycadites nilssoni* Sternb. oraz masowo miejscami występującego: *Neocalamites hoerensis* (Schimp.) Halle (Rzuchów, Miłków).

Ku południowemu wschodowi utwory serii zarzeckiej przypuszczalnie nawiercone zostały w otworze Wyszmontów, natomiast obecność tych utworów w rejonie Anopola i Zalesia Antoniowskiego nie została w sposób jednoznaczny dotąd potwierdzona.

#### Seria ostrowiecka i koszorowska

J. Samsonowicz (1929, 1934) przyjmował, że miąższość serii ostrowieckiej w rejonie Ostrowca Świętokrzyskiego wynosi około 130 m. Według tego autora seria ostrowiecka miała stanowić najwyższy kompleks litologiczny liasu świętokrzyskiego i zaliczana była do liasu górnego.

Nowsze badania wykazały jednak, że miąższość całego kompleksu osadowego, leżącego między serią rudonośną i utworami jury brunatnej jest na omawianym obszarze większa niż to przyjmował J. Samsonowicz i szybko wzrasta w miarę posuwania się ku NW. Ponadto w skład tych utworów wchodzi szereg innych, dość niekiedy zróżnicowanych litologicznie serii osadowych, reprezentujących wyższe ogniwa liasu dolnego, lias środkowy oraz górny.

Między Wierzbnikiem i Ostrowcem Świętokrzyskim serię ostrowiecką (*sensu lato*?), według J. Samsonowicza (op. cit.), tworzą piaskowce, głównie drobno- i średnioziarniste, z mika, miejscami z przeławieniami piaskowców gruboziarnistych, zawierające rizoidy, ślady oscylacyjnego falowania, szczątki roślinne, kanaliki po robakach oraz szare, często laminowane mułowce. Występują tu także przewarstwienia ilowców oraz drobne wkładki węgla. Z tego typu osadów J. Samsonowicz (1929) cytuje małże: „*Anoplophora*” sp.<sup>19</sup> (okolice Wąchocka).

W sąsiedztwie wsi Jędrzejowice z utworów piaskowcowych serii ostrowieckiej, leżących koło 15 m powyżej górnego poziomu rudonośnego serii zarzeckiej, A. Makarewiczówna (1928) podaje florę: *Phlebopteris elegans* Presl (= *Ph. brauni* Goepp.) oraz *Hausmannia forchhammeri* Barth.

W dolinie Kamionki miąższość odsłaniających się piaskowców serii ostrowieckiej według J. Samsonowicza (1929) nie przekracza 30 m.

<sup>18</sup> Przynależność systematyczna tej formy, podobnie jak i poprzedniej (*Cytherea*), jest błędnie określona, gdyż *Macoma* jest rodzajem nie występującym w osadach starszych od trzeciorzędu.

<sup>19</sup> Okazy te należy odnieść do innego rodzaju. Typowe anoplofory (= uniońcesy), jak dotąd notowane są wyłącznie w utworach triasowych.

Utwory tworzące serię koszorowską, na obszarze północno-wschodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich, nie zostały jeszcze dostatecznie poznane. Wyższe partie tej serii przewiercone prawdopodobnie zostały w Chmielowie (W. Karaszewski inf. ustna). Tworzą je głównie jasnoszare, drobnoziarniste piaskowce, często z detrytusem roślinnym, z rizoidami oraz poziomami zawierającymi kanaliki robaków. Występują również przeławienia mułowców, niekiedy typu „przekładańców”.

Seria koszorowska, podobnie jak i ostrowiecka, występuje także w południowo-wschodnim odcinku omawianego obszaru, przy czym ich miąższości są poważnie już zredukowane. W wierceniu Wyszmontów miąższość obu serii zapewne nie przekracza 10 m. Dalej ku wschodowi omawiane utwory nie zostały dotychczas wyodrębnione z około 140-metrowego kompleksu jury dolnej.

### LIAS ŚRODKOWY (KARYKS — DOMER)

Osady niższych odcinków liasu środkowego w Górach Świętokrzyskich wykazują wyraźne ślady ingresji morskiej. Zjawisko to stanie się bardziej zrozumiałe, jeśli zważymy, że nasilenie ingresji karyksu na obszarach epikontynentalnych Polski, było stosunkowo bardzo duże. Ingresja karyksu spowodowała nie tylko powstawanie na niektórych obszarach kraju osadów morza otwartego (biofacja amonitowa w karyksie zachodniego Pomorza), ale również była przyczyną przenikania fauny morskiej ku peryferiom zbiornika, między innymi na obszar basenu sedymentacyjnego Gór Świętokrzyskich.

Lias środkowy w Górach Świętokrzyskich wyróżniony został zasadniczo na podstawie przesłanek faunistycznych (fauna z utworów serii gielniowskiej) oraz sedymentologicznych i paleogeograficznych, w mniejszym stopniu — florystycznych.

Należy jednocześnie zaznaczyć, że obok wyraźnie zaznaczających się w pewnych odcinkach profilu serii gielniowskiej wpływów morza, w niektórych obszarach rejonu miała miejsce okresowa sedymentacja śródlądowa (glinki chmielowskie).

Wspomnijmy, że w okresie międzywojennym i w początkowych latach powojennych J. Samsonowicz (1929, 1934, 1952) wysunął hipotezę o środkowoliasowym wieku serii zarzeckiej (rudonośnej), jednocześnie nadległa serię ostrowiecką, według ówczesnych poglądów kończącą sedymentację liasu, badacz ten uznawał za górnoliasową.

W 1955 r. J. Znosko dowodził, że seria ostrowiecka w ujęciu J. Samsonowicza (łącznie z glinkami chmielowskimi) może reprezentować także lias środkowy lub częściowo lias górny.

Odkrycie nowych ogniw litologicznych w liasie świętokrzyskim, a wśród nich poziomu faunistycznego najniższego toarku (seria podesteriowa), pozwala zawęzić i sprecyzować, w miarę dokładnie, zakres liasu środkowego w Górach Świętokrzyskich.

W obrębie pliensbachu świętokrzyskiego (*sensu lato*) wyróżnione zostały (W. Karaszewski, 1960,

1962; I. Jurkiewiczowa, 1961, 1967) następujące jednostki litostratygraficzne: seria gielniowska oraz najczęściej równoważne sobie serie: drzewicka (północne i północno-wschodnie obrzeżenie Gór Świętokrzyskich) i seria bronowska (zachodni odcinek obrzeżenia).

### POŁUDNIOWO-ZACHODNIE I ZACHODNIE OBRZEŻENIE

O liasie środkowym w południowo-zachodnim obrzeżeniu regionu brakuje dotąd danych. Sygnalizowana w rejonie Szydłowa, na podstawie wstępnych obserwacji mikroflorystycznych, możliwość obecności karyksu w wierceniach Jarząbki (K. Paulowska, 1962), przy ponownej, szczegółowej analizie paleobotanicznej wspomnianych materiałów (M. Rogalska) nie została potwierdzona. Tak więc nie jest dotąd wyjaśnione, czy obszar ten leżał już poza zasięgiem zbiornika sedymentacyjnego pliensbachu, czy też brak utworów tego piętra jest wynikiem wtórnym.

Lias środkowy o udokumentowanej w pewnym stopniu przynależności wiekowej został stwierdzony dopiero w rejonie Przedborza, a więc już na obszarze zachodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich.

### Seria gielniowska

Seria gielniowska w rejonie Przedborza rozpoczyna się drobno-, średnio- oraz gruboziarnistymi piaskowcami, zawierającymi niewielkie przeławienia mułowców oraz miejscami liczne toczące ilaste. Wyższy odcinek profilu tworzą „przekładańce” mułowcowo-piaskowcowe oraz drobnoziarniste piaskowce z przeławieniami ilowców i ilów (I. Jurkiewiczowa, 1961, 1967).

W okolicach Żarnowa, według danych z wierceń, seria ta ma niewielkie miąższości — rzędu 15 m, ku północy i północnemu-wschodowi natomiast wyraźnie wzrasta osiągając 60—70 m.

Niektóre odcinki serii gielniowskiej poznane zostały na omawianym terenie w odsłonięciach naturalnych (okolice Soczówek, Małachowa). W górnej części profilu tych utworów w wierceniu Bronów D6 znalezione zostały przez I. Jurkiewiczową (det. J. Kopik) otwornice: *Ammodiscus* ex gr. *glumaceus* Gerke et Sossip., *A. orbis* Lal.

Szczałki mikroflorystyczne w tych utworach spotykane są na ogół już nieco rzadziej, te zaś, które występują (megaspory — *Maexisporites planatus* Marc.) mają stosunkowo szeroki zakres występowania pionowego (synemur górny — pliensbach).

### Seria bronowska

Granica między seriami gielniowską i bronowską jest na obszarze zachodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich na ogół niewyraźna i trudna do prze-

przewodzenia. Pewną wskazówkę stanowi brak w tych ostatnich utworach poziomów z fauną morską.

Seria bronowska w okolicach Przedborza (I. Jurkiewiczowa, 1961, 1967) osiąga miąższości rzędu 45—50 m. Wykształcenie tych utworów jest na ogół monotonne, o wybitnej przewodzie osadów piaskowcowych. Dominują tu drobnoziarniste piaskowce, które zawierają poziomy średnioziarnistych, a miejscami nawet gruboziarnistych lub żwirkowatych piaskowców oraz z rzadka przeławiczenia mułowców. Piaskowce wykazują niekiedy obecność toczeńców ilastych, przekątne warstwowanie, nieregularną laminację oraz zjawiska niezgodnego ułożenia poszczególnych ławic. Jedynymi skamieniałościami, znanymi z tej części profilu, są megaspory *Maexisporites planatus* Marc.

W górnej części serii bronowskiej występują w postaci przeławiczeń zielonkawę łupki ilaste ze sferolitami oraz megasporami *Thomsonia phyllicus* (Murr.) Pot. Wykształcenie litologiczne tego odcinka profilu oraz jego skład mikroflorystyczny wykazuje już pewne analogie z wyżej leżącą dolno-toarską serią ciechocińską („pod-zieloną”, „zieloną”).

Seria bronowska reprezentuje zapewne głównie domer (lias  $\delta$ ). Wskazywać na to może między innymi jej położenie stratygraficzne pomiędzy utworami serii gielniowskiej, uznawanej za karyks i ciechocińskiej, łączonej już z toarkiem.

#### PÓLNOCNE OBRZEŻENIE

W północnej części regionu osady liasu środkowego zostały poznane stosunkowo dokładnie, co niewątpliwie związane było z faktem, że w niższych częściach tych utworów znajdowane były miejscami dość liczne stanowiska fauny.

Utwory pliensbachu (karyksu i domeru) po raz pierwszy wyodrębnione zostały na tym terenie przez W. Karaszewskiego (1960, 1962), który w kompleksie tym wyróżnił dwie serie osadowe: gielniowską oraz drzewicką (łącznie z tzw. warstwami szydlowieckimi). Potwierdzenia tych poglądów dostarczyła między innymi fauna występująca w serii gielniowskiej w wierceniu Szydłowice (J. Kopik, 1960a).

Maksymalne miąższości utworów liasu środkowego na tym terenie wynoszą około 250 m (Studziana, tab. 6).

#### Seria gielniowska

Szczególnie interesujące odsłonięcia serii gielniowskiej, głównie ze względu na występującą w tych utworach faunę, znajdują się w rejonie Gielniowa (na W od Opoczna). Na wychodniach wyższych części serii gielniowskiej spotyka się piaskowce, zawierające duże ilości morskich małżów, głównie należące do rodzaju *Pronoella*. Kom-

Tabela 6

Miąższość liasu środkowego w północnym obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich (według W. Karaszewskiego, 1962; Z. Kozydry, 1962b)

Sierosławice (ark. Końskie)	Pogroszyn (ark. Przysucha)	Sielec	Studziana (ark. Tomaszów Mazow.)	Szydłowice (ark. Ilża)
Seria drzewicka				
70,5 m*	—	> 146,7*	178 m	> 17,5 m*
Seria gielniowska				
40,1 m*	> 59,0 m*	—	około 70 m	61,2 m

\* Nie przebita.

pletne profile serii gielniowskiej zostały poznane natomiast w otworach wiertniczych (tab. 6).

W rejonie Końskich interesujący profil tej serii uzyskano w wierceniu Sierosławice (Z. Kozydra, 1960b; I. Jurkiewiczowa, 1961, 1967). Dolne części serii gielniowskiej tworzą drobno- i średnioziarniste, jasne piaskowce, miejscami o przekątnym uławiczeniu, zawierające kanaliki robaków, toczeńce ilaste oraz zwęglone szczątki roślin (21,6 m). Wyższy kompleks o miąższości 31,75 m tworzą szare mułowce z przewarstwieniami i laminacjami piaskowców. Skaly piaskowcowe dominują głównie w środkowej części kompleksu.

Stropowe części serii gielniowskiej w wierceniu Sierosławice są ponownie wykształcone jako szare, laminowane, miejscami bardziej ilaste, mułowce, zawierające zwęglone szczątki roślin i kanaliki robaków. Warto wspomnieć, że w dolnym kompleksie mułowcowym we wkładkach słabo syderyticznych występują morskie małże, a wśród nich: *Nuculana (Dacryomya) cf. zieteni* (Brauns). Gatunek ten stwierdzony został również w serii gielniowskiej rejonu Szydłowca (J. Kopik, 1960a).

W okolicach Przysuchy i dalej ku północnemu-zachodowi utwory serii gielniowskiej zostały odwiercone w utworach Pogroszyn, Sielec oraz Studzianna (tab. 6), przy czym ich wykształcenie litologiczne nie odbiega zbytnio od profili tej serii, poznanych w rejonie Końskich (W. Karaszewski, 1962).

Analogiczne utwory zostały wyjątkowo dobrze zbadane we wschodnim odcinku północnego obrzeżenia, w profilu wiercenia szydlowieckiego (W. Karaszewski, 1960, 1962). Podobnie jak i w pozostałych rejonach, w dolnej części serii gielniowskiej przeważają jasne, drobno-, średnio- i gruboziarniste piaskowce, zawierające niezbyt liczne (głównie w niższych odcinkach) przeławiczenia mułowców i „przekładańców”, toczeńce ilaste, kanaliki robaków, okruchy węgla i szczątki roślinne. Cały ten kompleks piaskowcowy osiąga w Szydłowcu miąższość około 40 m. Jest wielce praw-

dopodobne, że z niego właśnie pochodził kopalny skrzypłoczek: *Limulus* cf. *liasokeuperinus* Braun, znaleziony w kamieniołomie Kaca w Szydłowcu (J. Samsonowicz, 1952; W. Karaszewski, 1960, 1962; J. Kopik, 1962).

Fakty te pozwalają przypuszczać, że zalew morski mógł zaznaczać się również w dolnej części serii gielniowskiej, natomiast maksimum swojego natężenia osiągnął on dopiero w wyższych jej odcinkach.

Górne partie serii gielniowskiej w Szydłowcu tworzą szare, niekiedy laminowane mułowce, zawierające przeławienia drobnoziarnistego piaskowca, miejscami przekątnie warstwowanego i „przekładańca” oraz w spągu — łupkowatego ilu (W. Karaszewski, 1962). W całym tym 21,5-metrowym kompleksie obserwować można ślady zaburzeń subsoliflukcyjnych, kanaliki robaków, okruczy węgla, piryty, detrytus roślinny i szczątki skorupki małżów. W utworach tych występują ponadto poziomy rud syderyticznych, eksploatowanych w wieku XIX w okolicach Gielniowa i Szydłowca.

Niewielkie znaczenie przemysłowe wykazują również utwory glinowe, powstałe w wyniku przeobrażenia pakietów skał ilastych, występujące w stropowych częściach serii gielniowskiej (Kobylin koło Wąchocka, okolice Orłowa itd.).

Z fauny małżowej występującej w zsyderytizowanych partiach mułowcowych oznaczono następujące gatunki: *Cardinia* sp., *Pleuromya forchhammeri* Lund., *Nuculana (Dacryomya) zietenii* (Brauns), *Pronoella* sp. cf. *elongata* Cox (J. Kopik, 1960a, 1962). Nie ulega wątpliwości, że ingresje morską w serii gielniowskiej wiązać należy z okresem wyraźnego dominowania warunków morskich, jaki miał miejsce w karyksie, i który na obszarze północno-zachodniej Polski przejawiał się obecnością typowych osadów morskich zawierających między innymi faunę amonitową.

### Seria drzewicka

Utwory serii drzewickiej tworzą gruby kompleks osiągający miąższość do 175 m (Studzianna).<sup>20</sup>

Wyróżnienie tego nowego ogniwa litologicznego stanowiącego najwyższy odcinek liasu środkowego Gór Świętokrzyskich zostało przeprowadzone przez W. Karaszewskiego (1960, 1962).

Wykształcenie litologiczne utworów serii drzewickiej jest na całym obszarze północnego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich na ogół jednolite. Dominują tu przede wszystkim osady piaskowcowe, tworzące średnio 80% ogólnego składu litologicznego tej serii.

Seria drzewicka, poza niepełno rdzeniowanym otworem w Studziannej, nie była do tej pory całkowicie przewiercona. Dolne jej odcinki poznane

zostały między innymi w rejonie Końskich, w profilach wierceń i w odsłonięciach w Sworzycach i Sierosławicach (Z. Kozydra, 1962b) oraz we wschodniej części rejonu — w okolicach Szydłowca. Tworzą ją głównie drobnoziarniste piaskowce eksploatowane w wielu okolicach jako dużej wartości materiał okładzinowy (piaskowce szydłowieckie, tabl. IV, fig. 2, piaskowce z Sierosławic). Utwory te mają niewielkie przeławienia laminowanych mułowców, zawierających detrytus flory oraz ślady działalności robaków.

Wśród tego typu skał w najniższym, dwudziestometrowym odcinku serii drzewickiej w Szydłowcu (warstwy szydłowieckie)<sup>21</sup> W. Karaszewski (1962) obserwował ławice piaskowcowe z rizoidami i śladami pionowo stojących łodyg roślinnych, co dało wyżej wymienionemu autorowi podstawę do wyrażenia poglądu o wydmowym pochodzeniu tego typu osadów.

Wyższe partie serii drzewickiej poznane zostały w rejonie Przysuchy w wierceniu Sielec A2 (W. Karaszewski, 1962; Z. Kozydra, 1962b), które przebiło środkowy i górny odcinek tej serii, miąższości 146,7 m.

W niższej części tego odcinka profilu leżą szare, miejscami nieregularnie laminowane mułowce z kanalikami robaków, spirytyzowaną florą i śladami zaburzeń subsoliflukcyjnych. Ponadto występują tu jasnoszare, drobne i drobnoziarniste piaskowce, zawierające liczny detrytus roślinny, kanaliki robaków, mikę oraz w górnej części — toczenie ilaste. Miąższość tego kompleksu wynosi 39 m.

Wyżej leży gruba, dochodząca do 108 m miąższości seria jasnych, drobnoziarnistych, niekiedy laminowanych piaskowców, zawierających mikę, miejscami partie o grubszym ziarnie, ripplemarki, drobne przekątne uwarstwienie, kanaliki robaków, toczenie i detrytus roślinny. Piaskowce te zawierają także niezbyt liczne i na ogół cienkie przeławienia laminowanych mułowców, rzadziej ilowców.

Pozycja stratygraficzna serii drzewickiej, ze względu na ogromną rzadkość występowania oznaczalnych skamieniałości, może być określona tylko pośrednio. Z uwagi na położenie jej między stosunkowo dobrze zdefiniowanymi paleontologicznie seriami gielniowską (lias  $\gamma$ ) i ciechocińską (lias  $\epsilon$ ) — wiek serii drzewickiej można określić ogólnie jako górnopliensbachski (domerski).

### PÓLNOCNO-WSCHODNIE OBRZEŻENIE

W północno-wschodnim odcinku obrzeżenia znajomość obu serii liasu środkowego nie jest dotąd wystarczająca. Morskie utwory serii gielniowskiej znane są zaledwie z kilku miejscowości rejonu, a znaleziska faunistyczne są bardzo rzadkie.

<sup>20</sup> I. Jurkiewiczowa (1967) wyraziła przypuszczenie, że górną część serii drzewickiej w Studziannej należy włączyć do serii pod-esteriowej, a tym samym zaliczyć do toarku.

<sup>21</sup> Podobne określenie (seria szydłowiecka) stosuje również R. Krajewski (1947, 1958), jednakże zakres tej jednostki wspomniany autor traktuje bardzo szeroko, włączając to niej utwory dolnej jury, leżące powyżej serii rudonośnej i utożsamia ją z najwyższymi odcinkami liasu świętokrzyskiego.

Jednakże, już na podstawie tych nielicznych stanowisk można wnioskować, że ingresja morska karyksu dotarła aż po okolice Ostrowca Świętokrzyskiego, a nawet prawdopodobnie objęła również tereny położone nieco bardziej ku wschodowi.

Utwory serii drzewickiej wykształcone są, podobnie jak i na sąsiednich obszarach, w facji śródłądowej. Obecność tej serii w profilach pochodzących ze wschodnich partii regionu dotychczas nie została jednak definitywnie potwierdzona.

Zjawiskiem charakterystycznym dla omawianego odcinka obrzeżenia Gór Świętokrzyskich jest, podobnie jak to miało miejsce w liasie dolnym, stopniowe zmniejszanie się ku południowemu wschodowi miąższości poszczególnych serii pliensbachu.

### Seria gielniowska

Niższe partie serii gielniowskiej nie są na tym terenie dostatecznie poznane. Prawdopodobnie należy do nich zaliczyć kompleks osadów piaskowcowych (W. Karaszewski, 1965), wśród których, lokalnie, w postaci przelawień, występują utwory glinkowe, zawierające wyjątkowo duże ilości szczątków roślinnych (glinki chmielowskie).

Zagadnienie pozycji stratygraficznej tych glinek i wiek zawartej w nich roślinności, jak już podkreślano, w ciągu ostatnich kilkudziesięciu lat było przedmiotem bardzo szerokiej dyskusji. Przypomnieć pokrótce należy, że M. Raciborski (1891, 1892) przypisywał florze chmielowskiej wiek retycki (poziom *Thaumatopteris schenki* — w dzisiejszym znaczeniu hetang). Później A. Makarewiczówna (1928) uznała ją za należącą jeszcze do młodszych ogniwi liasu dolnego, zaś J. Samsonowicz (1929, 1934) umieszczał glinki chmielowskie w obrębie najwyższej w regionie świętokrzyskim, jak ówczesnie badał ten sądził, serii dolnojurajskiej — ostrowieckiej, której przypisywał wiek górnoliasowy. Według J. Znoski (1955) glinki chmielowskie łącznie z całą serią ostrowiecką (*sensu lato*) miały należeć do środkowego, względnie liasu górnego. W. Karaszewski (1962) początkowo łączył omawiane utwory z górnosynemurską serią koszorowską, a ostatnio (1965) wysunął przypuszczenie, że glinki chmielowskie wchodziły w skład niższych odcinków dolnoplensbachskiej serii gielniowskiej.

Za poglądem tym wydaje się przemawiać stosunkowo wysokie (ponad 100 m, fide W. Karaszewski, 1962) w profilu położenie tych utworów nad wyraźnym poziomem korelacyjnym i stratygraficznym, jakim są górne odcinki serii zarzeckiej (rudonośnej). Uwzględniając możliwości pewnych redukcji miąższościowych poszczególnych ogniwi liasu na tym terenie oraz fakt obecności w nadległym kompleksie piaskowcowo-lupkowym, w odstepie nie większym niż 10 m — fauny morskiej (J. Samsonowicz, 1929, 1934), uznanie glinek chmielowskich za poziom w obrębie niższej części serii gielniowskiej jest wysoce prawdopodobne. Nielicz-

ne, oznaczone przez T. Marcinkiewicza megaspory (*Maexisporites planatus* Marc. i *Echitriletes spicatus* Marc.) występujące w utworach glinkowych i osadach bezpośrednio je podścielających, dowodzą dodatkowo, że glinki chmielowskie nie są starsze od liasu  $\beta$  (synemuru).

Makroflora w glinkach chmielowskich jest liczna i reprezentowana głównie przez paprotniki i rośliny iglaste (tabl. VII). Występują tu między innymi: *Podozamites distans* (Presl) Braun, *Czekanowskia nathorsti* Harr., (= *C. rigida* Heer), *Phlebopteris muensteri* (Schenk) Hirm. et Hoer., *Ph. angustiloba* (Presl) Hirm. et Hoer., *Neocalamites hoerensis* (Schimp.) Halle, *Dictyophyllum acutilobum* (Braun) Schenk, *Todites princeps* (Presl), *Pityophyllum angustifolium* (Nath.) Moel., *Cladophlebis denticulata* (Brong.) Font., *Nilssonia orientalis* Heer, *N. simplex* (Nath.) Makar., *Schizolepis brauni* Schenk, *Cycadocarpidium erdtmani* Nath. oraz szereg innych gatunków, należących do rodzajów: *Ginkgoites*, *Paleoxyris*, *Pterophyllum*, *Sagenopteris*, *Hausmannia*, *Ctenis*, *Ixostrobus*, *Palissya*, *Cheirolepis* (A. Makarewiczówna, 1928; T. M. Harris 1931—1937)<sup>22</sup>.

Fauna małżowa („*Callista*” sp.)<sup>23</sup> cytowana była przez J. Samsonowicza z wyższego kompleksu osadowego, zbudowanego głównie z drobno-, rzadziej gruboziarnistych piaskowców z hieroglifami, oraz z szarych lupków ilastych i syderytów. Utwory te zapewne należy zaliczyć do górnej części serii gielniowskiej, w której ślady ingresji morskiej są najwyraźniejsze.

Najbardziej wysunięte ku wschodowi stanowiska serii gielniowskiej grupują się na obszarze między Ostrowcem Świętokrzyskim a Ozarowem (Wyszmontów, Hultajka). Z wiercenia w tej ostatniej miejscowości pochodzą między innymi nieoznaczalne bliżej okazy morskich małżów z rodzaju *Cardinia* oraz megaspory *Maexisporites planatus* Marc.

Dalej ku wschodowi, w rejonie Annapola i Zalesia Antoniowskiego omawiane utwory nie zostały dotychczas wyróżnione.

### Seria drzewicka

Dolne części tej serii na obszarze północno-wschodniego obrzeżenia nie są dokładnie poznane. Natomiast nieco wyższe jej odcinki, miąższości około 104 m, stwierdzone zostały na terenie bezpośrednio graniczącym z północnym obrzeżeniem Gór Świętokrzyskich (Brody—Lubienia). Ogólny typ wykształcenia litologicznego tych utworów nie odbiega od poznanego na sąsiednich obszarach.

Najniższy odcinek profilu w Brodach—Lubieni (około 9 km na SSE od Starachowic), odpowiada-

<sup>22</sup> Występowanie w Chmielowie podawanych przez M. Raciborskiego przewodnich dla retyku gatunków *Lepidopteris ottonis* (Goepf.) Schimp. oraz *Dictyophyllum exile* (Braun) Nath. słusznie zostało zakwestionowane przez A. Makarewiczównę i T. M. Harrisa.

<sup>23</sup> Oznaczenie to również wymaga rewizji (J. Kopik, 1960b).

jący mniej więcej środkowym częścią serii drzewickiej, tworzą jasnoszare, drobnoziarniste, rzadko gruboziarniste piaskowce, miejscami przekątnie warstwowane, z laminami i przewarstwieniami ciemnoszarego mułowca, okruchami zwęglonych roślin, muskowitem oraz w dolnej części profilu wkładką syderytu (Z. Kozydra, 1962b). Ten typ litologiczny powtarza się również w górnych odcinkach serii drzewickiej, z tą różnicą, że częściej występują tu piaskowce o grubszym ziarnie. Pojawiają się tu również poziomy z rizoidami oraz rzadkie na ogół przeławicenia lub laminy ilaste.

Podobnie jak w regionie północnym, obserwowano również niezgodne ułożenie ławicy gruboziarnistego piaskowca na niżej leżących drobnoziarnistych piaskowcach.

We wschodnim odcinku rejonu, osady serii drzewickiej w mocno już zredukowanej postaci występują jeszcze (według W. Karaszewskiego) w Wyszmontowie koło Ożarowa, natomiast obecność tych utworów w bliżej nierozdzielonym kompleksie osadowym jury dolnej w Zalesiu Antoniowskim nie jest dotąd udokumentowana, aczkolwiek wysoce prawdopodobna.

## LIAS GÓRNY (TOARK)

Utwory toarku zostały wyodrębnione w liasie świętokrzyskim dopiero w ostatnim dziesięcioleciu, z najwyższej części serii ostrowieckiej J. Samsonowicza (1929, 1934), zaliczonej przez tego autora do liasu górnego, a obejmującej, jak wynika z nowszych badań, również lias środkowy i część dolnego (W. Karaszewski, 1960).

Osady pochodzące z tego okresu odznaczają się na całym obszarze ich występowania daleko idącym ujednostajnieniem litologii, świadczącym o zbliżonych warunkach sedymentacji.

W obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich dzieli się je podobnie, jak na Kujawach i w Polsce zachodniej, na dwie części: dolną, w której dominują osady mułowcowo-ilaste i górną, przeważnie piaskowcową. Ze względu na znaczne podobieństwo do odpowiednich serii liasu górnego Kujaw, zastosowano dla nich nazwy wprowadzone przez S. Z. Różycyńskiego (1958): serii ciechocińskiej i borucickiej (W. Karaszewski, 1960, 1962).

Ostatnio I. Jurkiewiczowa (1967) wyodrębniła w liasie górnym zachodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich 3 serie.

Najniższa z nich z przewagą szaro zabarwionych ilowców i mułowców, zawierających faunę utwor-

nie, odpowiada w przybliżeniu dolnemu z trzech kompleksów serii ciechocińskiej, wyróżnionych w północnym obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich. I. Jurkiewiczowa nazywa ją serią pod-zieloną lub pod-esteriową. Wyższą część serii ciechocińskiej wyodrębnia ona jako serię zieloną lub esterioową. Nadległe warstwy obejmuje nazwą serii borucickiej, zgodnie z ujęciem W. Karaszewskiego dla północnego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich.

### ZACHODNIE OBRZEŻENIE

Lias górny nie jest do tej pory znany na południowo zachodnim zboczu Gór Świętokrzyskich<sup>24</sup>. Jego utwory zostały natomiast wyodrębnione w części zachodniej obrzeżenia przez I. Jurkiewiczową (1967). Są one tu mniej kompletne niż w ob-

<sup>24</sup> K. Pawłowska (1962) zamieściła w komunikacie wzmiankę o odwierceniu osadów dolnoliasowych w okolicy Szydłowa i o przypuszczalnym występowaniu liasu  $\epsilon$  w jednym z otworów tego obszaru. Jak jednak wynika z ustnych informacji autorki dalsze badania osadów nie potwierdziły obecności na tym terenie utworów liasu górnego.

Tabela 7

Miąższość liasu górnego w obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich

Stratygrafia	Południowo-zachodnie obrzeżenie	Zachodnie obrzeżenie							Północne obrzeżenie		Północno-wschodnie obrzeżenie			
	Rejon Szydłowa	Mnin	Ruda Pilezycka	Czermno	Bulianów-Turowice	Wyszyna Machorowska	Żarnów	Studziana	Rejon Drzewicy	Brody-Lubienia	Wyszmontów	Shpeza 2	Zalesie Antoniowskie	
Toark	Seria borucicka	?	hiatus	hiatus	około 40	55	43	45—75	143	120—145	125	25,6	4	1,2
	Seria ciechocińska	?	21	55	55—60	60	45	60—80	75	70—75	64,2	59,7	ponad 32	29,1

rzeniu północnym. Redukcja objęła przede wszystkim wyższą część profilu — serię borucicką, w mniejszym stopniu natomiast serię ciechocińską (tab. 7).

### Seria ciechocińska

Została ona rozdzielona przez I. Jurkiewiczową na dwie serie pod-zieloną czyli pod-esteriową i zieloną — esteriową. Dla uniknięcia nieporozumień bardziej właściwe byłoby serię pod-esteriową nazwać kompleksem lub warstwami.

Kompleks pod-esteriowy przedstawia osobny cykl sedymentacyjny, rozpoczynający się u dołu piaskowcami średnio- lub drobnoziarnistymi, zawierającymi toczne ilów. W piaskowcach tych widoczne są kanaliki robaków oraz ślady pełzania i inne „hieroglify”. W wyższej części, dominują mułowce najczęściej laminowane piaskowcami drobno- lub średnioziarnistymi (tzw. „przekładnice”). Miejscami pojawiają się toczne ilu. W opisywanym kompleksie występują pospolicie syderytyczne mułowce i piaskowce o brązowym odcinku oraz sferolity syderytowe. Osady te obfitują w mikę, zwłaszcza w muskowitz.

W warstwach tych występują stosunkowo liczne otwornice, z których J. Kopik oznaczył następujące gatunki: *Ammodiscus* ex gr. *glumaceus* Gerke et Sossip., *A. orbis* Lal., *A. cf. orbis* Lal., *Trochammina* sp., *Haplophragmoides* sp., *Glomospira* sp., *Lenticulina* sp.

Poza tym znajdują się tu nieoznaczalne szczątki małżów i krynoidów oraz zęby ryb.

I. Jurkiewiczowa przyrównuje warstwy z fauną do wkładki morskiej stwierdzonej w utworach Polski zachodniej w podobnym położeniu, odpowiadającej według J. Kopika (1960b, 1962) najwyższej części liasu δ i spągowi liasu ε. Zakładając, że ingresja dotarła do Gór Świętokrzyskich z opóźnieniem, autorka skłonna jest wiązać ją z liasem ε<sub>1</sub>.

Miąższość kompleksu pod-esteriowego wynosi w rejonie Żarnowa od 20 do 30 m, a na pozostałym obszarze zachodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich waha się w granicach od 6 do 40 m.

Seria esteriowa czyli zielona charakteryzuje się osadami mułowcowymi i ilastymi, zazwyczaj laminowanymi piaskowcem. Na tle dominującego zielonego zabarwienia występują plamy wiśniowe lub czekoladowobrunatne. W różnych poziomach trafiają się wkładki żelaziaka ilastego na ogół mniej stałe, chociaż miejscami grubsze niż w serii rudonośnej (zarzeckiej). Syderyt zdarza się poza tym w postaci domieszki w pozostałych osadach. Pospolitym zjawiskiem są również sferolity syderytowe oraz piryty. Ławiczki z licznymi esteriami pojawiają się w profilu kilkakrotnie, poza tym w dość licznych poziomach spotyka się kanaliki robaków.

Detrytus roślinny występuje w dużych ilościach, pospolitym zjawiskiem są poza tym rizoidy (ślady korzeni), którym miejscami towarzyszą soczewki autochtonicznego węgla.

W zespole licznie tu spotykanych megaspor wyróżniono między innymi przewodnie dla liasu górnego (T. Marcinkiewicz, 1960): *Thomsonia phyllicus* (Murr.) Pot.<sup>25</sup>, *Erlansonisporites tegimentus* Marc.

Miąższość zielonej serii wynosi w okolicach Żarnowa od 40 do 50 m, na pozostałym obszarze zachodniego obrzeżenia waha się w granicach od 12 do 40 m. Łączna miąższość serii zielonej wraz z pod-zieloną wynosi w tym rejonie od 45 do 80 m. W kierunku południowym i zachodnim zaznacza się stopniowe cienienie i wyklinowywanie osadów. W rezultacie w okolicach — Mnina (ark. Włoszczowa) brak już serii zielonej a pod Snochowicami całego liasu górnego.

### Seria borucicka

Seria borucicka jest w rejonie Przedborza dość słabo wykształcona, o czym świadczy między innymi jej mała miąższość, wynosząca w okolicach Żarnowa od 45 do 75 m, a na pozostałym obszarze nie przekraczająca 55 m. I. Jurkiewiczowa dzieli ją na dwie części: dolną — ilastą i górną — piaszczystą.

Dolny kompleks o miąższości 25 m łączy się sedymentacyjnie z serią esteriową. Dominują tu osady mułowcowo-piaskowcowe najczęściej szaro zabarwione, miejscami zielonawe. Podobnie jak w serii esteriowej, spotyka się tu sferolity syderytowe, natomiast detrytus roślinny jest mniej obfity, zmniejsza się również ilość megaspor.

W górnym kompleksie dominują piaskowce, co utrudnia miejscami jego rozgraniczenie od piaskowcowych utworów doggeru. Piaskowce te są najczęściej drobnoziarniste i zawierają pospolicie wkładki z toczkami ilów. Na wychodniach mają one zwykle zabarwienie żółtawe lub białe, często spotyka się tu również wkładki piaskowca żelazistego. Miejscami występują ślady korzeni. W profilach z wierzeń obserwowano w opisywanym kompleksie wkładki mułkowo-ilaste i przelawienia o grubym ziarnie, spotykane pospolicie w jego dolnej części. Zawierają one głównie żwir kwarcowy i toczne mułków. Lokalnie pojawia się również detrytus roślinny i liczne okruchy węgla.

Z megaspor występujących w tym kompleksie sporadycznie oznaczono, prócz przewodniej formy *Thomsonia phyllicus* (Murr.) Pot., *Echitriletes hispidus* Marc. i *Horstisporites foveatus* Marc.

Miąższość górnego kompleksu serii borucickiej waha się na tym obszarze w granicach od 35 do 50 m, przy czym w części południowej zanika on stopniowo.

Łączna miąższość liasu górnego w okolicach Żarnowa wynosi od 105 do 155 m i zmniejsza się

<sup>25</sup> W zespole megasporowym liasu górnego z przewodnim gatunkiem *Thomsonia phyllicus*, autorka ta wyróżniła ostatnio gatunek *Minerisporites richardsoni* (Murr.) Pot. występujący licznie w liasie górnym okolic Przedborza (T. Marcinkiewicz, 1966) (tabl. VII, fig. 2).

stopniowo ku południowi i zachodowi, osiągając niespełna 100 m w okolicy Czerwna.

Dalej ku południowi zanika, jak już wspomniano, seria borucicka, a następnie cały lias górny i środkowy. Brak tu również znacznej części profilu jury brunatnej, miejscami aż po wezłowy górny.

#### PÓLNOCNE OBRZEŻENIE

Strefa z utworami liasu górnego na omawianym odcinku okala wielkim łukiem od zachodu i północy obszar występowania liasu dolnego i środkowego. Biegnie ona początkowo od okolic Końskich ku północy z nieznacznym odchyleniem w kierunku zachodnim, tworząc pas o szerokości od 1,5 do 2 km, bliżej Drzewicy znacznie się rozszerza i skręca stopniowo ku wschodowi, a następnie ku południowemu wschodowi w kierunku osady Skrzywno (na wschód od Przysuchy). W północno-wschodniej części utwory liasu górnego znikają z powierzchni na przestrzeni około 50 km poczynając od okolic Skrzywna aż po Lubień (na wschód od Starachowic). Zrzuca ją tu potężna dyslokacja podłużna o amplitudzie do 600 m, wzdłuż której kontaktują bezpośrednio utwory liasu środkowego, bądź też dolnego z doggerem częściowo również objętym uskokiem (W. Karaszewski, 1966).

Wychodnie liasu górnego w północnym obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich są nieliczne w związku ze wzrastającą w tej strefie miąższością osadów plejstoceniowych. Nasza znajomość liasu górnego na tym terenie opiera się więc przede wszystkim na profilach przygodnych wierceń nie dostarczających niestety nigdzie pełnego profilu. Cały lias górny został przebitý jedynie w głębokim otworze Przemysłu Naftowego Studzianna położonym w odległości około 14 km na północny zachód od Drzewicy. Profil tego wiercenia, chociaż nie rdzeniowego na tych głębokościach, umożliwił powiązanie profili płytkich otworów przebijających poszczególne odcinki liasu (W. Karaszewski, 1962). Brak pełnego profilu z tego obszaru odczuwa się dotkliwie również z tego względu, że mamy tu do czynienia z najpełniejszym rozwojem liasu górnego o miąższościach powyżej 200 m (W. Karaszewski, 1960, 1962). Mamy tylko kompletny profil serii ciechocińskiej z otworu Zakościele pod Drzewicą, brak natomiast pełnego profilu serii borucickiej.

#### Seria ciechocińska

Na omawianym obszarze wyróżniono w obrębie serii ciechocińskiej trzy kompleksy odpowiadające trzem cyklom sedymentacyjnym (Z. Kozydra, 1960; W. Karaszewski, 1962).

Najniższy kompleks rozpoczyna się u dołu piaskowcami drobno- i średnioziarnistymi z toczącami łu i mułowca ciemnoszarego. Wyżej pojawiają się przekładające piaskowcowo-mułowcowo-ilaste naprzemian z piaskowcami, początkowo szare, wyżej z wkładkami oliwkoszarymi.

W osadach tych obserwować można miejscami ślady rozmywania, spływów subsoliflukcyjnych i hieroglifów. Miąższość omawianego kompleksu wynosi od 20 do 25 m. Oprócz dość licznych poziomów z kanalikami robaków, żadnych innych śladów fauny dotychczas w tym kompleksie nie stwierdzono. Prawdopodobnie jednak stanowi on odpowiednik na ogół podobnie wykształconej serii pod-esteriowej (I. Jurkiewiczowej).

Kompleks środkowy rozpoczyna się piaskowcami przeważnie drobnoziarnistymi, miejscami drobno przekątnie warstwowanymi zawierającymi toczące łu. W piaskowcach tych, których miąższość wynosi zwykle od 4 do 5 m, zaobserwowano struktury spływowe i hieroglify. Wyżej leżą piaskowce laminowane szarymi mułowcami i zawierające kanaliki robaków. Tu również spotyka się ślady spływów subsoliflukcyjnych i hieroglifów. Piaskowce te przechodzą stopniowo ku górze w mułowce ilaste, miejscami o zielonawoszarym zabarwieniu, zawierające wtrącenia żelaziaka ilastego i konkretje sferysyderytów, parocentymetrowej średnicy<sup>26</sup>. W warstwach tych pojawiają się po raz pierwszy niezbyt liczne esterie. Miąższość tego kompleksu wynosi około 25 m.

Górny kompleks rozpoczyna się piaskowcami drobnoziarnistymi, o miąższości od 1 do 4 m, z toczącami łu, przechodzącymi ku górze w mułowce i ilowce zielonoszare, zielonawe i seledynowe miejscami z ceglastobrunatnymi plamami. Warstwy te zawierają wkładki żelaziaka ilastego zazwyczaj o czekoladowobrunatnym zabarwieniu i niewielkie sferysyderyty. Pospolitym zjawiskiem są tu drobne sferolity syderytowe o średnicy nie przekraczającej 1 mm. Na powierzchniach warstw obficie występuje mika. Miejscami spotyka się liczny detrytus roślinny i okruchy zwęglonego drewna. Miąższość tego kompleksu wynosi około 25 m. Żelaziak ilasty, spotykany w tych warstwach, również był eksploatowany na tym obszarze na przełomie XVIII i XIX wieku pod wsią Kuraszków. Piaskowce ze spągowej części serii ciechocińskiej eksploatowane są w kamieniołomach pod Drzewicą, Strzyżowem i Kuraszkowem.

#### Seria borucicka

Jak już wyżej wspomniano, nie mamy pełnego profilu rdzeniowego serii borucickiej z północnego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich, ze strefy jej maksymalnego rozwoju.

Największy odcinek omawianej serii, liczący 100 m, został przewiercony w otworze Trzebina (W. Karaszewski, 1962), lecz brak tu jej spągowej i stropowej części. Miąższość całej serii w tej strefie można ocenić na podstawie profilu otworu Studzianna na 145 m, a więc tyle, ile liczy seria borucicka na Kujawach (S.Z. Różycki, 1958).

<sup>26</sup> Dokładniejszą charakterystykę petrograficzną osadów żelazistych liasu świętokrzyskiego znaleźć można w pracy R. Wyrwickiego (1966).

Można tu wyróżnić, podobnie jak w liasie Kujaw (S. Z. Różycki, 1958), trzy kompleksy o miąższości od 40 do 45 m, z których dwa skrajne składają się głównie z piaskowców. W środkowym kompleksie również dominują piaskowce, ale udział wkładek mułowcowych i ilastych jest większy niż w dwu pozostałych. Górny kompleks charakteryzuje znaczna domieszka wkładek piaskowców średnioziarnistych, miejscami również gruboziarnistych i liczniejsza zawartość szczątków roślin. Kanaliki robaków spotykane są w całej serii. Rizoidy znane są głównie z dolnego kompleksu, ale miejscami trafiają się i wyżej.

Dość pospolicie, podobnie jak w zachodniej części Gór Świętokrzyskich, występuje tu piryty, zwłaszcza w kompleksie dolnym i górnym.

W związku z małą spoistością piaskowców omawianej serii, wychodnie jej na tym terenie są bardzo nieliczne. Kamieniołomy eksploatujące piaskowce z serii borucickiej są zgrupowane głównie w okolicach wsi Trzebina i Świerczyzna na południowy zachód od Drzewicy.

#### PÓLNOCNO-WSCHODNIE OBRZEŻENIE

Naturalną granicę oddzielającą lias północno-wschodniego odcinka obrzeżenia Gór Świętokrzyskich od opisanego wyżej północnego tworzy wspomniana w poprzednim rozdziale wielka dyslokacja, która w dalszym przedłużeniu przecina ukośnie strefę występowania utworów liasu w miejscu jej największego zwężenia pod wsią Brody. Na wschód od niej utwory liasu górnego pojawiają się ponownie na powierzchni. Stropowa ich część jest dobrze odsłonięta w wysokim zboczu pod wsią Brody—Mlynek, w bezpośrednim kontakcie z piaszczystymi osadami aalenu.

Wychodnie liasu górnego w północno-wschodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich są jeszcze rzadsze niż na pozostałych obszarach. Oprócz wspomnianych odsłoneń pod wsią Brody, znajduje się ponadto parę niewielkich wychodni stropowej części serii borucickiej na północ od stacji Kunów, miejscami również w kontakcie z doggerem. Odsłoneńcia serii ciechocińskiej są tu jeszcze mniej liczne. Ograniczają się one do okolic wsi Goździelin i Bdzichów na wschód od Ostrowca Świętokrzyskiego, gdzie są ślady dawnych kopalń rud żelaza.

W tych warunkach znajomość liasu górnego północno-wschodniego obrzeżenia opiera się głównie na profilach czterech wierceń, wykonanych w ostatnim dziesięcioleciu przez Instytut Geologiczny.

Pierwszy z tych otworów — Brody—Lubienia usytuowany został w części północnej wspomnianej już wychodni, następnie w odległości 37 km od Brodów w Wyszmontowie pod Ożarowem, dwa ostatnie Słupca 2 i Zalesie Antoniowskie 2 leżą w pobliżu Wisły po obu stronach jej doliny.

Wykształcenie liasu górnego w najkompletniejszym z tych wierceń Brody—Lubienia jest podobne jak w strefie najpełniejszego rozwoju liasu górnego w północnym obrzeżeniu. W pozostałych otworach obserwować można stopniową redukcję miąższości w kierunku wschodnim. W rozdziale tym zajmujemy się scharakteryzowaniem profilu liasu górnego w otworze Brody—Lubienia najlepiej poznanym dotychczas (Z. Kozydra, 1962c).

#### Seria ciechocińska

Można wyróżnić w niej trzy znane nam już z północnego obrzeżenia kompleksy. W obrębie najniższego z nich zaznaczają się dość wyraźnie trzy cykle sedymentacyjne<sup>27</sup>. Najniższy z nich, o miąższości 8,4 m, rozpoczyna się piaskowcami gruboziarnistymi, zawierającymi rozproszone, słabo obtoczone ziarna kwarcu o średnicy do 3 cm. Wyżej dominują piaskowce z wkładkami grubo- i średnioziarnistymi, często laminowane mułowcami i ilowcami lub detrytem roślinnym. Piaskowce tego cyklu zawierają drobne skaolinizowane skalenie i skupienia piryty. W dolnej części opisywanego cyklu spotyka się kanaliki robaków o średnicy od 2 do 3 mm. W części stropowej leży dwumetrowa warstwa mułowca i ilowca szarego, zawierającego bliżej spągu nieregularne wtrącenia i laminy piaskowca drobnoziarnistego, a w stropie ślady korzeni.

Osady następnego cyklu, liczącego 7,5 m, rozpoczynają się również piaskowcem średnioziarnistym z wkładkami gruboziarnistymi, zawierającymi szczątki zwęglonych roślin i okruchy węgla. Wyżej dominują mułowce i ilowce szare o różnych odcieniach, miejscami syderytyczne z podrzędnymi wkładkami piaskowca. W stropie leży mułowiec jasnoszary o zielonawym odcieniu, zawierający drobne sferolity syderytowe.

W osadach górnego cyklu sedymentacyjnego, o miąższości 12,5 m, dominują początkowo piaskowce drobnoziarniste, przechodzące stopniowo w ciemnoszare; laminowane piaskowcem. Bliżej stropu trafiają się wtrącenia żelaziaka ilastego o grubości do 5 cm. W stropowej części obydwu wyższych cykli sedymentacyjnych spotyka się kanaliki robaków.

Miąższość całego dolnego kompleksu serii ciechocińskiej w otworze Brody—Lubienia wynosi 28,7 m.

W kompleksie środkowym dominują u dołu piaskowce drobnoziarniste z licznymi wkładkami mułowców i ilowców ciemnoszarych i szarych, zazwyczaj laminowanych piaskowcami. Dość często spotyka się tu kanaliki robaków. W górnej części zaznacza się przewaga ilowców i mułowców lub „przekładaneń” początkowo szarych i ciemnoszarych, wyżej przechodzących w ilowce i mułowce

<sup>27</sup> Kompleksy, na które rozbito poszczególne serie, nie zawsze pokrywają się z cyklami sedymentacyjnymi, których może być w kompleksie kilka. Wyróżnienie poszczególnych cykli sedymentacyjnych jest możliwe tylko w pewnych odcinkach profilu liasu świętokrzyskiego (W. Karaszewski, 1962).

szarozielonawe i niebieskawoszare, zawierające miejscami konkretne sferosyderytów. W tej części profilu pojawiają się kilkakrotnie poziomy z kanalikami korzeni świadczące o czasowych wynurzeniach. Miąższość tego kompleksu wynosi 15,4 m.

Górny kompleks rozpoczyna się „przekładańcem” mułowcowo-piaskowcowym z nieregularną wkładką piaskowca średnioziarnistego, zawierającego toczące ilów. Wyżej dominują ilowce i mułowce, najczęściej o zielonawym lub niebieskawym odcieniu, zwykle laminowane piaskowcem. Na głębokości 4 m od stropu pojawiają się liczne esterie. Pod warstwą z esteriami występują liczne kanaliki robaków. W tej części profilu spotyka się wkładki żelaziaka ilastego i rozproszone sferolity syderytowe. Pojawiają się tu również kanaliki korzeni i ślady gleby kopalnej.

Około 3 do 5 m od stropu opisywanej serii występuje wkładka piaskowców, przechodzących stopniowo w „przekładańce” z kanalikami robaków.

W odcinku tym spotyka się spoiwo ankerytowe (R. Wyrwicki, 1966) i ślady mineralizacji głównie siarczkami żelaza. Sole magnezu a częściowo również siarczki zostały tu zapewne doprowadzone w związku z bliskim sąsiedztwem wspomnianej dyslokacji brzeżnej.

Poza tym spoiwo dolomityczne w liasie świętokrzyskim spotyka się dość rzadko, a występowanie jego, podobnie jak na niżu, związane jest zazwyczaj ze strefami silnie zdyslokowanymi.

Miąższość górnego kompleksu serii ciechocińskiej wynosi 20,1 m, a cała seria ciechocińska w otworze Brody—Lubienia liczy 64,2 m.

#### Seria borucicka

Granica między obu seriami liasu górnego w otworze Brody—Lubienia zaznacza się wyraźniej niż w zachodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich. Kanaliki po korzeniach występujące licznie w stropie serii ciechocińskiej i ślady procesów glebowych świadczą o okresowej przerwie, poprzedzającej nowy cykl sedymentacyjny. W serii borucickiej można wyróżnić, podobnie jak w północnym obrzeżeniu, trzy zasadnicze kompleksy.

Kompleks dolny rozpoczyna się półmetrową warstwą piaskowca drobno- i średnioziarnistego, ku górze przechodzącego stopniowo w „przekładańce” piaskowcowo-mułowcowy. W „przekładańcu” spotyka się wkładki piaskowca z domieszką grubego ziarna i zwęglone drewno. Na głębokości około 7 m od spągu pojawiają się nieliczne kanaliki robaków.

Wyżej dominują piaskowce zazwyczaj nieregularnie laminowane szarymi mułowcami i detrytusem roślinnym, zawierające podrzędne wkładki „przekładańca” mułowcowo-piaskowcowego. Miejscami widoczne są ślady sphyllu subsoliflukcyjnych, co świadczy o szybkim gromadzeniu się osadów. Bliżej stropu kompleksu pojawiają się jeszcze kil-

kakrotnie kanaliki robaków miejscami bardzo liczne. Sporadycznie występuje piryty zwykle w niewielkich konkretach. Miąższość dolnego kompleksu wynosi 45,6 m.

W kompleksie środkowym większą rolę odgrywają szare mułowce często ilaste, miejscami przechodzące w ilowce. Dość licznie występują wkładki piaskowców zwykle drobnoziarnistych z licznym detrytem roślin i zwęglonymi szczątkami drewna. W wyższej części pojawiają się miejscami kanaliki robaków. W stropie kompleksu występują w kilku poziomach kanaliki korzeni miejscami spirytyzowane, i warstewka pięciocentymetrowa łupku bitumicznego, przepelnionego szczątkami roślin między innymi *Czekanowskia* sp. Miąższość środkowego kompleksu wynosi 35,9 m.

Górny kompleks charakteryzuje niespokojna sedymentacja, o czym świadczy między innymi obecność licznych wkładek piaskowców, zawierających domieszki grubszego ziarna. W spągowej części spotyka się konkretne piryty i impregnacje syderytem. Miejscami są widoczne ślady zaburzeń subsoliflukcyjnych. W górnej części serii pojawiają się kilkakrotnie wkładki z tocząciami ilów. W stropie występują szare mułowce laminowane piaskowcem.

W całym profilu górnego kompleksu występują szczątki roślin, przy czym bliżej spągu spotyka się większe kawałki zwęglonego drewna, natomiast wyżej tworzą się charakterystyczne laminy, przepelnione drobnym detrytem roślin i mika.

Kanaliki robaków występują w środkowej i górnej części omawianego kompleksu.

Miąższość górnego kompleksu wynosi 43,5 a całej serii borucickiej 125 m.

Megaspory z otworu Brody—Lubienia zostały określone przez T. Marcinkiewicz. W dolnym i środkowym kompleksie serii ciechocińskiej nie znaleziono megaspor, w górnym natomiast stwierdzono obecność licznych *Thomsonia phylliticus* (Murr.) Pot. i *Erlansonisporites tegimentus* Marc. oraz pojedynczych *Erlansonisporites excavatus* Marc. pospolicie spotykanych w liasie górnym.

W serii borucickiej megaspory są również ograniczone niemal wyłącznie do górnego kompleksu, nie licząc nielicznych, źle zachowanych okazów z dolnej części serii.

Występuje tu *Triletes* sp. „A” (Murr.) Marc., *Bacutriteles hamatus* Marc., *Echitriteles hispidus* Marc., *Erlansonisporites* sp. i *Triletes* sp.

W otworze Wyszmontów, w osadach serii borucickiej napotkano liście benettyta *Otozamites falsus* Harr. według określenia T. Marcinkiewicz (tabl. VII, fig. 8 i 9) (W. Karaszewski, 1965).

Jak widać z powyższego opisu, w okolicach Starachowic mamy do czynienia z prawie normalnym rozwojem liasu górnego. W miarę jednak posuwania się ku wschodowi zachodzi stopniowa redukcja osadów liasu górnego, zwłaszcza serii borucickiej. Toteż jej miąższość w otworze: Wyszmontów wynosi zaledwie 25,5 m, w Słupczy 2 spada do 4 m, a w Zalesiu Antoniowskim prawdopodobnie zanika całko-

wicie. W mniejszym stopniu dotyczy to serii ciechocińskiej, która i na innych obszarach należy, jak już wspomniano, do bardziej stałych członów liasu. Miąższość jej w Wyszmontowie wynosi około 60 m, a więc zaledwie o około 4 m mniej niż

w Brodach, w Słupcy 2 przekracza zapewne znacznie 25 m, a w Żalesiu Antoniowskim osiąga jeszcze około 30 m. We wszystkich tych otworach jest ona rozwinięta typowo i zawiera między innymi sferolity syderytowe oraz esterie.

## PALEOGEOGRAFIA JURY DOLNEJ

Po okresie wzmózonych ruchów wznoszących na przełomie retyku i jury dolnej, w późniejszych okresach liasu dolnego zaznaczają się w Górach Świętokrzyskich tendencje obniżające. Warunki sedymentacyjne w tym okresie nie były jednak identyczne w całym regionie. W centralnej strefie basenu sedymentacja była na ogół ciągła i pozbawiona poważniejszych przerw, natomiast w brzeźnych partiach zbiornika (tab. I) wyraźnie zaznaczyły się większe niezgodności. Zagadnieniem dyskusyjnym pozostaje jedynie ocena wielkości owych luk.

Najniższe części liasu dolnego w Górach Świętokrzyskich (serie: zagajska — gromadzicka) wykazują w większości przypadków cechy sedymentacji śródlądowej. Okresowo tylko od północnego zachodu, a może również i południa<sup>28</sup> przedostają się na obszar „zatoki świętokrzyskiej” krótkotrwałe ingresje morskie, których ślady w postaci fauny, notowane są w obu tych seriach.

W niektórych przypadkach ingresje te były zapewne zbyt słabe, aby mogły wytworzyć warunki sprzyjające rozwojowi typowych organizmów morskich. Wówczas dochodziło jedynie do powstania zbiornika typu brakicznego, w którym żyły charakterystyczne małżoraczki z rodzaju *Darwinula* (seria zagajska Sołtykowa), liścionogi — esterie oraz miejscami bujnie rozwijające się organizmy denne (między innymi robaki).

Są podstawy do przypuszczeń, że nawet w okresach silnego oddziaływania ingresji morskich, środowisko wodne basenu świętokrzyskiego oscyloowało, co najwyżej, na pograniczu typu brakicznego i morskiego, tylko miejscami może nieznacznie je przekraczając.

W peryferycznych częściach świętokrzyskiego obszaru sedymentacyjnego miała miejsce także sedymentacja fluwialna i torrenealna (serie żywirowe w południowo-zachodnim, zachodnim i północno-wschodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich)<sup>29</sup>. Materiał klastyczny w niższym liasie był transportowany z południa lub południowego wschodu (fig. 4, 5), przy czym za obszar źródłowy uważane są najczęściej masy orogenu waryscyjskiego lub

przedwaryscyjskiego (I. Jurkiewiczowa, 1961, 1967; R. Dadlez, 1962; R. Unrug, 1962).

Osady niższych odcinków liasu świętokrzyskiego wykazują bardzo często znamiona wyjątkowo szybkich zmian warunków sedymentacyjnych. Liczne, miejscami wielokrotnie powtarzające się poziomy z rizoidami, glebą kopalną oraz poziomy z kanalnikami robaków, szczątkami fauny itp. — mogą dowodzić wahań pionowych dna zbiornika, powodujących niekiedy wynurzenia. Płytkość basenu sprzyjała na ogół tym zjawiskom.

W centralnych partiach zbiornika sedymentacyjnego, a szczególnie wzdłuż osi przegłębienia, przewaga ruchów obniżających wywoływała gromadzenie się dużej miąższości osadów, natomiast w brzeźnych jego odcinkach natężenie tych ruchów było znacznie słabsze, a udział ruchów wznoszących miejscami bardzo duży, co w rezultacie powodowało powstawanie serii osadowych o znacznie zredukowanych miąższościach.

Po okresie istnienia dość trwałej łączności z morzem, co miało miejsce w czasie sedymentacji serii zarzeckiej (rudonośnej), wyższe odcinki liasu dolnego (serie ostrowiecka, żarnowska, koszorowska) wykazują na ogół już oznaki sedymentacji śródlądowej. Sporadycznie spotykane w tych otworach poziomy z kanalnikami robaków, małżami i problematyczną mikrofauną mogą jednak świadczyć o okresowych odnawianiu się połączeń z morzem.

Kierunek transportu materiału klastycznego w wyższych seriach liasu dolnego oraz w pliensbachu, jak wynika z badań R. Unruga (1962), ulega dość zasadniczej zmianie (kierunek NNW i SSE), przy czym obszar źródłowy stanowiły zapewne sąsiednie obszary platformy wschodnioeuropejskiej (fig. 4).

W niższych częściach karyksu (dolne partie serii gielniowskiej) istniały jeszcze podobne, dość zróżnicowane warunki sedymentacyjne. W okresie tym, osadzały się limniczne utwory gliniek Chmielowa. Wyższe odcinki serii gielniowskiej charakteryzują się już bardzo wyraźnie zaznaczonymi śladami ingresji morskiej.

Stopień zasolenia wód zbiornika był jednak nadal zbyt mały, aby mogła w nich przebywać stenohalinowa fauna morska, między innymi amonity, spotykane w tym samym okresie w północno-zachodnim odcinku zbiornika (zachodnie Pomorze). Występująca w regionie świętokrzyskim fauna karyksu ma charakter euryhalinowy i reprezentowana jest głównie przez miejscami liczną ilościowo ale ubogą gatunkowo faunę małżową.

<sup>28</sup> Zastanawiający jest fakt, że ilość stanowisk morskiej lub brakiczno-morskiej fauny w niektórych odcinkach liasu dolnego Gór Świętokrzyskich (np. w serii skłobskiej) jest daleko większa niż w odpowiadających im wiekowo utworach północno-zachodniej Polski, teoretycznie bardziej narażonych na wpływy ingresji morskich przedostających się od zachodu i północnego zachodu.

<sup>29</sup> Sporadycznie poziomy żywirowe notowane są również w serii skłobskiej północnego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich (Zawada).

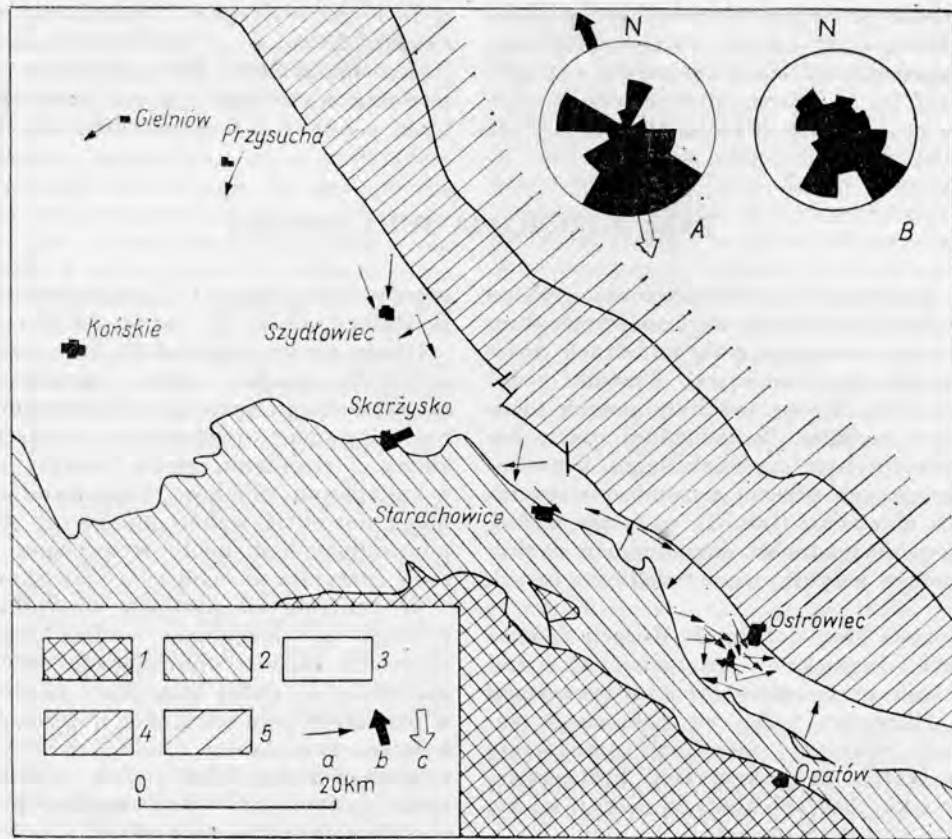


Fig. 5. Kierunki transportu materiału klastycznego w liasie północnego i północno-wschodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich (według R. Unruga, 1962)

1 — paleozoik, 2 — trias, 3 — jura dolna, 4 — jura środkowa i górna, 5 — kreda  
 a — kierunki warstwowań, b — średni kierunek warstwowań w obrębie serii zagajskiej i skłobskiej (hetang) c — średni kierunek warstwowań w wyższych seriach liasu świętokrzyskiego  
 A — rozkład średnich kierunków warstwowań, B — rozkład warstwowań przekątnych (na podstawie całości pomiarów)

Directions of clastic material transport in the Lias of the northern and the north-eastern parts of the Góry Świętokrzyskie margin (according to R. Unrug, 1962)

1 — Palaeozoic, 2 — Triassic, 3 — Lower Jurassic, 4 — Middle and Upper Jurassic, 5 — Cretaceous  
 a — directions of bedding, b — average direction of bedding in the area of the Zagaje and Skłoby Series (Hettangian),  
 c — average direction of bedding in the Liassic Series lying higher up in the Góry Świętokrzyskie area  
 A — distribution of average directions of bedding, B — distribution of cross-bedding (based on observation as a whole)

W schyłkowym okresie liasu środkowego (seria drzewicka, Bronowa), podobnie jak i na większości obszarów środkowej i północnej Polski, następuje ponowny powrót reżimu limnicznego. Połączenia z morzem zostają przerwane, zbiornik sedymentacyjny ulega zmniejszeniu i zapewne rozczłonowaniu. Na niektórych obszarach ma miejsce nawet sedymentacja eoliczna (utwory piaskowcowe pochodzenia wydmyowego w obrębie warstw szydłowieckich — vide W. Karaszewski, 1962) oraz lokalnie następują wynurzenia.

Zasadnicza zmiana warunków następuje dopiero z początkiem toarku w czasie sedymentacji następnej z kolei serii — ciechocińskiej.

Na przełomie liasu środkowego i górnego w zachodnim obrzeżeniu zaznacza się wyraźnie ingresja morska, największa obok dolnopliensbachskiej w całym liasie świętokrzyskim.

Ingresja ta, tak jak i poprzednie, po niedługim czasie wygasa i na całym obszarze Gór Świętokrzys-

kich, podobnie jak na przyległych obszarach, zapanowują warunki brakiczne, udokumentowane występowaniem ławiczek z esteriami. W tym okresie na obszarze Polski pozakarpaciej mamy do czynienia z jednym dużym zbiornikiem w kształcie wydłużonej zatoki, tylko okresowo uzyskującej lepsze połączenie z morzem liasowym Europy zachodniej.

Dotychczas nie napotkano w obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich śladów następnego z kolei dolno-toarckiego zalewu morskiego, którego obecność jest znana w Polsce zachodniej (J. Kopik, 1962). W zbiorniku panują warunki redukcyjne, o czym świadczy wytrącanie się żelaziaka ilastego i sferolitów syderytowych w kilku poziomach. Masowe występowanie wybitnie wyselekcjonowanej brakicznej fauny esteriovej oraz dość licznych kanałików robaków, świadczyć może o niedostatecznym zasoleniu zbiornika.

Zbiornik toarku dolnego na obszarze Polski,

Stratygrafia		Zachodnie obrzeżenie (rejon Zarnowa) I. Jurkiewiczowa (1962)		Stratygrafia	Północne obrzeżenie (rejon Drzewicy) W. Karaszewski (1960–1962), Z. P.						
Dogger	Wozul	Litoologia	Skamieniałości	Seria Studziannej (Aalen dolny)	Litoologia						
Lias górny		górny		Seria borucicka		Część piaskowcowa (35–50 m)	Piaskowce drobno- i średnioziarniste, wkładki mułowców; w części dolnej soczewki zlepieńców i ilów, okruchy węgla	<i>Thomsonia phyllicus</i> (Murr.) Pot., <i>Echiriletes hispidus</i> Marc. Rizoidy	Seria borucicka (120–145 m)	Kompleks górny (40–55 m)	Piaskowce jasnoszare, drobno- i średnioziarniste, przelawicone mułowcami i ilowcami jasnoszarymi i szarymi; w dolnej części liczniejsze wkładki piaskowca średnioziarnistego; liczne szczątki roślin, muskowitz, skupienia pirytu
						Część ilasta (10–25 m)	Mułowce szare, lokalnie zielonawe i „przekładańce” z wkładkami piaskowców, sferolity syderytowe, detryt roślin	<i>Thomsonia phyllicus</i> (Murr.) Pot., <i>Erlansonisporites tegimentus</i> Marc., <i>Trileites</i> sp. „A” (Murr.) Marc.		Kompleks środkowy (40–45 m)	Piaskowce drobnoziarniste z licznymi przelawiczeniami ilowców i mułowców ciemnoszarych i szarych, ławice „przekładańców”; flora, mika
Lias górny		dolny		Seria zielona (esteriowa) (40–50 m)			Iły, mułowce i „przekładańce” mułowcowo-piaskowcowe zielonawe i wiśniowe z wkładkami syderytu, sferolity syderytowe, liczny detryt roślin, węgiel	<i>Estheria</i> sp., <i>Thomsonia phyllicus</i> (Murr.) Pot., <i>Erlansonisporites excavatus</i> Marc., <i>Echiriletes hispidus</i> Marc., <i>Triletes</i> sp. „A” (Murr.) Marc. Kanaliki robaków Rizoidy	Seria ciecchojńska (70–75 m)	Kompleks górny (25 m)	Iłowce seledynowe i zielonoszare z wkładkami mułowca laminowanego piaskowcem, żelaziak ilasty, sferosyderyt, sferolity syderytowe, w spągu piaskowce; mika, poziomy gleby kopalnej, hieroglify, zaburzenia subsoliflukcyjne, detryt roślin
							Piaskowce i „przekładańce” mułowcowo-piaskowcowe, mułowce syderytyczne brązowawe, sferolity syderytowe, obfita mika W spodzie piaskowce średnioziarniste z tocząciami ilów	<i>Ammodiscus glumaceus</i> Gerke et Sossip., <i>Ammodiscus orbis</i> Lal., <i>Trochammina</i> sp., <i>Haplophragmoides</i> sp., <i>Glomospira</i> sp., <i>Lenticulina</i> sp. i inne <i>Ostracoda</i> sp., <i>Gastropoda</i> sp., <i>Thomsonia phyllicus</i> (Murr.) Pot., <i>Echiriletes spicatus</i> Marc. i inne Kanaliki robaków		Kompleks środkowy (25 m)	Iłowce i mułowce zielonawo- i oliwkowoszare i szare z żelaziakiem ilastym i „przekładańce”, mika; w spągu piaskowce z wkładkami mułowców; zaburzenia subsoliflukcyjne, hieroglify, toczące ilów
Lias górny		dolny		Seria pod-zielona (pod-esteriowa) (20–30 m)			Piaskowce i „przekładańce” mułowcowo-piaskowcowe, mułowce syderytyczne brązowawe, sferolity syderytowe, obfita mika W spodzie piaskowce średnioziarniste z tocząciami ilów	Seria ciecchojńska (70–75 m)	Kompleks dolny (ponad 20 m)	„Przekładańce” i piaskowce z wkładkami mułowców i ilowców szarych i oliwkowoszarych, miejscami limonitycznych; mika, zaburzenia subsoliflukcyjne, hieroglify, muskowitz, detryt roślin	

rny na obszarach o pełniejszym wykształceniu profilu

Wysokość (m)	Północne obrzeżenie (rejon Drzewicy) W. Karaszewski (1960–1962), Z. Kozydra (1960)		Stratygrafia	Północno-wschodnie obrzeżenie (profil Brody – Lubienia) W. Karaszewski, Z. Kozydra (1960), Z. Kozydra (1962)			
	Litologia	Skamieniałości		Litologia	Skamieniałości		
(30–33 m)	Piaskowce jasnoszare, drobno- i średnioziarniste, przelawicone mułowcami i ilowcami jasnoszarymi i szarymi; w dolnej części liczniejsze wkładki piaskowca średnioziarnistego; liczne szczątki roślin, muskowit, skupienia pirytu	Kanaliki robaków, Rizoidy	Aalen	Kompleks górny (43,5 m)	Piaskowce z mułowcami w stropie, miejscami laminowane szczątkami roślin, wtrącenia grubszego ziarna, toczne ilów; zaburzenia subsoliflukcyjne, piryt, impregnacje syderytym	<i>Triletes</i> sp. „A” (Murr.) Marc., <i>Bacutritetes hamatus</i> Marc., <i>Echitritetes hispidus</i> Marc. Kanaliki robaków	
(40–45 m)	Piaskowce drobnoziarniste z licznymi przelawieniami ilowców i mułowców ciemnoszarych i szarych, ławice „przekładańców”; flora, mika	Rizoidy Kanaliki robaków		Kompleks środkowy (36 m)	Mułowce i ilowce szare naprzemian z piaskowcami, detryt roślin	Rizoidy Kanaliki robaków <i>Czekanowskia</i> sp.	
(40 m)	Piaskowce drobnoziarniste z przelawieniami ilowców i mułowców szarych, licznymi w górnej części, ławice „przekładańców”; piryt, drobna mika, flora	Kanaliki robaków Rizoidy		Kompleks dolny (45,5 m)	Piaskowce i „przekładańce” mułowcowo-piaskowcowe, w spągu piaskowiec drobno- i średnioziarnisty, piryt, zaburzenia subsoliflukcyjne	Kanaliki robaków <i>Otozamites falsus</i> Harr.	
(35 m)	Iłowce seledynowe i zielonoszare z wkładkami mułowca laminowanego piaskowcem, żelaziak ilasty, sferosyderyt, sferolity syderytowe, w spągu piaskowce; mika, poziomy gleby kopalnej, hieroglify, zaburzenia subsoliflukcyjne, detryt roślin	<i>Estheria</i> sp. Kanaliki robaków Rizoidy	Seria borucicka (125 m)	Kompleks górny (20 m)	Iłowce i mułowce zielonawe i niebieskawo laminowane piaskowcami, żelaziak ilasty, sferolity syderytowe, „przekładańce”; w spągu piaskowce średnioziarniste z toczącami ilów	<i>Estheria</i> sp., <i>Thomsonia phyllicus</i> (Murr.) Pot., <i>Erlansonisporites tegimentus</i> Marc., <i>Erlansonisporites excavatus</i> Marc. Kanaliki robaków Rizoidy	
(20 m)	Iłowce i mułowce zielonawo- i oliwkoszare i szare z żelaziakiem ilastym i „przekładańce”, mika; w spągu piaskowce z wkładkami mułowców; zaburzenia subsoliflukcyjne, hieroglify, toczne ilów	<i>Estheria</i> sp. Kanaliki robaków Rizoidy		Kompleks środkowy (15 m)	Mułowce i „przekładańce” szarozielonawe i niebieskawoszare ze sferosyderytami, niżej piaskowce drobnoziarniste z wkładkami mułowców i ilowców szarych	Rizoidy Kanaliki robaków	
(poniżej 20 m)	„Przekładańce” i piaskowce z wkładkami mułowców i ilowców szarych i oliwkoszarych, miejscami limonitycznych; mika, zaburzenia subsoliflukcyjne, hieroglify, muskowit, detryt roślin			Seria ciecocińska (64 m)	Kompleks dolny (29 m)	III cykl (12,5 m)	Iłowce ciemnoszare laminowane piaskowcem z wtrąceniami żelaziaka ilastego, niżej piaskowce drobnoziarniste
			II cykl (7,5 m)			Mułowce jasnoszare o odcieniu zielonawym ze sferolitami syderytowymi i szare miejscami syderytyczne; w spągu piaskowce średnio- i gruboziarniste z okruchami węgla	
			I cykl (8,4 m)			Mułowce i ily szare, piaskowce drobno-, średnio- i gruboziarniste ze skałeniami; piryt, flora	Rizoidy Kanaliki robaków

choć okresowo rozległy (o rozmiarach porównywalnych z powierzchnią Zatoki Botnickiej) był jednak stosunkowo płytki, toteż dochodziło w nim dość często, szczególnie w strefie peryferycznej, do wynurzeń. Świadczą o tym poziomy z rizoidami, występujące zarówno w stropowej części dolnego kompleksu, jak również w następnych. Szczególnie wyraźne ślady wynurzenia są widoczne w stropie toarku dolnego w okolicy Starachowic, o czym świadczy obecność w profilu rizoidów i śladów procesów glebowych.

W toarku górnym zachodzi zmiana charakteru osadów, co niewątpliwie pozostaje w związku ze zmianą warunków sedymentacji. Przewaga osadów piaszczystych, często średnio- i gruboziarnistych, duże lokalne nachylenia warstw, sploty subsoflukcyjne, ripplemarki, znaczna ilość szczątków roślin — wszystko to nasuwa przypuszczenie, że na tym obszarze duży udział w sedymentacji biorą utwory o charakterze deltowym. Stosunkowo szybkie gromadzenie się osadów kompensuje stałe obniżanie się dna. Zasluguje na uwagę, że ze strefą maksymalnych miąższości serii borucickiej, biegnącej przez Studzianę ku południowemu wschodowi, pokrywają się maksymalne miąższości osadów piaszczystych aalenu dolnego (W. Karaszewski, 1962). Ze względu na brak odpowiednich badań dotyczących źródła pochodzenia osadów górnoliasowych, trudno się na razie stanowczo wypowiadać w tej kwestii, wydaje się jednak, że dominuje tu materiał z przyległej części platformy wschodnioeuropejskiej, podobnie jak w osadach wyższej części liasu dolnego i w liasie środkowym (W. Karaszewski, 1962; R. Unrug, 1962).

Warunki sedymentacyjne stropowej części liasu świętokrzyskiego są pozornie podobne jak w niższej części aalenu. Duży udział w wykształceniu obu kompleksów mają jasne piaskowce drobno- lub średnioziarniste, co utrudniało niejednokrotnie prowadzenie granicy między liasem i doggerem, zwłaszcza w strefie pełniejszego wykształcenia obu formacji, jak to ma miejsce w północnej części obrzeżenia. Zupełny brak fauny w obrębie całej serii borucickiej i najniższej piaszczystej części aalenu jest przyczyną dalszych trudności. Z tych względów opierać się można głównie na pewnych cechach litologicznych pozwalających odróżnić piaskowce ze stropu serii borucickiej od dolnoaaleńskich. Są one zazwyczaj słabiej scementowane, o drobniejszym ziarnie, zwykle jaśniej zabarwione w przeciwstawieniu do żółtawych bardziej zwęzłych o nieco grubszym ziarnie piaskowców dolnoaaleńskich. Wkładki ilów występujące w stropowej części liasu mają zazwyczaj zabarwienie szare w przeciwieństwie do czarnych niekiedy o brunatnym odcieniu ilów aaleńskich. Dodatkowym kryterium jest odmienny charakter fauny robaków w serii borucickiej tworzących drobne cienkie kanaliki o nieregularnym kształcie (tabl. X, fig. 2; tabl. XI, fig. 1, 2) w przeciwstawieniu do dużych U-kształtnych kanalików *Diplocraterion* w dolnym aalenu (W. Karaszewski, 1962, 1967). Pozostaje to niewątpliwie w związku z wyraźnym nasileniem się wpływów morskich już począwszy od dolnej części aalenu w przeciwstawieniu do bracko-limniczno-deltowego wykształcenia osadów górnoliasowych.

#### LITERATURA

- CIEŚLA Eng., KOZYDRA Z., 1958 — Próba nowego podziału stratygraficznego liasu świętokrzyskiego z nawiązaniem do Kujaw. *Prz. geol.* nr 6. Warszawa.
- CZARNOCKI J., 1925 — Wyniki badań geologicznych dokonanych w r. 1924 na obszarze mezozoicznym zachodniej części Gór Świętokrzyskich. *Posiedz. nauk. Państw. Inst. Geol.* T. 11. Warszawa.
- CZARNOCKI J., 1927 — Sprawozdanie z badań, dokonanych w r. 1926 w związku z ogólnym poglądem na budowę mas mezozoicznych regionu chełmińskiego. *Posiedz. nauk. Państw. Inst. Geol.* T. 17. Warszawa.
- DADLEZ R., 1952 — Kontakt triasu i jury na wschód od Łopuszna. *Inst. Geol. Archiwum.* Warszawa.
- DADLEZ R., 1959 — Nowe dane do stratygrafii liasu na Niżu. *Prz. geol.* nr 1. Warszawa.
- DADLEZ R., 1962 — Odpowiedniki warstw połomskich liasu częstochowskiego w zachodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich. *Kwart. geol.* T. 6 nr 3. Warszawa.
- DADLEZ R., 1964 — Zarys stratygrafii liasu w Polsce zachodniej i jego korelacja z liasem Polski środkowej. *Kwart. geol.* T. 8 nr 1. Warszawa.
- FIJAŁKOWSKI J., 1952 — Stratygrafia jury ze szczególnym uwzględnieniem liasu w północnej części arkusza Włoszczowa i południowej części arkusza Przedbórz. *Inst. Geol. Archiwum.* Warszawa.
- GRABOWSKA J., 1962 — Opracowanie liasowej flory makropowej z rejonu Rozwad oraz z dwóch innych miejscowości z północnego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich (Rząd Ginkgoales). *Inst. Geol. Archiwum.* Warszawa.
- HARRIS T. M., 1931—1937 — The Fossil Flora of Scoresby Sound, East Greenland. *Medd. om Gronland.* 85, 112. København.
- JURKIEWICZOWA I., 1952 — Stratygrafia kajpru i retyko-liasu w okolicach Żarnowa. *Inst. Geol. Archiwum.* Warszawa.
- JURKIEWICZOWA I., 1953 — Wycieczka Jarugi—Gromadzice—Ostrowiec. Przewodnik wycieczkowy narady Państwowej Służby Geologicznej. Warszawa.
- JURKIEWICZOWA I., 1955 — Sprawozdanie z prac wykonanych w r. 1954. *Inst. Geol. Archiwum.* Warszawa.
- JURKIEWICZOWA I., 1961 — Stratygrafia liasu na zachodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich. *Inst. Geol. Archiwum.* Warszawa.
- JURKIEWICZOWA I., 1967 — Lias zachodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich i jego paralelizacja z liasem Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej. *Biul. Inst. Geol.* 200. Warszawa.
- KARASZEWSKI W., 1947 — Sprawozdanie z badań nad utworami retyko-liasu w rejonie na zachód od Skarżyska. *Biul. Państw. Inst. Geol.* 31. Warszawa.
- KARASZEWSKI W., 1949 — Sprawozdanie z badań geologicznych wykonanych na wschód od Skarżyska-Kamiennej w lecie 1947 r. *Biul. Państw. Inst. Geol.* 54. Warszawa.
- KARASZEWSKI W., 1953 — Trasa Szydłowice—Skarżysko. Przewodnik wycieczkowy narady Państwowej Służby Geologicznej. Warszawa.
- KARASZEWSKI W., 1960 — Nowy podział liasu świętokrzyskiego. *Kwart. geol.* T. 4 nr 4. Warszawa.

- KARASZEWSKI W., 1962 — Stratygrafia liasu w północnym obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich. *Pr. Inst. Geol.* T. 30 cz. 3. Warszawa.
- KARASZEWSKI W., 1965 — O środkowoliasowym wieku flory z Chmielowa pod Ostrowcem i jej znaczeniu dla stratygrafii kontynentalnej jury. *Kwart. geol.* T. 9 nr 2. Warszawa.
- KARASZEWSKI W., 1966 — Budowa geologiczna strefy występowania liasu w okolicach Szydłowca, Skarżyska-Kamiennej i Starachowic. *Inst. Geol. Archiwum.* Warszawa.
- KARASZEWSKI W., 1967 — Konkrecje związane z kanałkami U-kształtowanymi robaków w spągowych warstwach aalenu świętokrzyskiego. *Kwart. geol.* T. 11 nr 3. Warszawa.
- KLECZKOWSKI A., 1953 — Budowa geologiczna osłony triasowej Gór Świętokrzyskich w okolicy Suchedniowa. *Biul. Inst. Geol.* Warszawa.
- KOPIK J., 1960a — Mikropaleontologiczna charakterystyka liasu i dolnego doggeru Polski. *Kwart. geol.* T. 4 nr 4. Warszawa.
- KOPIK J., 1960b — O kilku morskich małżach z serii gielniowskiej liasu Gór Świętokrzyskich. *Kwart. geol.* T. 4 nr 1. Warszawa.
- KOPIK J., 1962 — Faunistyczne kryteria stratygraficznego podziału liasu północno-zachodniej i środkowej Polski. Księga pamiątkowa ku czci prof. J. Samsonowicza. Warszawa.
- KOPIK J., 1967 — Granica między epikontynentalnymi osadami triasu i jury w Polsce. *Biul. Inst. Geol.* 203. Warszawa.
- KOSTECKI J., 1961 — Gliny ceramiczne i ogniotrwale w Polsce. *Biul. Inst. Geol.* 164. Warszawa.
- KOZYDRA Z., 1955 — Ogólny zarys budowy geologicznej rejonu Przysucha — Chlewicka w świetle nowych materiałów. *Prz. geol.* nr 8. Warszawa.
- KOZYDRA Z., 1956 — Nowe dane o występowaniu i genezie glin ogniotrwiałych w retykoliaście świętokrzyskim. *Prz. geol.* nr 4. Warszawa.
- KOZYDRA Z., 1960a — Kontakt triasu i jury w północnym obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich. *Inst. Geol. Archiwum.* Warszawa.
- KOZYDRA Z., 1960b — O pozycji stratygraficznej piaskowców z Sierosławic k. Końskich. *Prz. geol.* nr 12. Warszawa.
- KOZYDRA Z., 1960c — Zarys wykształcenia litologicznego serii „ciechocińskiej” liasu w rejonie Przysuchej. *Prz. geol.* nr 9. Warszawa.
- KOZYDRA Z., 1961 — Uwagi o pozycji stratygraficznej zwińców w liasie świętokrzyskim. *Prz. geol.* nr 7. Warszawa.
- KOZYDRA Z., 1962a — Kontakt triasu i jury w otworze wiertniczym Eugeniów koło Gowarczowa. *Kwart. geol.* T. 6 nr 3. Warszawa.
- KOZYDRA Z., 1962b — Stratygrafia dolnojurskich ilów ogniotrwiałych w północnym obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich. *Inst. Geol. Archiwum.* Warszawa.
- KOZYDRA Z., 1962c — Osady liasu górnego w Lubieni koło Starachowic. *Prz. geol.* nr 10. Warszawa.
- KOZYDRA Z., KOSTECKI J., 1957 — Geologia złóż ilów rudonośnych w okolicach Przysuchej. *Prz. geol.* nr 4. Warszawa.
- KOZYDRA Z., WYRWICKI R., 1962 — Tekstury stożkowe w poziomach rudnych liasu świętokrzyskiego. *Biul. Inst. Geol.* 174. Warszawa.
- KRAJEWSKI R., 1947 — Złoża żelaziaków ilastych we wschodniej części powiatu koneckiego. *Biul. Państw. Inst. Geol.* 26. Warszawa.
- KRAJEWSKI R., 1952 — Badania geologiczne na arkuszu Końskie. *Biul. inf. Inst. Geol.* 2. Warszawa.
- KRAJEWSKI R., 1958 — Przegląd wyników zdjęcia geologicznego na arkuszach Końskie i Przysucha w granicach występowania utworów triasu i liasu. *Biul. Inst. Geol.* 126. Warszawa.
- KUŹNIAR C., 1922 — O rudach żelaznych powiatu opoczyńskiego. *Posiedz. nauk. Państw. Inst. Geol.* T. 2. Warszawa.
- KUŹNIAR C., 1923 — Rudy żelazne w okolicach Nieklania. *Posiedz. nauk. Państw. Inst. Geol.* T. 5. Warszawa.
- KUŹNIAR C., 1924 — O rudach żelaznych okolic Chlewick. *Posiedz. nauk. Państw. Inst. Geol.* T. 8. Warszawa.
- KUŹNIAR C., 1925 — O rudach żelaznych okolic Stąporkowa. *Posiedz. nauk. Państw. Inst. Geol.* T. 10. Warszawa.
- KUŹNIAR C., 1927—1929 — Sprawozdanie z badań geologicznych, wykonanych w 1926, 1927, 1928 r. na obszarze arkusza Końskie. *Posiedz. nauk. Państw. Inst. Geol.* T. 16, 19—20, 22—23. Warszawa.
- KUŹNIAR C., 1931 — Węgle brunatne kajprowe i retyckie w Koneckiem. *Posiedz. nauk. Państw. Inst. Geol.* T. 29. Warszawa.
- KUŹNIAR C., 1943 — Żelaziaki ilaste w retyku i liasie powiatu koneckiego. *Inst. Geol. Archiwum.* Warszawa.
- MAKAREWICZÓWNA A., 1928 — Flora dolno-liasowa okolic Ostrowca. *Pr. Tow. Przyj. Nauk. w Wilnie.* T. 4. Wilno.
- MARCINKIEWICZ T., 1957 — Liasowe megasporzy Praszki, Zawiercia i Gór Świętokrzyskich. *Kwart. geol.* T. 1 nr 2. Warszawa.
- MARCINKIEWICZ T., 1959 — Badania metodą analizy megasporowej osadów liasu z obszaru koneckiego. *Inst. Geol. Archiwum.* Warszawa.
- MARCINKIEWICZ T., 1966 — Stratygrafia retyku i liasu w Polsce (z wyjątkiem Karpat) na podstawie badań megasporowych. *Inst. Geol. Archiwum.* Warszawa.
- MASŁANKIEWICZOWA Z., 1965 — *Semionotus cf. bergeri* Agass. from the Lias of the Holy Cross Mountains, Poland. *Acta palaeont. pol.* v. 10 nr 1. Warszawa.
- ORŁOWSKA-ZWOLIŃSKA T., 1960 — Wiek serii zagajskiej (dolna jura) w północnym obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich w świetle badań sporowo-pyłkowych. *Inst. Geol. Archiwum.* Warszawa.
- PASENDORFER E., 1924 — Sprawozdanie z badań geologicznych na arkuszu Przedbórz. *Posiedz. nauk. Państw. Inst. Geol.* T. 8. Warszawa.
- PASENDORFER E., 1925—1927 — Sprawozdanie z badań geologicznych wykonanych w r. 1925, 1926 na arkuszu Przedbórz. *Posiedz. nauk. Państw. Inst. Geol.* T. 13, 16. Warszawa.
- PASENDORFER E., 1939 — O triasie i dolnej jurze na północno-zachodnich zboczach Gór Świętokrzyskich. *Pr. Tow. Przyj. Nauk. w Wilnie.* T. 13. Wilno.
- PAWLICA W., 1920 — Ilaste rudy żelazne Starachowic. *Spraw. Państw. Inst. Geol.* T. 1 nr 1. Warszawa.
- PAWŁOWSKA K., 1962 — Retyk i lias południowego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. *Kwart. geol.* T. 6 nr 3. Warszawa.
- PUSCH J. B., 1833—1836 — Geognostische Beschreibung von Polen so wie der übrigen Nordkarpathen-Länder. T. 1. Stuttgart.
- PUSCH J. B., 1837 — Polens Paläontologie oder Abbildung und Beschreibung der vorzüglichsten und noch unbeschriebenen Petrefakten aus der Gebirgsformation in Polen, Volhynien und den Karpathen. Stuttgart.
- PUSCH J. B., 1881—1883 — Nowe przyczynki do geognozy Polski. *Pam. fizjogr.* T. 1—3. Warszawa.
- RACIBORSKI M., — 1891a — Flora retycka północnego stoku Gór Świętokrzyskich. *Rozpr. Akad. Umiej. Wyzd. Matem.-Przyr.* Ser. 2. T. 3. Kraków.
- RACIBORSKI M., 1891b — Przyczynki do flory retyckiej Polski. *Rozpr. Akad. Umiej.* Ser. 2. T. 2. Kraków.
- ROGAŁSKA M., 1956 — Analiza sporowo-pyłkowa liasowych osadów obszaru Mroczków — Rozwady w powiecie opoczyńskim. *Biul. Inst. Geol.* 104. Warszawa.
- RÓŻYCKI S. Z., 1958 — Dolna jura południowych Kujaw. *Biul. Inst. Geol.* 133. Warszawa.
- SAMSONOWICZ J., 1923 — Sprawozdanie z badań geologicznych na północnym zboczu Gór Świętokrzyskich. *Posiedz. nauk. Państw. Inst. Geol.* T. 6. Warszawa.
- SAMSONOWICZ J., 1924 — Sprawozdanie z badań geologicznych między Wierzbnikiem a Ostrowcem nad Kamienną. *Posiedz. nauk. Państw. Inst. Geol.* T. 8. Warszawa.
- SAMSONOWICZ J., 1929 — Cechsztyń, trias i lias na północnym zboczu Łysogór. *Spraw. Państw. Inst. Geol.* T. 5 nr 1. Warszawa.
- SAMSONOWICZ J., 1934 — Objaśnienia arkusza Opatów ogólnej mapy geologicznej Polski w skali 1:100 000. *Państw. Inst. Geol.* Warszawa.

SAMSONOWICZ J., 1952 — Era mezozoiczna w Polsce. W: Książkiewicz M., Samsonowicz J., Zarys geologii Polski. Warszawa.

SIEMIRADZKI J., 1887 — Sprawozdanie z badań geologicznych we wschodniej części Gór Kielecko-Sandomierskich. *Pam. fizjogr.* T. 7. Warszawa.

SIEMIRADZKI J., DUNIKOWSKI E., 1891 — Szkic geologiczny Królestwa Polskiego, Galicyi i krajów przyległych. *Pam. fizjogr.* T. 11. Warszawa.

TROEDSSON G., 1951 — On the Höganäs Series of Sweden (Rhaeto-Lias). Skrift. Min. Pal.-Geol. Inst. Lund nr 7 (Lunds Univ. Årsskr. N. F. Avd. 2 T. 47 nr 1) Lund.

UNRUG T., 1962 — Paleocurrents in the Lower Jurassic sediments on the northern slopes of the Holy Cross Mts. (Central Poland). *Bull. Acad. Pol. Sc. Ser. Sc. géol. et géogr.* v. 10 nr 1. Varsovie.

WYRWICKI R., 1960 — Lias między Gowarczowem a Mroczkowem. *Kwart. geol.* T. 4 nr 1. Warszawa.

WYRWICKI R., 1964 — Sferolity retyku i liasu świętokrzyskiego. *Prz. geol.* nr 3. Warszawa.

WYRWICKI R., 1966 — Osady żelaziste liasu świętokrzyskiego. *Biul. Inst. Geol.* 195. Warszawa.

ZNOSKO J., 1955 — Retyk i lias między Krakowem a Wieluniem. *Pr. Inst. Geol.* T. 14. Warszawa.

## НИЖНЯЯ ЮРА

(с 5 фиг. и 11 табл.)

### РЕЗЮМЕ

Содержание. Статья представляет попытку обобщения имеющихся данных по стратиграфии нижней юры Свентокшских гор. Она основывается как на опубликованных, так и на рукописных материалах. В статье проводится критический анализ предшествовавших взглядов на стратиграфию нижней юры и дается корреляция литолого-стратиграфических комплексов, выделенных в Свентокшских горах. В более

широком объеме учитываются палеонтологические (фаунистические и флористические) данные, предоставившие возможность более детального определения стратиграфии некоторых интервалов. В заключение приведен краткий палеогеографический обзор развития нижнеюрского седиментационного бассейна Свентокшских гор.

## НИЖНИЙ И СРЕДНИЙ ЛЕЙАС

Породы нижней юры окаймляют палеозойское ядро Свентокшских гор с севера, запада и юго-запада широкой полосой выходов на поверхность и под четвертичным покровом. В основном континентальное происхождение этих пород и, следовательно, небольшое количество редко встречающейся руководящей морской фауны в значительной степени препятствует установлению стратиграфии в увязке со стандартными биостратиграфическими схемами. В связи с этим основным критерием расчленения свентокшского лейаса являются региональные литолого-стратиграфические элементы (серии), которые в зависимости от количества и достоверности палеонтологических данных с той или иной детальностью сопоставляются с определенными стандартными фаунистическими горизонтами.

В истории исследования лейаса Свентокшских гор намечаются два основных этапа — начальный этап изучения нижней юры в естественных обнажениях (Я. Чарночки, 1925—1927; Ч. Кузьяр, 1922—1943; Э. Пассендорфер, 1925—1927; Я. Самсонович, 1923—1952) и следующий этап, учитывающий изучение разрезов буровых скважин (Э. Цесля, З. Козыдра, 1958; И. Юркевичова, 1952—1967; В. Карашевски, 1947—1967; З. Козыдра, 1955—1962; Р. Краевски, 1947—1958; К. Павловска, 1962; П. Вырвицки, 1960—1966) и дополненный всесторонним применением микро- и макрофаунистических и микрофлористических исследований (Я. Копик, 1960—1967; Т. Марцинкевич, 1957—1966; Т. Орловска-Зволинска, 1960; М. Рогальска, 1956), а также седиментологических и петрографических исследований (Р. Дадлез, 1962; З. Козыдра, Р. Вырвицки, 1962; В. Павлица, 1920; Р. Унруг, 1962; Р. Вырвицки, 1960—1966). Изучение макроскопических растительных остатков проводилось,

главным образом, в конце прошлого столетия (М. Рацборски, 1891, 1892), затем в тридцатые годы настоящего столетия (А. Макаревичувна, 1928) и в последнее время (И. Грабовска, 1962).

К самым древним породам нижней юры Свентокшских гор относятся аргиллиты, алевролиты и песчаники, содержащие сидеритические сферолиты, сидериты и угольные пропластки. Они входят в состав так называемой загайской серии (угольно-рудной). Подстилающие загайскую серию породы рета отделены перерывом, охватывающим низы лейаса (или верхний рет?). Лишь спорадически сохраняется седиментационная последовательность (пестрые паршовские слои)<sup>30</sup>. Мощность загайской серии в северо-восточном обрамлении Свентокшских гор колеблется от 50 до 80 м, в северном обрамлении возрастает до 140 м, наконец, на крайне южном участке обрамления (окрестности Шидлува) она сокращена до 35 м. В западном обрамлении и части южного породе этой серии отсутствуют. Возраст загайской серии (нижний геттанж, лейас  $\alpha_1$ ) определяется, прежде всего, остатками макрофлоры и микрофлоры: *Nathorstisporites hopliticus* Jung и *Lycostrobis scotii* Nath. Среди макрофлоры наиболее важное значение имеет *Thaumatopteris schenki* Nath. Окаменелости фауны, встречающиеся спорадически, представлены как морскими так и солоноватоводными формами (*Liostraea* sp., *Estheria* sp., *Darwinula* sp., *Haplophragmoides* sp.).

Следующая, склобская или громадзицкая серия, мощностью от 30 до 100 м, сложена, в основном, песчано-алевролитовыми породами, гравием и конгломератами. Присут-

<sup>30</sup> По неопубликованному палеоботаническому исследованию Т. Марцинкевич.

Стратиграфия		Западное обрамление (район Жарнова) И. Юркевичова (1962)		Стратиграфия	Северное обрамление (район Джевиц) В. Карашевски (1960—1962),					
Доггер Везул		Литология		Серия Студзянна (нижний аален)	Окаменелости					
Верхний лейас	Тоар	верхний	Боруцкая серия	Боруцкая серия (120—145 м)						
			Песчанниковая часть (35—50 м)			Мелко- и среднезернистые песчаники, прослои алевролитов; в нижней части линзы конгломератов и глин, обломки угля	<i>Thomsonia phyllicus</i> (Murr.) Pot., <i>Echitriletes hispidus</i> Marc. Ризоиды	Верхний комплекс (40—55 м)	Светлосерые, мелко- и среднезернистые песчаники, переслоенные светлосерыми и серыми алевролитами и аргиллитами; в нижней части более многочисленные прослои среднезернистого песчаника; многочисленные остатки флоры; мусковит, скопления пирита	
			Глинистая часть (10—25 м)			Серые, местами зеленоватые алевролиты, чередующиеся слои с прослоями песчаников, сидеритовые сферолиты, растительный детритус	<i>Thomsonia phyllicus</i> (Murr.) Pot., <i>Erlansonisporites tegimentus</i> Marc., <i>Triletes</i> sp. „A” (Murr.) Marc.	Средний комплекс (40—45 м)	Мелкозернистые песчаники с многочисленными прослоями темных и серых аргиллитов и алевролитов, прослои чередующихся слюда; флора, слюда	
	нижний	Тоар	Зеленая (эстериивая) серия (40—50 м)	Зеленоватые и вишневые глины, алевролиты и чередующиеся слои алевролитов и песчаников с прослоями сидерита, сидеритовые сферолиты, богатый растительный детритус, уголь	Цехоцинская серия (70—75 м)					
							Верхний комплекс (25 м)	<i>Estheria</i> sp., <i>Thomsonia phyllicus</i> (Murr.) Pot., <i>Erlansonisporites excavatus</i> Marc., <i>Echitriletes hispidus</i> Marc., <i>Triletes</i> sp. „A” (Murr.) Marc. Ходы червей Ризоиды	Верхний комплекс (25 м)	Светлозеленые и серовато-зеленые аргиллиты с прослоями алевролита, располосованного песчаником бурый железняк, сферосидерит, сидеритовые сферолиты, в подошве песчаники; слюда, горизонты ископаемой почвы, иероглифы, субсолифлюкционные смывы, растительный детритус
							Средний комплекс (25 м)	Зеленоватые и серые аргиллиты и алевролиты с глинистым железняком, чередующиеся слои, слюда; в подошве песчаники с прослоями алевролитов; субсолифлюкционные смывы, иероглифы, окатанники глин		
Подзеленая (подэстериивая) серия (20—30 м)	Песчаники и чередующиеся алевролитопесчаниковые слои, сидеритовые алевролиты, коричневатые, сидеритовые сферолиты, обильная слюда Внизу среднезернистые песчаники с окатанниками глин	<i>Ammodiscus glutaceus</i> Gerke et Sossip, <i>Ammodiscus orbis</i> Lal., <i>Trochammina</i> sp., <i>Haplophragmoides</i> sp., <i>Glomospira</i> sp., <i>Lenticulina</i> sp. и др., <i>Ostracoda</i> sp., <i>Gastropoda</i> sp., <i>Thomsonia phyllicus</i> (Murr.) Pot., <i>Echitriletes spicatus</i> Marc. и др. Ходы червей	Нижний комплекс (свыше 20 м)	Чередующиеся слои и песчаники с прослоями серых и светлозеленых аргиллитов и алевролитов, местами лимонитических; слюда, субсолифлюкционные смывы, иероглифы, мусковит, растительный детритус						

ейас в районах более полного развития разреза

Северное обрамление (район Джевицы) В. Карашевски (1960—1962), З. Козыдра (1960)		Стратиграфия	Северо-восточное обрамление (разрез Броды, — Любея) В. Карашевски, З. Козыдра (1960), З. Козыдра (1962)		
Окаменелости		Аален	Литология	Окаменелости	
Светлосерые, мелко- и среднезернистые песчаники, переслоенные светлосерыми и серыми алевролитами и аргиллитами; в нижней части более многочисленные прослои среднезернистого песчаника; многочисленные остатки флоры, мусковит, скопления пирита	Ходы червей Ризоиды	Боруцкая серия (125 м)	Верхний комплекс (43,5 м)	Песчаники с алевролитами в кровле, местами с полосами растительного детритуса, включения более крупных зерен, окатанники глин; субсолифлюкционные смывы, пирит, сидеритовые импрегнации	<i>Triletes</i> sp. „A” (Murr.) Marc., <i>Bacutriteles hamatus</i> Marc., <i>Echitriteles hispidus</i> Marc. Ходы червей
Мелкозернистые песчаники с многочисленными прослоями темносерых и серых аргиллитов и алевролитов, прослои чередующихся слоев; флора, слюда	Ризоиды Ходы червей		Средний комплекс (36 м)	Серые алевролиты и аргиллиты, чередующиеся с песчаниками, растительный детритус	Ризоиды Ходы червей <i>Czekanowskia</i> sp.
Мелкозернистые песчаники с прослоями серых аргиллитов и алевролитов, особенно в верхней части, прослой чередующихся слоев; пирит, мелкая слюда, флора	Ходы червей Ризоиды		Нижний комплекс (45,5 м)	Песчаники и чередующиеся алевро-песчаниковые слои, в подошве мелко- и среднезернистый песчаник, пирит, субсолифлюкционные смывы	Ходы червей <i>Otozamites falsus</i> Harr.
Светлозеленые и серовато-зеленые аргиллиты с прослоями алевролита, располосованного песчаником, бурый железняк, сферосидерит, сидеритовые сферолиты, в подошве песчаники; слюда, горизонты ископаемой почвы, иероглифы, субсолифлюкционные смывы, растительный детритус	<i>Estheria</i> sp. Ходы червей Ризоиды	Цехоцинская серия (64 м)	Верхний комплекс (20 м)	Зеленоватые и голубоватые аргиллиты, с полосами песчаника, глинистый железняк, сидеритовые сферолиты, чередующиеся слои, в подошве среднезернистые песчаники с окатанниками глин	<i>Estheria</i> sp., <i>Thomsonia phyllicus</i> (Murr.) Pot., <i>Erlansporites tegimentus</i> Marc., <i>Erlansporites excavatus</i> Marc. Ходы червей Ризоиды
Зеленоватые и серые аргиллиты и алевролиты с глинистым железняком, чередующиеся слои, слюда; в подошве песчаники с прослоями алевролитов; субсолифлюкционные смывы, иероглифы, окатанники глин	<i>Estheria</i> sp. Ходы червей Ризоиды		Средний комплекс (15 м)	Серовато-зеленые и голубовато-серые алевролиты, чередующиеся слои, сферосидериты, ниже мелкозернистые песчаники с прослоями серых алевролитов и аргиллитов	Ризоиды Ходы червей
Чередующиеся слои и песчаники с прослоями серых и светлозеленых аргиллитов и алевролитов, местами лимонитических; слюда, субсолифлюкционные смывы, иероглифы, мусковит, растительный детритус			Нижний комплекс (29 м)	III цикл (12,5 м)	Темносерые аргиллиты с полосами песчаника, с включениями глинистого железняка, ниже мелкозернистые песчаники
		II цикл (7,5 м)		Светлосерые с зеленоватым оттенком алевролиты с сидеритовыми сферолитами; в подошве средние и крупнозернистые песчаники с обломками угля	
		I цикл (8,4 м)	Алевролиты и серая глина, мелко-, средне- и крупнозернистые песчаники с полевыми шпатами; пирит, флора	Ризоиды Ходы червей	

ствии макроспор *Nathorstisporites hopliticus* Jung и микроспор *Lycostrobos scotii* Nath. определяет возраст этой серии как лейас  $\alpha$  (лейас  $\alpha_2$ , верхний теттанж?). Как и в нижележащей загайской серии, так и в склобской серии наблюдаются прослой с морской фауной (?*Cardinia* ex gr. *follini* Lund., *Haplophragmoides* sp., *Jaculella* sp.). По данным исследований Р. Унруга (1962) и Р. Дадлеза (1962), кластический материал нижнего лейаса поступал на территорию Свентокшских гор главным образом с юга или юго-востока.

Вышележащая зажецкая (рудоносная) серия сложена, главным образом, глинисто-сланцевыми породами с сидеритами, в меньшей степени песчаниками и алевролитами. Последние местонахождения макроспор *Nathorstisporites hopliticus* Jung относят зажецкую серию к лейасу  $\alpha$  (лейас  $\alpha_3$ ?, нижний синемюр?). Значительно большее количество местонахождений морской фауны в зажецкой серии (*Cardinia* sp., *Pholidophorus angustus* Agass., *Semionotus* cf. *bergeri* Agass., *Ammodiscus* cf. *orbis* Lal., *Cornuspira* cf. *orbicula* (Terq. et Berth.) и др.) свидетельствует о насыщении морских влияний. Мощность зажецкой серии колеблется от 40 до 110 м.

Следующий комплекс осадочных пород подразделяется на две литолого-стратиграфические части — серии: островецкую и кошоровскую (В. Карашевски, 1962) или же рассматривается нераздельно в виде одной жарновской серии (И. Юркевичова, 1961, 1967). Породы этих серий образова-

лись в других седиментационных условиях по сравнению с предыдущими. Соединение с морем было прервано, а осадконакопление происходило в закрытых межконтинентальных водоемах. Преобладающим типом осадков являются песчаники, включающие прослой алевролитов и мелкочередующихся песчаниково-алевролитовых пород. Мощность этого комплекса колеблется от 40 до 200 м.

Вышележащие отложения гелньёвской серии, особенно верхний интервал, носят признаки морской ингрессии (многочисленные местонахождения морской фауны). Типичными породами этой серии являются алевролиты, песчаники и аргиллиты с сидеритами, а местами суглинистые породы (хмелевские суглинки), содержащие большое количество растительных остатков (В. Карашевски, 1965). Мощность гелньёвской серии колеблется от 15 до 70 м.

Завершающая среднелейасовое осадконакопление джевицкая или броновская серия, мощностью 45—180 м, снова характеризует преобладание лимнических условий. Соединение с морем было прервано, а седиментационный бассейн подвергся обмелению и, вероятно, расчленению. Местами происходило золотое осадкообразование и осушение отдельных участков. Существенное изменение условий осадконакопления совершилось лишь в тоаре, во время образования следующей — цехоинской серии.

## ВЕРХНИЙ ЛЕЙАС

Новое стратиграфическое подразделение свентокшского лейаса (В. Карашевски, 1960, 1962) создало предпосылки для выделения верхнего лейаса в верхах островецкой серии Я. Самсоновича (1929).

Мощность тоара в Свентокшском регионе, в зоне наиболее полного разреза лейаса, достигает 220 м. Этот ярус подразделяется на две литологически отличающиеся части: цехоинскую серию, эквивалентную лейасу  $\varepsilon$ , и боруцицкую серию, эквивалентную лейасу  $\zeta$ .

Цехоинская серия сложена глинами и алевролитами зеленоватого, местами голубоватого цвета. Спорадически встречаются включения глинистого железняка, которые сопровождаются прослойками глины красноватого цвета (Р. Вырвицки, 1966). В глинах распространены мелкие прослойки с *Estheria*.

Цехоинская серия приблизительно такого состава распространена почти на всей территории лейаса в Польше и известна под названием зеленой или эстериновой серии. Название цехоинской серии было впервые введено в Куявии С. З. Ружицким (1958). Эквивалент этой серии на территории Западного Поморья был назван Р. Дадлезом (1964) грыфицкой серией.

Мощность цехоинской серии в Свентокшском регионе составляет 20—80 м (табл. 7). В нижней части этой серии И. Юркевичова (1961, 1967) определила фораминиферовую микрофауну, которую связывает с лейасом  $\varepsilon_1$ , характеризующимся в Западном Поморье сильными морскими влияниями (Х. Фреболд, 1928; Р. Бринкманн, 1934; Р. Дадлез, 1958, 1964; Я. Копик, 1960а).

Эта обширная, но кратковременная трансгрессия перешагнула местами за пределы предыдущего распространения лейасового бассейна Польши. Впоследствии этот бассейн

подвергся опреснению, о чем можно судить на основании распространения упомянутых эстерий.

Следующая, уже более слабая морская ингрессия, отмеченная в Западной Польше (Я. Копик, 1962), вероятно не достигла Свентокшского региона. Появляющиеся кое-где ризоиды (табл. 8) указывают на периодические обмеления и осушения дна.

В боруцицкой серии преобладают песчаники с подчиненными включениями аргиллитов и алевролитов. В них не наблюдалось никакой фауны, кроме ходов червей, местами довольно многочисленных.

Кровельные слои боруцицкой серии характеризуются многочисленным распространением мелких ходов червей (табл. X, фиг. 2; табл. XI фиг. 1, 2). Часто также встречаются здесь растительные остатки, как правило в виде мелкодетритуса. В восточном обрамлении Свентокшских гор были найдены листья беннетитов *Otozamites falsus* Harr. (табл. VII, фиг. 8, 9), известных в эстуариевых слоях в Англии. Верхний лейас Свентокшского региона характеризуется присутствием комплекса макроспор с наиболее типичной *Thomsonia phyllicus* (Murr.) Pot. и *Erlansonisporites tegimentus* Marc. (табл. VII, фиг. 2). Микроскопические исследования проводятся в настоящее время.

В разрезе боруцицкой серии ризоиды представлены в большом количестве, что свидетельствует о частых перерывах осадконакопления, по всей вероятности в основном дельтового. С этим связаны значительные колебания мощности отложений. Максимальная мощность до 145 м наблюдается в осевой части антиклинали. К периферии она резко сокращается до полного выклинивания осадков (табл. VII).

Проведение границы между песчаниками боруницкой серии и вышележащими породами бурой юры местами сопряжено с большими трудностями. Это обусловлено распространением в подошве догера белых песчаников, мало отличающихся от верхнелейасовых песчаников. В более

полных разрезах диагностическим признаком песчаников в подошве аалена, отнесенного в Польше к средней юре, является большое количество у-образных каналов *Diplocraterion* (В. Карашевски, 1967).

#### ОБЪЯСНЕНИЯ К ФИГУРАМ

- Фиг. 1. Мощность отложений нижней юры в Свентокшиских горах и смежных районах (по И. Юркевичовой, 1967)  
1 — породы древнее лейаса, 2 — важнейшие точки замера мощности лейаса в буровых скважинах, 3 — изопахиты отложений лейаса через 100 м
- Фиг. 2. Расположение важнейших местностей и разрезов нижней юры в Свентокшиских горах  
1 — палеозойское ядро, 2 — триас, 3 — юра, 4 — мел, 5 — граница выходов лейаса
- Фиг. 3. Сноховицкие слои (нижний лейас) — южно-западное обрамление Свентокшиских гор (Сноховице) (по Р. Дадлезу, 1962)  
1 — гравий, 2 — пески и песчаники
- Фиг. 4. Схема распространения сноховицких и поломских слоев в Свентокшиском и Краковско-Велюньском регионах (по Р. Дадлезу, 1962)  
1 — схематическая граница обнаженного палеозоя в Свентокшиском и Краковском регионах, 2 — предполагаемые границы каледонских (К) и герцинских (Н) сооружений, 3 — граница распространения сноховицких и поломских слоев, 4 — другие места распространения гравия в нижнем лейасе, 5 — максимальный диаметр частиц гравия, 6 — предполагаемое направление транспортировки кластического материала, 7 — граница распространения мела в Нидзкой мульде, 8 — граница карпатского надвига
- Фиг. 5. Направление транспортировки кластического материала в лейасе северного и северо-восточного обрамления Свентокшиских гор (по Р. Унругу, 1962)  
1 — палеозой, 2 — триас, 3 — нижняя юра, 4 — средняя и верхняя юра, 5 — мел  
a — направления слоистости, b — среднее направление слоистости в загайской и склобской сериях (геттанж), c — среднее направление слоистости в верхних сериях свентокшиского лейаса  
A — распределение средних направлений слоистости, B — распределение диагональной слоистости (по данным всех замеров)

Перевел: Е. Федак

## LOWER JURASSIC

(with 5 Figs. and 11 Pls.)

### SUMMARY

**Abstract.** In the present article the authors attempt to provide a synthesis of studies concerning the Lower Jurassic of the Góry Świętokrzyskie. The article is based on published as well as unpublished materials. A critical analysis of different views concerning the stratigraphy of the Lower Jurassic on the Góry Świętokrzyskie is followed by the correlation of lithostratigraphic complexes distinguished in this area. Pa-

laentological data, comprising the fauna as well as the flora, have been considered here to a greater extent than before. As a result of this, the stratigraphic position of some lithostratigraphic members has been more closely defined. The article ends with some remarks on the development of the Lower Jurassic sedimentation basin in the area concerned.

### LOWER AND MIDDLE LIAS

Lower Jurassic formations surround the Palaeozoic core of the Góry Świętokrzyskie from the north, west and south-west with a wide band of surface and sub-Quaternary outcrops. The predominantly continental development of these deposits and consequent scarcity of index marine fauna rise to considerable difficulty in determining the stratigraphical classification that should be applied and its correlation with existing standard biostratigraphic schemes. For the same reason the lithostratigraphic units (series), which are mainly regional, have to serve as a basis in classifying the Lias of this region. Depending on the quantity and value of the palaeontological material they contain, these units are assigned a more or less precise correlation with definite standard faunal zones.

Historically geological work on the Góry Świętokrzyskie Lias may be divided into two phases. In the beginning Lower Jurassic formations were investigated in natural outcrops (J. Czarnocki, 1925–1927; C. Kuźniar, 1922–1943; E. Passendorfer, 1925–1927; J. Samsonowicz, 1923–1952). The next phase extended the determination of sequences by drilling (E. Cieśla, Z. Kozydra, 1958; I. Jurkiewiczowa, 1952–1967; W. Karaszewski, 1947–1967; Z. Kozydra, 1955–1962; R. Krajewski 1947–1958; K. Pawłowska, 1962; R. Wyrwicki, 1960–1966) and was enriched by the general application of microfaunal, macrofaunal and microfloral investigations (J. Kopik, 1960–1967; T. Marcinkiewicz, 1957–1966; T. Orłowska-Zwolińska, 1960; M. Rogalska, 1956). Sedimentological and petrographical investigations were also carried out (R. Dadlez, 1962; Z. Kozydra, R. Wyrwicki, 1962; W. Pawlica, 1920; R. Unrug, 1962; R. Wyrwicki, 1960–1966). The macroscopic investigation of plant remains was carried out mainly in the last years of the nineteenth century (M. Raciborski, 1891, 1892), renewed in the thirties (A. Makarewiczówna, 1928) and again in the last few years (I. Grabowska, 1962).

The oldest deposits of the Góry Świętokrzyskie Lower Jurassic are claystones, siltstones and sandstones containing sideritic spherulites, siderites and interbeds of coal. They are included in the Zagaje Series (coal and ore) and make direct contact with the Rhaetian deposits which are broken by a gap covering the lowest member of the Lias (or Upper Rhaetian?). Sedimentational continuity (variegated Parszów Beds)<sup>31</sup> is preserved in sporadic cases only. The thickness of the Zagaje Series in the north-east part of the margin of the Góry Świętokrzyskie is from 50 to 80 m. In the northern part this increases to 140 m, and finally in the extreme southern stretch of the margin (in the neighbourhood of Szydłów) it tapers off to about 35 m. In the western part and in a portion of the southern part of the margin the deposits of this series are missing. The age of the Zagaje Series (Lower Hettangian, Lias  $\alpha_1$ ) is indicated mainly by the micro- and macrofloral remains discovered: *Nathorstisporites hopliticus* Jung and *Lycostrobus scotti* Nath. The macroflora of greatest significance is *Thaumatopteris schenki* Nath. Faunal fossils, found in place, include both marine and brackish types (*Liostrea* sp., *Estheria* sp., *Darwinula* sp., *Haplopragmoides* sp.).

The next series is known as the Skłoby or Gromadzice Series and is from 30 to 100 m thick. It forms mainly sandstone-siltstone deposits, gravels and conglomerates. The presence of the megaspores *Nathorstisporites hopliticus* Jung and microspores *Lycostrobus scotti* Nath. indicate that it still belongs to the Lias  $\alpha$  (Lias  $\alpha_2$ , Upper Hettangian?). As in the lower lying Zagaje Series, the Skłoby Series has been found to contain intercalations with marine fauna (? *Cardinia* ex gr. *folli* Lund., *Haplopragmoides* sp., *Jaculella* sp.). As is shown by the investigations of R. Unrug (1962) and R. Dadlez (1962),

<sup>31</sup> According to the unpublished palaeobotanical investigations by T. Marcinkiewicz.

elastic material from the Lower Lias was transported to the Góry Świętokrzyskie area mainly from the south or south-east.

The higher lying Zarzecze Series (Ore-bearing) is made up of clayey schists with siderites, and to a lesser extent with sandstones and siltstones. The last sites where the megaspores *Nathorstisporites hopliticus* Jung occur fix the date of the Zarzecze Series definitely as Lias  $\alpha$  (Lias  $\alpha_3$ ?, Lower Sinemurian?). The considerably greater number of sites at which marine fauna occur in the Zarzecze Series (*Cardinia* sp., *Pholidophorus angustus* Agass., *Semionotus* cf. *bergeri* Agass., *Ammodiscus* cf. *orbis* Lal., *Cornuspira* cf. *orbicula* (Terq. et Berth.) and others) indicates the increase of marine influences in this period. The thickness of the Zarzecze Series varies from 40 to 110 m.

The next occurring complex of deposits may be divided into two smaller lithostratigraphical units: the Ostrowiec Series and Koszów Series (W. Karaszewski, 1962). It may also be treated as a single continuous unit in which case it is known as the Żarnów Series (I. Jurkiewiczowa, 1961, 1967). These series were formed in different sedimentational conditions. The connection with the sea had already been broken and sedi-

mentation took place most frequently in landlocked basins. The type of deposits that predominate are sandstones containing interlayers of siltstones and laminated with sandstone-siltstone rocks (known as Alternating Complex). The thickness of this complex varies from 40 to 200 m.

The Gielniów Series lies immediately above and its higher members show traces of renewed marine ingressions (numerous sites with marine fauna). Siltstones, sandstones and claystones with siderites and local fire-clay rocks (Chmielów Clays) containing large quantities of plant remains (W. Karaszewski, 1965) are typical for these deposits. The thickness of the Gielniów Series varies from 15 to 70 m.

The final Middle Liassic sedimentation is the Drzewica or Bronów Series with a thickness of from 45 to 180 m. It again shows signs of a predominantly limnic régime. Connection with the ocean was interrupted, while the sedimentation basin was reduced in size and no doubt broken up into smaller units. In places eolian sedimentation or local elevation above sea level occurred. A fundamental change in conditions did not occur until the Toarcian, at the time of sedimentation of the Ciechocinek Series, which came next.

## UPPER LIAS

The new stratigraphic classification of the Góry Świętokrzyskie Lias introduced by W. Karaszewski (1960, 1962) provided a basis for distinguishing the Upper Lias from the uppermost part of the Ostrowiec Series of J. Samsonowicz (1929).

The thickness of the Toarcian in the Góry Świętokrzyskie region reaches about 220 m in the zone of fullest development of the Lias. It falls here into two lithologically different series: the Ciechocinek Series corresponding to Lias  $\epsilon$  and the Borucice Series, corresponding to Lias  $\zeta$ .

The typical Ciechocinek Series, contains clays and silts with an aquamarine shade, or sometimes bluish. Occasional insertions of siderites are met here, sometimes accompanied by intercalations of reddish clays (R. Wyrwicki, 1966). Small banks with *Estheria* are common amongst the clays.

The Ciechocinek Series shows a similar development wherever it occurs, which is over virtually the whole area of occurrence of the Lias in Poland. It is known as the „Green Series” or „*Estheria* Series”. It was first distinguished as the Ciechocinek Series by S. Z. Różycki (1958) writing of its occurrence in Kujawy. R. Dadlez (1964) introduced the term „the Gryfice Series” for the corresponding deposits in Western Pomerania.

The thickness of the Ciechocinek Series in the Góry Świętokrzyskie region varies from 20 to 80 m (Tab. 7). In its lower part I. Jurkiewiczowa (1961, 1967) confirmed the occurrence of foraminifer microfauna connected with Lias  $\epsilon_1$ , indicating powerful marine influences on Western Pomerania (H. Frenbold, 1928; R. Brinkmann, 1934; R. Dadlez, 1958, 1964; J. Kopik, 1960a).

This extensive but short lasting transgression exceeded in places the extent of the Lias basin in Poland up to that time. The basin subsequently became brackish, as is shown by the occurrence of the *Estheria* already mentioned.

The effects of the next, weaker marine ingressions to leave traces in Western Poland (J. Kopik, 1962) are assumed not to

have reached the Góry Świętokrzyskie region. The appearance here and there of rhizoids (Tab. 8) provides evidence of periods in which the sea became shallower and the bottom emerged above sea level.

Sandstones with subsidiary intercalations of claystones and siltstones predominate in the Borucice Series. No remains of fauna are found here with the exception of tubes left by worms, which are plentiful in places.

The top layers of the Borucice Series show numerous small worm tubes (Pl. X, Fig. 2; Pl. XI, Figs. 1 and 2). Plant remains are also frequently found here, as a rule in the form of the fine detritus. In the eastern part of the margin of the Góry Świętokrzyskie leaves are found of *Bennettites*, *Otozamites falsus* Harr. (Pl. VII, Figs. 8 and 9), which are known from the Estuarine Series in England. The Upper Lias of the Góry Świętokrzyskie is typified by the presence of a megaspore complex in which *Thomsonia phyllicus* (Murr.) Pot. and *Erlansonisporites tegimentus* Marc. are the most typical (Pl. VII, Fig. 2). Microscopic examinations are being carried out.

In the sequence of the Borucice Series rhizoids occur relatively frequently which indicates frequent interruptions in the sedimentation, which is assumed to be mainly deltaic. The large variations in thickness of the deposits are connected with maximum thickness of up to 145 m is found at the axis of the anticline. Towards the periphery it decreases rapidly and disappears (Pl. VII).

The separation of the Borucice Series of sandstones from the Brown Jurassic formations lying upon them sometimes presents difficulties. These are due to the common occurrence of white sandstones in the bottom of the Dogger, differing only slightly from the Upper Liassic sandstones. In the more complete sequences an identification feature for the sandstones at the bottom of the Aalenian, assigned in Poland to the Middle Jurassic, is the copious occurrence of U-shaped butes left by *Diplocraterion* (W. Karaszewski, 1967).

Translated by D. C. Williamson

Stratigraphy		Western margin (vicinity of Zarnów) I. Jurkiewiczowa (1962)		Stratigraphy	North margin (vicinity of Drzewi W. Karaszewski (1960-1962), Z	
Dogger Vesulian		Lithology	Fossils	Studziana Series (Lower Aalenian)	Lithology	
Upper Lias Toarcian	Upper	Borucice Series Sandstone part (35-50 m)	Sandstones, fine- or medium-grained, siltstone intercalations; conglomerate and clay lenses, and coal fragments in the lower part	<i>Thomsonia phyllicus</i> (Murr.) Pot., <i>Echitriletes hispidus</i> Marc. Rhizoids	Borucice Series (120-145 m) Upper Complex (40-55 m) Middle Complex (40-45 m) Lower Complex (45 m)	Sandstones, light-grey, fine- or medium-grained, interbedded with light-grey or grey siltstones and claystones; more numerous intercalation of medium-grained sandstone occur in the lower part; numerous plant remnants, muscovite, pyrite concentrations
			Clay part (10-25 m)	Siltstones, grey, greenish in places, and alternating complex with sandstone intercalations, sideritic spherulites, plant detritus		<i>Thomsonia phyllicus</i> (Murr.) Pot., <i>Erlansonisporites tegimentus</i> Marc., <i>Triletes</i> sp. „A” (Murr.) Marc.
		Lower	Green Series (Estherian) (40-50 m)	Clays, siltstones, and alternating siltstone-sandstone complex, greenish or cherry-red, with siderite, intercalation, siderite spherulites, copious plant detritus, coal		<i>Estheria</i> sp., <i>Thomsonia phyllicus</i> (Murr.) Pot., <i>Erlansonisporites excavatus</i> Marc., <i>Echitriletes hispidus</i> Marc., <i>Triletes</i> sp. „A” (Murr.) Marc. Worm tubes Rhizoids
	Sub-Green Series (Sub-Estherian) (20-30 m)			Sandstones and alternating siltstone-sandstone complex, sideritic brownish siltstones, sideritic spherulites, copious mica	<i>Ammodiscus glumaceus</i> Gerke et Sossip., <i>Ammodiscus orbis</i> Lal., <i>Trochammina</i> sp., <i>Haplophragmoides</i> sp., <i>Glomospira</i> sp., <i>Lenticulina</i> sp. etc. <i>Ostracoda</i> sp., <i>Gastropoda</i> sp., <i>Thomsonia phyllicus</i> (Murr.) Pot., <i>Echitriletes spicatus</i> Marc. etc. Worm tubes	Ciechocinek Series (70-75 m) Middle Complex (25 m) Lower Complex (over 20 m)

Lias in the areas with fully developed sequences

North margin (vicinity of Drzewica) W. Karaszewski (1960-1962), Z. Kozydra (1960)		Stratigraphy		North-eastern margin (cross-section Brody - Lubienia) W. Karaszewski, Z. Kozydra (1960), Z. Kozydra (1962)		
Lithology	Fossils	Aalenian		Lithology	Fossils	
Sandstones, light-grey, fine- or medium-grained, interbedded with light-grey or grey siltstones and claystones; more numerous intercalation of medium-grained sandstone occur in the lower part; numerous plant remnants, muscovite, pyrite concentrations	Worm tubes Rhizoids	Aalenian	Borucice Series (125 m)	Upper Complex (43,5 m)	Sandstones and siltstones at the top, laminated with plant detritus in places, inserts of coarser grains, clay galls, subsolifluctional, disturbances, pyrite, siderite, impregnations of the rock	<i>Triletes</i> sp. „A” (Murr.) Marc., <i>Bacuriteles hamatus</i> Marc., <i>Echirriteles hispidus</i> Marc. Worm tubes
				Middle Complex (36 m)	Siltstones and claystones, grey, alternating with sandstones, plant detritus	Rhizoids Worm tubes <i>Czekanowskia</i> sp.
				Lower Complex (45,5 m)	Sandstones and siltstone-sandstone alternating complex, fine- and medium-grained sandstone at the bottom, pyrite, subsolifluctional disturbances	Worm tubes <i>Otozamites falsus</i> Harr.
Claystones, sea-green or greenish-grey, with intercalations of siltstone that is laminated with sandstone, clayey siderite, sphaeroidite, sideritic spherulites, sandstones at the bottom; mica, zones of fossil soil, hieroglyphs, subsolifluctional disturbances, plant detritus	<i>Estheria</i> sp. Worm tubes Rhizoids	Aalenian	Ciechocinek Series (64 m)	Upper Complex (20 m)	Claystones and siltstones, greenish and bluish, laminated with sandstones, clayey siderite, siderite spherulites, alternating complexes; medium-grained sandstones with clay galls at the bottom	<i>Estheria</i> sp., <i>Thomsonia phylliscus</i> (Murr.) Pot., <i>Erlansonisporites tegimentus</i> Marc., <i>Erlansonisporites excavatus</i> Marc. Worm tubes Rhizoids
				Middle Complex (15 m)	Siltstones and alternating complexes, grey-greenish or bluish-grey, with sphaeroidites, lower fine-grained sandstones with intercalations of grey siltstones and claystones	Rhizoids Worm tubes
				Lower Complex (29 m)	III cycle (12,5 m)	Claystones, dark-grey, laminated sandstone with inserts of clayey siderite, lower fine-grained sandstones
Alternating complexes and sandstones with intercalations of grey or olive-grey siltstones and claystones, limonitic in places, mica, subsolifluctional disturbances, hieroglyphs, muscovite, plant detritus		Aalenian	Ciechocinek Series (64 m)	II cycle (7,5 m)	Siltstones, light-grey with greenish tint, with sideritic spherulites, or grey, sideritic in places; medium and coarse-grained sandstones with coal fragments at the bottom	
				I cycle (8,4 m)	Siltstones and grey, clay, fine-, medium- or coarse-grained sandstones with feldspars; pyrite, plants	Rhizoids Worm tubes

TABLICE I OBJAŚNIENIA

TABLICA I

- Fig. 1. Sferosyderyty z dolnej części serii zagajskiej (lias dolny). Północne obrzeżenie Gór Świętokrzyskich. Soltyków koło Odrowąża  
Сферосидериты в нижней части загайской серии (нижний лийас). Северное обрамление Свентокшиских гор. Сольтыкув близ с. Одровонж  
Sphaerosiderites from the lower part of the Zagaje Series (Lower Lias). North part of the Góry Świętokrzyskie margin. Soltyków near Odrowąż

*Fot. R. Wyrwicki*

- Fig. 2. Piaskowce serii gromadzickiej (skłobskiej) (lias dolny). Północno-wschodnie obrzeżenie Gór Świętokrzyskich. Podole koło Opatowa  
Песчаники громадзиской (склобской) серии (нижний лийас). Северо-восточное обрамление Свентокшиских гор. Подоле близ г. Опатув  
Sandstones of the Gromadzice (Skłoby) Series (Lower Lias). North-east part of the Góry Świętokrzyskie margin. Podole near Opatów

*Fot. R. Wyrwicki*

- Fig. 3. Osady piaszczysto-żwirowe warstw snochowickich (lias dolny). Południowo-zachodnie obrzeżenie Gór Świętokrzyskich. Snochowice  
Песчано-гравийные отложения сноховицких слоев (нижний лийас). Юго-запажное обрамление Свентокшиских гор. Сноховице  
Sandy-gravelly deposits in the Snochowice Beds (Lower Lias). South-west part of the Góry Świętokrzyskie margin. Snochowice

*Fot. R. Dadlez*



Fig. 1



Fig. 2



Fig. 3

TABLICA II

Drobnoziarniste piaskowce serii rudonośnej (lias dolny) z *Asterosoma?* sp. Północne obrzeżenie Gór Świętokrzyskich. Gliniany Las (na N od Końskich)

Okaz z kolekcji W. Karaszewskiego

Мелкозернистые песчаники рудоносной серии (нижний лйас) с *Asterosoma ?* sp. Северное обрамление Свентокшиских гор. Глиняны-Ляс (к северу от г. Коньске)

Экземпляр из коллекции В. Карашевского

Fine-grained sandstones from the Ore-bearing Series (Lower Lias) with *Asterosoma?* sp. North part of the Góry Świętokrzyskie margin. Gliniany Las (to the north of Końskie)

Specimen from the collection of W. Karaszewski



TABLICA III

Fig. 1, 2. Skalki zbudowane z piaskowców serii ostrowieckiej (lias dolny). Północne obrzeżenie Gór Świętokrzyskich. Piekło koło Nieklania  
Утесы, сложенные песчаниками островцкой серии (нижний лйас). Северное обрамление Свентокшиских гор. Пекло близ Неклания  
Rocks made up of sandstones from the Ostrowiec Series (Lower Lias). North part of the Góry Świętokrzyskie margin. Piekło near Nieklania

*Fot. R. Wyrwicki (Fig. 1)*

*W. Karaszeowski (Fig. 2)*



Fig. 1

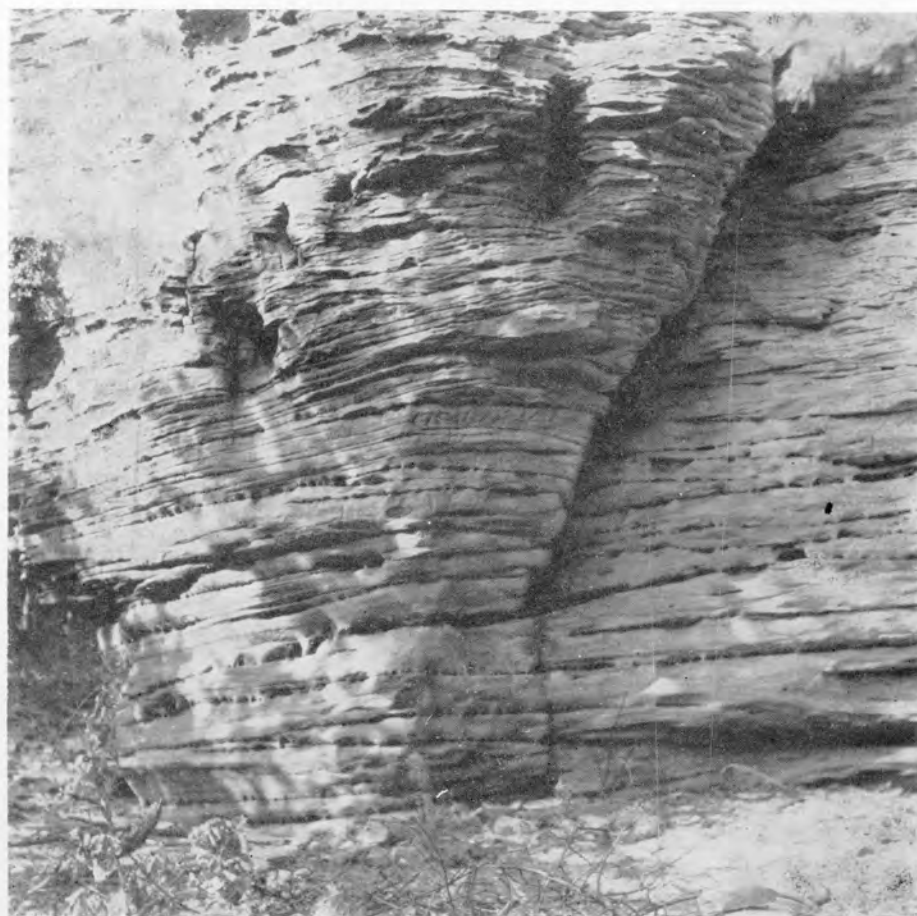


Fig. 2

TABLICA IV

- Fig. 1. Cienkopłytowe piaskowce serii koszorowskiej (lias dolny). Północne obrzeżenie Gór Świętokrzyskich. Okolice Wąchocka  
Тонкоплитчатые песчаники кошоровской серии (нижний лейас). Северное обрамление Свентокшиских гор. Окрестности с. Вонхоцк  
Thin-plate sandstones of the Koszów Series (Lower Lias). North part of the Góry Świętokrzyskie margin. In the neighbourhood of Wąchock

*Fot. W. Karaszewski*

- Fig. 2. Piaskowce szydlowieckie (seria drzewicka) środkowego liasu z widocznym w dolnej części profilu warstwowaniem przekątnym. Północne obrzeżenie Gór Świętokrzyskich. Szydłowiec (kamieniołom Podkowińskiego)  
Шидловецкие песчаники (джевицкая серия) с заметной диагональной слоистостью в нижней части (нижний лейас). Северное обрамление Свентокшиских гор. Шидловец (карьер Подковиньского)  
Szydłowiec Sandstones (Drzewica Series) with cross-bedding visible in the lower part (Lower Lias). North part of the Góry Świętokrzyskie margin. Szydłowiec (quarry of Podkowiński)

*Fot. W. Karaszewski*



Fig. 1

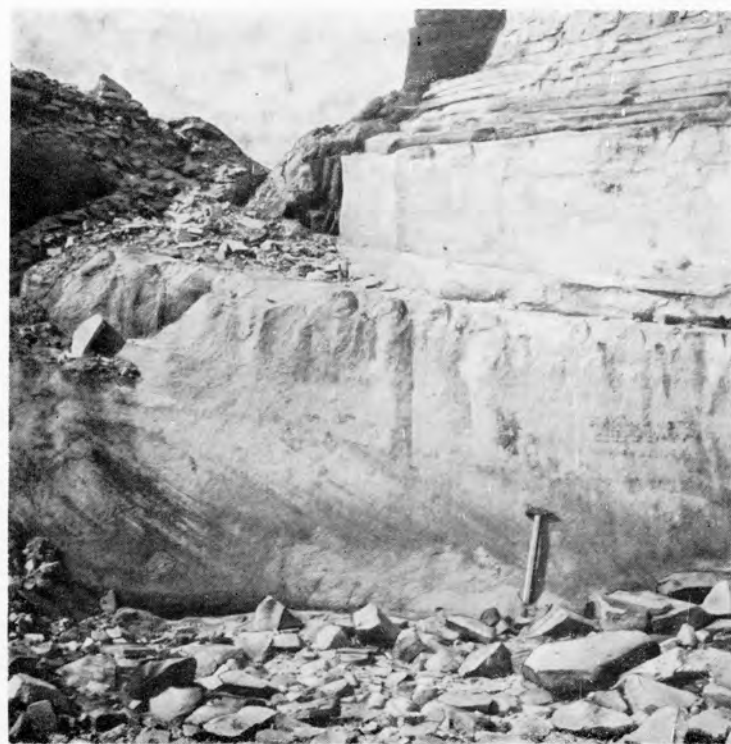


Fig. 2

TABLICA V

Dolnoliasowe piaskowce serii rudonośnej(?) z małzami *Cardinia* sp. Północne obrzeżenie Gór Świętokrzyskich. Stąporków, Osicowa Góra

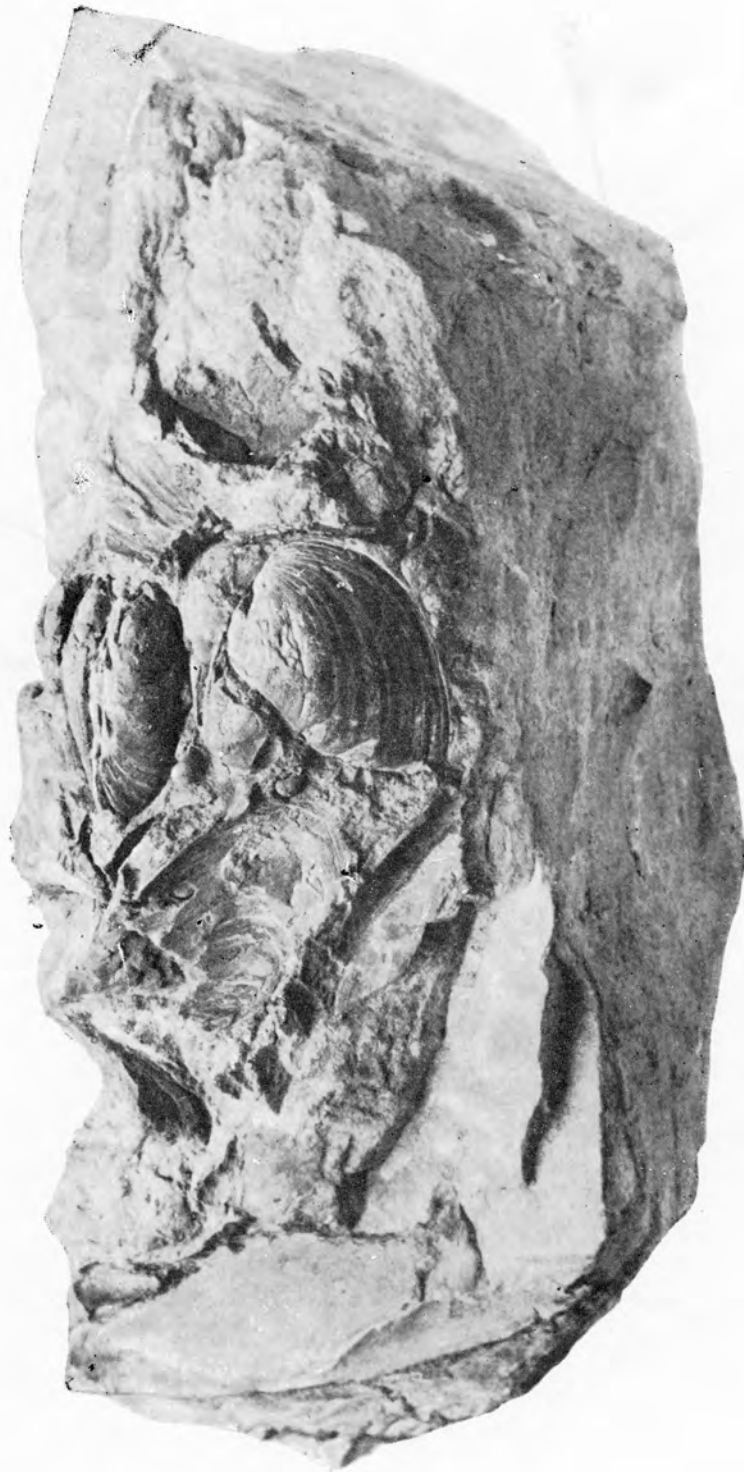
Okaz z kolekcji J. Czarnockiego (Muzeum Inst. Geol.)

Нижнелиасовые песчаники рудоносной серии (?) с пелечинодами *Cardinia* sp. Северное обрамление Свентокшиских гор. Стомпоркув, Осицова Гура

Экземпляр из коллекции Я. Чарноцкого (Музей Геол. инст.)

Sandstones from the Ore-bearing Series (?) of the Lower Lias with pelecypod *Cardinia* sp. North part of Góry Świętokrzyskie margin. Stąporków, Osicowa Góra

Specimen from the collection of J. Czarnocki (Museum of the Geological Institute)



TABLICA VI

Fauna jury dolnej G6r Świętokrzyskich  
Нижнеюрская фауна Свентокшиских гор  
Lower Jurassic fauna in the G6ry Świętokrzyskie

- Fig. 1. *Cardinia* sp. Seria gielniowska, karyks (według J. Kopika, 1960a)  
*Cardinia* sp. Гельнёвская серия, карикс (по Я. Копику, 1960a)  
*Cardinia* sp. Gielni6w Series, Carixian (according to J. Kopik, 1960a)
- Fig. 2. *Pronoella* sp. cf. *elongata* Cox (według J. Kopika, 1960a)  
*Pronoella* sp. cf. *elongata* Cox (по Я. Копику, 1960a)  
*Pronoella* sp. cf. *elongata* Cox (according to J. Kopik, 1960a)
- Fig. 3. *Pleuromya forchhammeri* Lund. (według J. Kopika, 1960a)  
*Pleuromya forchhammeri* Lund. (по Я. Копику, 1960a)  
*Pleuromya forchhammeri* Lund. (according to J. Kopik, 1960a)
- Fig. 4. A—B. *Semionotus* cf. *bergeri* Agass. (według Z. Maślankiewiczowej, 1965)  
*Semionotus* cf. *bergeri* Agass. (по З. Маслянкевичовой, 1965)  
*Semionotus* cf. *bergeri* Agass. (according to Z. Maślankiewiczowa, 1965)



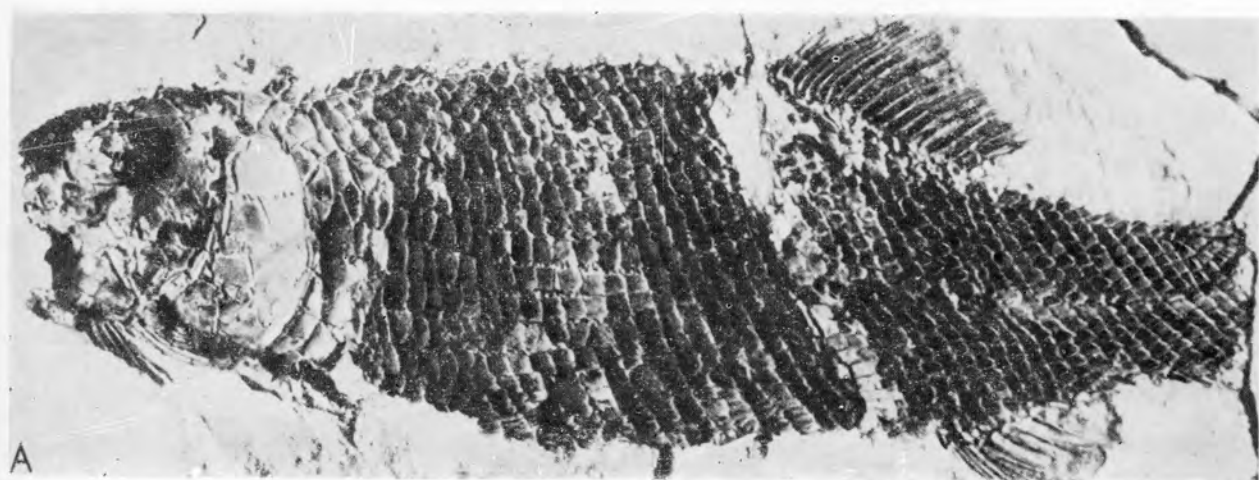
1



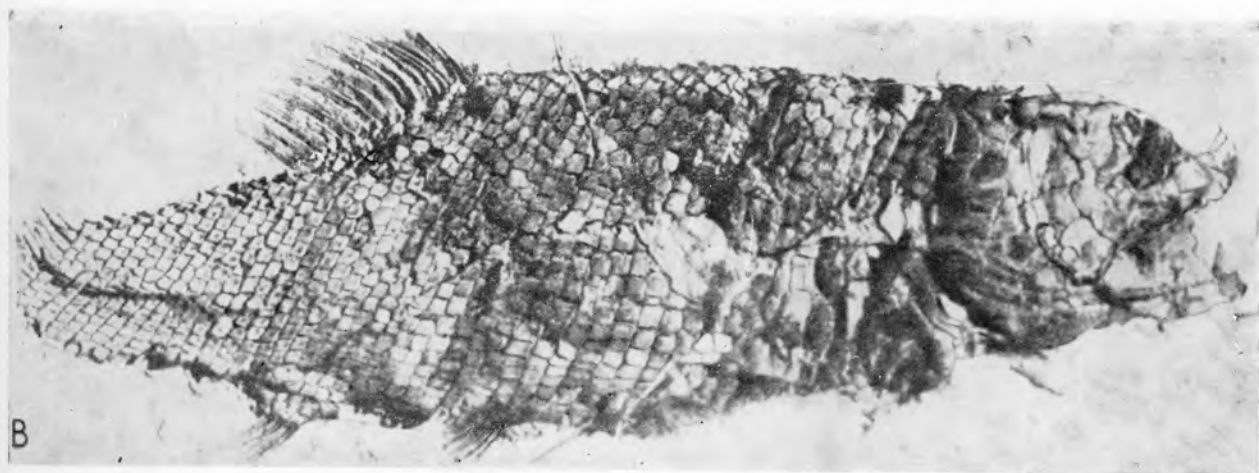
2



3



A



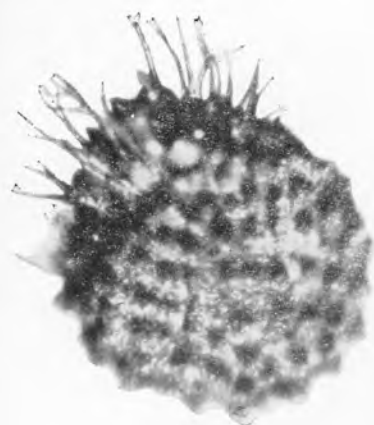
B

4

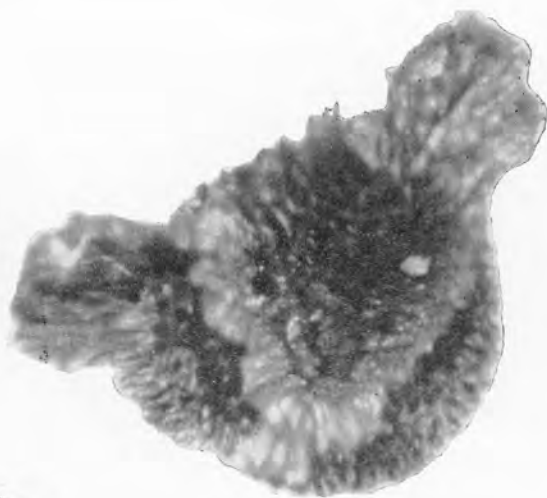
TABLICA VII

Niektóre skamieniałości roślinne jury dolnej Gór Świętokrzyskich  
 Некоторые окаменелости нижнеюрской растительности Свентокшиских гор  
 Some plant fossils of the Lower Jurassic from the Góry Świętokrzyskie

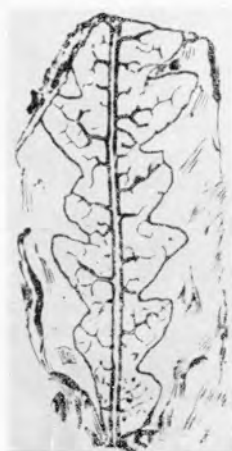
- Fig. 1. *Nathorstisporites hopliticus* Jung. Seria zagajska (hetang). Odrowąż (według T. Marcinkiewicza, 1960)  
*Nathorstisporites hopliticus* Jung. Загайская серия (геттанж). Одровонж (по Т. Марцинкевичу, 1960)  
*Nathorstisporites hopliticus* Jung. Zagaje Series (Hettangian). Odrowąż (according to T. Marcinkiewicz, 1960)
- Fig. 2. *Minerisporites richardsoni* (Murr.) Pot. Seria ciechocińska (toark). Otwór Niemojewice, głęb. 19,8 m (det. T. Marcinkiewicz)  
*Minerisporites richardsoni* (Murr.) Pot. Цехоцинская серия (тоар). Скважина Немоевице, глуб. 19,8 м (по Т. Марцинкевичу)  
*Minerisporites richardsoni* (Murr.) Pot. Ciechocinek Series (Toarcian). Niemojewice, bore-hole, 19,8 m deep (determined by T. Marcinkiewicz)
- Fig. 3. *Thaumatopteris schenki* Nath. Seria zagajska (hetang). Gromadzice (według M. Raciborskiego, 1891)  
*Thaumatopteris schenki* Nath. Загайская серия (геттанж). Громадзице (по М. Рациборскому, 1891)  
*Thaumatopteris schenki* Nath. Zagaje Series (Hettangian). Gromadzice (according to M. Raciborski, 1891)
- Fig. 4. *Czekanowskia nathorsti* Harr. (= *Czekanowskia rigida* Heer in A. Makarewiczówna, 1928). Seria zagajska (hetang) i gielniowska (glinki chmielowskie), karyks. Gromadzice, Chmielów (według A. Makarewiczówny, 1928)  
*Czekanowskia nathorsti* Harr. (= *Czekanowskia rigida* Heer in A. Макаревичувна, 1928). Загайская серия (геттанж) и гельнёвская серия (хмельёвские суглинки), карикс. Громадзице, Хмелюв (по А. Макаревичувной, 1928)  
*Czekanowskia nathorsti* Harr. (= *Czekanowskia rigida* Heer in A. Makarewiczówna, 1928). Zagaje Series (Hettangian) and Gielniów Series (Chmielów fire-clays), Carixian. Gromadzice, Chmielów (according A. Makarewiczówna, 1928)
- Fig. 5. *Nilssonina orientalis* Heer. Seria zagajska i gielniowska (glinki chmielowskie), hetang — Gromadzice, karyks — Chmielów (według A. Makarewiczówny, 1928)  
*Nilssonina orientalis* Heer. Загайская и гельнёвская серии (хмельёвские суглинки), геттанж — Громадзице, карикс — Хмелюв (по А. Макаревичувной, 1928)  
*Nilssonina orientalis* Heer. Zagaje Series and Gielniów Series (Chmielów fire-clays), Hettangian — Gromadzice, Carixian — Chmielów (according to A. Makarewiczówna, 1928)
- Fig. 6. *Nilssonina simplex* (Nath.) Makar. Seria gielniowska (glinki chmielowskie), karyks. Chmielów (według A. Makarewiczówny, 1928)  
*Nilssonina simplex* (Nath.) Makar. Гельнёвская серия (хмельёвские суглинки), карикс. Хмелюв (по А. Макаревичувной, 1928)  
*Nilssonina simplex* (Nath.) Makar. Gielniów Series (Chmielów fire-clays), Carixian. Chmielów (according A. Makarewiczówna, 1928)
- Fig. 7. *Dictyophyllum acutilobum* (Braun) Schenk. Seria gielniowska (glinki chmielowskie), karyks. Chmielów (według A. Makarewiczówny, 1928)  
*Dictyophyllum acutilobum* (Braun) Schenk. Гельнёвская серия (хмельёвские суглинки), карикс. Хмелюв (по А. Макаревичувной, 1928)  
*Dictyophyllum acutilobum* (Braun) Schenk. Gielniów Series (Chmielów fire-clays), Carixian. Chmielów (according to A. Makarewiczówna, 1928)
- Fig. 8. *Otozamites falsus* Harr. Seria borucicka, toark. Otwór wiertniczy Wyszmontów, głęb. 210,0 m (det. T. Marcinkiewicz)  
*Otozamites falsus* Harr. Боруцицкая серия, тоар. Скважина Вышмонтув, глуб. 210,0 м (по Т. Марцинкевичу)  
*Otozamites falsus* Harr. Borucice Series, Toarcian. Wyszmontów bore-hole, 210.0 m deep (determined by T. Marcinkiewicz)



1



8



7



5



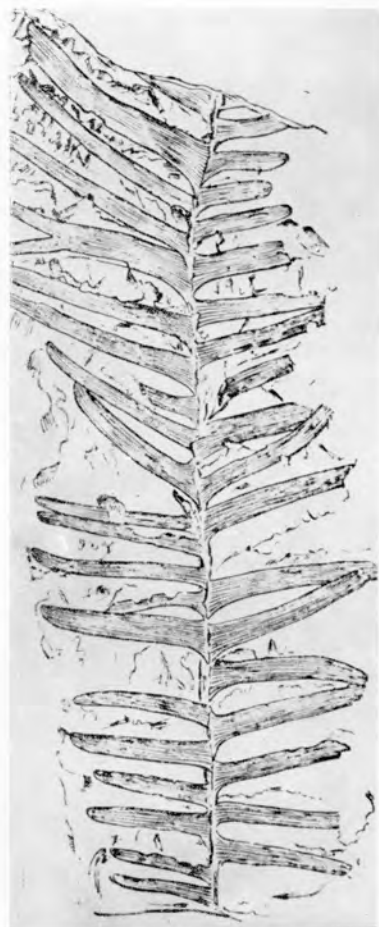
9



3



4



6

TABLICA VIII

Fig. 1. Ściana kamieniołomu z piaskowcami, miejscami przekątnie warstwowanymi, zawierającymi przeławiczenie mułowców. Lias górny, seria ciechocińska, kompleks spągowy. Wieś Strzyżów na południowy zachód od Drzewicy (pow. Przysucha)

Стенка карьера в песчаниках, местами диагонально слоистых, содержащих прослойки алевролитов. Верхний лейас, цехоцинская серия, приподшвенная часть. С. Стшижув, юго-западнее Джевицы (район г. Пшисуха)

Quarry face with sandstones, transversely layered in places, containing interbeds of siltstones. Upper Lias, Ciechocinek Series, bottom complex. Strzyżów village to the south-east of Drzewica (District Przysucha)

*Fot. W. Karaszewski*

Fig. 2. Wśród piaskowców widoczne konkrecyjne formy o otoczce limonitycznej. Wieś Strzyżów na południowy zachód od Drzewicy (pow. Przysucha)

Конкреционные формы с лимонитовой каемкой в песчаниках. С. Стшижув, юго-западнее Джевицы (район г. Пшисуха)

Concretional forms with limonitic coat visible amongst sandstones. Strzyżów village to the south-east of Drzewica (District Przysucha)

*Fot. W. Karaszewski*

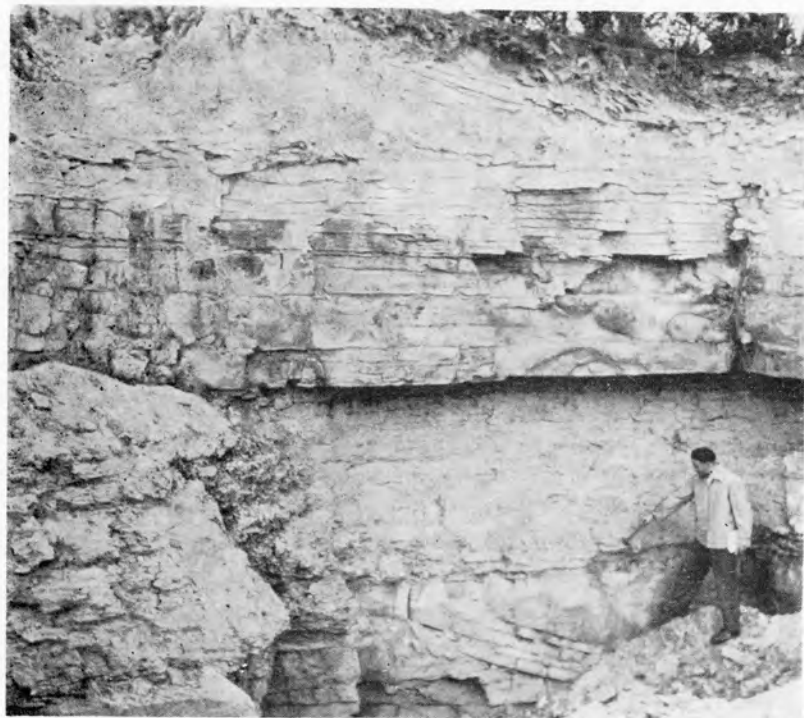


Fig. 1



Fig. 2

TABLICA IX

Fig. 1. Fragment ściany kamieniołomu z ławicami piaskowca wyklinowującymi się, widoczne owalne próżnie po toczącach ilu. Seria ciechocińska, kompleks spągowy (osad deltowy?). Osada Drzewica (pow. Przysucha)

Часть стенки карьера с выклинивающимися слоями песчаника. Заметны овальные отпечатки после глинистых катунов. Цехоцинская серия, приподошвенная часть (дельтовый осадок?). Поселок Джевица (район Пшисуха)

Part of a quarry face with sandstone banks tapering off, oval gaps left by clay galls are visible. Ciechocinek Series, bottom complex (deltaic deposits?). Village Drzewica (District Przysucha)

*Fot. W. Karaszewski*

Fig. 2. Kamieniołom chłopski piaskowców cienkopłytych. Seria borucicka, niższa część. Wieś Trzebina (pow. Opoczno)

Карьер в тонкоплитчатых песчаниках. Боруцицкая серия, нижняя часть. С. Тшебиня (район Опочно)

A peasant's quarry showing thin platy sandstones. Borucice Series, lower part. Trzebina village (District Opoczno)

*Fot. W. Karaszewski*

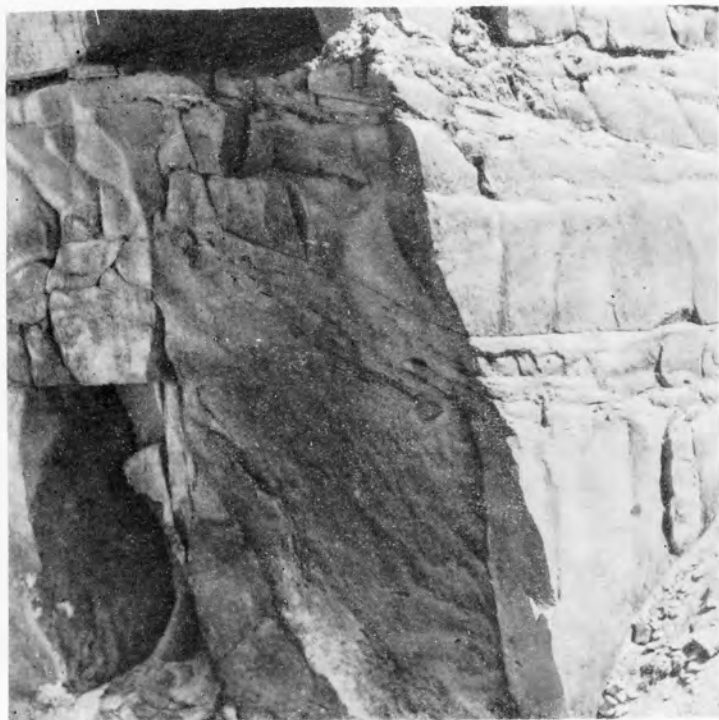


Fig. 1



Fig. 2

TABLICA X

- Fig. 1. Dolna powierzchnia ławicy piaskowca z formami spływowymi. Lias górny, dolny kompleks serii ciechocińskiej. Kamieniołomy w Kuraszkowie (pow. Opoczno). Zmniejsz. 2 : 3  
Нижняя поверхность песчаного слоя с оползневыми формами. Верхний лейас, нижняя часть цехоцинской серии. Карьеры в с. Курашкув (район Опочно). Уменьш. 2 : 3

The lower surface of a sandstone bed with subsolifluctional forms. Upper Lias, lower complex of the Ciechocinek Series. Quarry at Kuraszków (District Opoczno). Diminished 2 : 3

*Fot. Prac. Fotogr. Nauk. Inst. Geol.*

- Fig. 2. Powierzchnia ławicy piaskowca z licznymi śladami działalności drobnych robaków. Lias górny, stropowe piaskowce serii borucickiej. Wieś Libiszów (pow. Opoczno). Wielkość naturalna

Поверхность песчаного слоя с многочисленными следами жизнедеятельности мелких червей. Верхний лейас, кровельные песчаники боруцицкой серии. С. Либишув (район Опочно). Нат. вел.

Surface of a sandstone bed with numerous traces of the activity of small worms. Upper Lias, top sandstones of the Borucice Series. Libiszów village (District Opoczno). Full size

*Fot. Prac. Fotogr. Nauk. Inst. Geol.*



Fig. 1



Fig. 2

TALICA XI

Fig. 1. Górna powierzchnia cienkiej lawicy piaskowca z licznymi śladami działalności drobnych robaków. Lias górny, wyższa część serii borucickiej. Kamieniołomy pod wsią Idzikowice (pow. Opoczno). Wielkość naturalna

Верхняя поверхность тонкого песчаникового слоя с многочисленными следами жизнедеятельности мелких червей. Верхний ляс, верхняя часть боруцицкой серии. Карьеры вблизи с. Идзиковице (район Опочно). Нат. вел.

Upper surface of a thin bed of sandstone with numerous traces of the activity of small worms. Upper Lias, upper part of the Borucice Series. Quarry near Idzikowice village (District Opoczno). Full size

*Fot. Prac. Fotogr. Nauk. Inst. Geol.*

Fig. 2. Boczna powierzchnia okazu z tablicy X, fig. 2 z licznymi kanalikami robaków

Боковые поверхности экземпляра из таблицы X, фиг. 2 с многочисленными ходами червей

Side view of the specimen shown in Plate X, Fig. 2. with numerous worm tubes

*Fot. Prac. Fotogr. Nauk. Inst. Geol.*



Fig. 1



Fig. 2

Janina DANIEC

## JURA ŚRODKOWA

(z 1 fig.)

### Streszczenie

W pracy omówiono stratygrafię wykształcenie litologiczne osadów jury środkowej wchodzących w skład mezozoicznej osłony Gór Świętokrzyskich oraz przedstawiono uwagi o paleogeografii świętokrzyskiej jury środkowej.

Najpełniejszy rozwój osadów zanotowano w północnej części obrzeżenia, gdzie osiągają one około 800 m miąższości. Reprezentowane są tu wszystkie ogniwa jury środkowej, od aalenu po kelowej. W składzie osadów dominującą rolę odgrywa materiał klastyczny, jedynie w górnych ogniwach zaznacza się znaczny udział materiału organodetrytycznego.

Transgresja morska, przychodząca od północnego zachodu, dotarła na obszar świętokrzyski już w aalenu. Objęła ona całe północno-wschodnie i północno-zachodnie obrzeżenie. Osady piaszczyste z pogranicza toarku i aalenu wykazują ciągłość sedimentacji i stanowią pośrednie ogniwo pomiędzy brakicznymi osadami serii esteriovej i typowo morskimi osadami serii ilastej aalenu górnego. Rozkład facji i miąższość osadów wskazuje, że basen sedimentacyjny wydłużony był

ku południowemu wschodowi, a jego środkowa część pokrywała się z przebiegiem osi antykliny Gielniowa.

W bajosie zaznacza się zwiększenie zalewu.

Z początkiem kujawu dolnego obszar antykliny Radoszyc zostaje częściowo wyniesiony, a środkowa część basenu ulega pogłębieniu. Pod koniec kujawu dolnego zasięg morza zwiększa się.

W kujawie środkowym morze zajmuje nowe tereny, pozostające poza dotychczasowymi zalewami. Dociera ono na obszar południowo-zachodniego obrzeżenia. Początkowo dominuje sedimentacja ilasta, a pod koniec kujawu środkowego i w kujawie górnym pojawiają się osady piaszczyste z udziałem organodetrytycznych i zlepionych, które charakterystyczne są także dla wyższych ogniw jury środkowej.

Z początkiem batonu miały miejsce oscylacje zbiornika sedimentacyjnego a pod koniec tego okresu i w kelowej cały obszar świętokrzyski znalazł się w zasięgu morza.

### WSTĘP

Podjmując próbę podsumowania wyników dotychczasowych badań geologicznych nad osadami jury środkowej, wchodzącymi w skład mezozoicznego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich, nie sposób pominąć, że ogromne znaczenie dla ich poznania mają badania prowadzone w ciągu ostatnich lat. Rozwój prac poszukiwawczych, jaki zaznaczył się w tym okresie, umożliwił zgromadzenie bogatych materiałów geologicznych, pochodzących przede wszystkim z wierceń. Oprócz wierceń poszukiwawczych, zlokalizowanych z reguły na wychodniach jury środkowej, przybyło wiele głębokich otworów, które dostarczyły nowych danych o występowaniu i wykształceniu osadów tej epoki tak w obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich, jak i na sąsiednich terenach.

Opracowanie szczegółowego podziału stratygraficznego częstochowskiej jury środkowej, a następnie łączyczej w zasadniczy sposób przyczyniło się do ustalenia stratygrafii świętokrzyskiej jury środkowej. Niemniej jednak pozostaje w niej jesz-

eze wiele do wyjaśnienia. Przyczynę tego stanowi w znacznej mierze ogromne ubóstwo fauny przewodniej. W wielu przypadkach, jeśli znany jest nawet pełny profil litologiczny osadów, istnieją trudności z określeniem wieku poszczególnych serii nie tylko, gdy chodzi o wyróżnienie poziomów, ale nawet poszczególnych pięter. Sugerowanie się analogiami w wykształceniu litologicznym może bowiem prowadzić do fałszywych wniosków stratygraficznych, gdyż zmiany facji obserwuje się często nawet na nieznacznej przestrzeni, zaś kompleksy skał o podobnych cechach litologicznych powtarzają się kilkakrotnie w różnych wiekowo seriach.

Przy zestawieniu materiałów wiele trudności stwarza różny stan ich opracowania, zwłaszcza pod względem stratygraficznym. Na pewnych odcinkach północno-wschodniego i północno-zachodniego obrzeżenia osady jury środkowej zostały w ostatnim okresie stosunkowo dobrze poznane.

Dla południowo-zachodniego obrzeżenia nowszych materiałów jest natomiast niewiele, większość ich pochodzi z badań prowadzonych jeszcze w okresie międzywojennym.

Przy omawianiu stratygrafii świętokrzyskiej jury środkowej opierano się na podziale przedstawionym przez S. Z. Różyckiego (1953, 1955), z uwzględnieniem uzupełnień wprowadzonych przez J. Kopika (1956) i J. Znoskę (1957, 1958). Dla piętra wezulskiego, wydzielanego przez wyżej wymienionych

autorów, zgodnie z uchwałą I Jurajskiego Kolokwium w Polsce, które odbyło się w Warszawie w dniach 9 i 10 czerwca 1964 r., zastosowano nazwę „kujaw” (Uchwała I Jurajskiego Kolokwium w Polsce, *Biul. Inst. Geol.* 203, Warszawa, 1967).

Określenia fauny wymienionej w niniejszej pracy konsultowane były z mgr J. Kopikiem. Za udzielenie życzliwych uwag składam mgr J. Kopikowi wyrazy wdzięczności.

## ZARYS BADAŃ

Różnice w wykształceniu litologicznym osadów jury środkowej i w budowie geologicznej poszczególnych części obrzeżenia w znacznej mierze decydowały o kierunku i charakterze badań. Południowo-zachodnie obrzeżenie, z uwagi na urozmaiconą budowę i liczne odsłonięcia starszych utworów, było terenem działania wielu geologów, którzy prowadzili tu przede wszystkim prace kartograficzne. Historia badań w północno-zachodnim i północno-wschodnim obrzeżeniu w dużym stopniu wiąże się z zainteresowaniem, jakie okazywano zagadnieniom rudonośności. Występowanie rud żelaza w osadach świętokrzyskiej jury środkowej znane było bowiem od dawna, a ślady starych robót górniczych, głównie z końca ubiegłego i początku bieżącego stulecia zachowały się do dziś w wielu miejscach północno-zachodniego i północno-wschodniego obrzeżenia. Z tych części obrzeżenia pochodzą także najnowsze materiały geologiczne, uzyskane z prac prowadzonych przez Instytut Geologiczny oraz przemysłową służbę geologiczną. Charakterystyka jury środkowej przedstawiona została głównie w oparciu o te materiały. Większość ich zawarta jest w opracowaniach specjalistycznych, bądź znajduje się w trakcie opracowania i dlatego wykaz ich nie został uwzględniony w załączonym spisie literatury, który ograniczono do prac publikowanych. Jura środkowa południowo-zachodniego obrzeżenia omówiona została na podstawie danych zaczerpniętych z literatury, uzupełnionych wynikami nowszych prac kartograficznych.

Ze starszych prac, w których poświęcono uwagę utworom świętokrzyskiej jury środkowej należy wymienić prace J. B. Puscha (1833, 1836), A. Michalskiego (1884—1888), J. Lewińskiego (1902—1912) oraz J. Siemiradzkiego (1888—1922). Na lata międzywojenne przypada okres ożywionej działalności Państwowego Instytutu Geologicznego, której wynikiem było między innymi opracowanie map geologicznych rejonu świętokrzyskiego w skali 1:100 000. Południowo-zachodnia część osłony Gór Świętokrzyskich była przez szereg lat terenem badań J. Czarnockiego (1925—1932) oraz H. Świdzińskiego (1931). Zebrane przez nich materiały

geologiczne stanowią nadal podstawę znajomości budowy tej części obrzeżenia. Na obszarze antykliny Radoszyc i niecki Opoczna badania prowadził E. Passendorfer (1922—1934), zaś mineralogię i petrologię złoża rud żelaza w Parczowie przedstawił C. Kuźniar (1928). Północno-wschodnia część Gór Świętokrzyskich wraz z osłoną była terenem wszechstronnych badań J. Samsonowicza (1923—1934). Żelaziaki brunatne, występujące na obszarze między Rogowem a Ćmielowem, stanowiły temat pracy M. Kobyleckiego (1948). W ostatnich latach okresu międzywojennego oraz podczas wojny S. Z. Różycki (1939—1955) zajmował się zagadnieniem rudonośności i stratygrafii jury środkowej północno-zachodniego i północno-wschodniego obrzeżenia od Opoczna po Rogów. Opracowany przez niego podział stratygraficzny jury środkowej (1953, 1955) stał się osnową dla dalszych badań nad jej stratygrafią w obszarze świętokrzyskim oraz na innych terenach.

Po wojnie wznowione zostały systematyczne badania świętokrzyskiej jury środkowej, w celu określenia perspektyw poszukiwań rud żelaza. Początkowo prace prowadzone były na obszarze występowania piasków żelazistych między Rogowem i Ostrowcem Świętokrzyskim oraz w okolicy Opoczna, a następnie objęły one cały obszar północno-zachodniego i północno-wschodniego obrzeżenia. W wyniku ich uzyskano obszerne materiały tak w zakresie stratygrafii, jak i wykształcenia litologicznego osadów jury środkowej. Niewielkie ich fragmenty znalazły wyraz w publikacjach E. Cieśli (1957, 1958), J. Daniec (1963) oraz R. Osiki (1953). Badania mikrofauny, na których opierali się w swych pracach wyżej wymienieni autorzy, prowadził J. Kopik.

Obszar antykliny Radoszyc został szczegółowo skartowany i opracowany przez I. Jurkiewiczową (1967).

Jurą środkową w południowo-zachodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich zajmowali się C. Peszat i M. Kopczyńska (1959, 1964), P. Filonowicz (1965) i M. Siemiątkowska (1967).

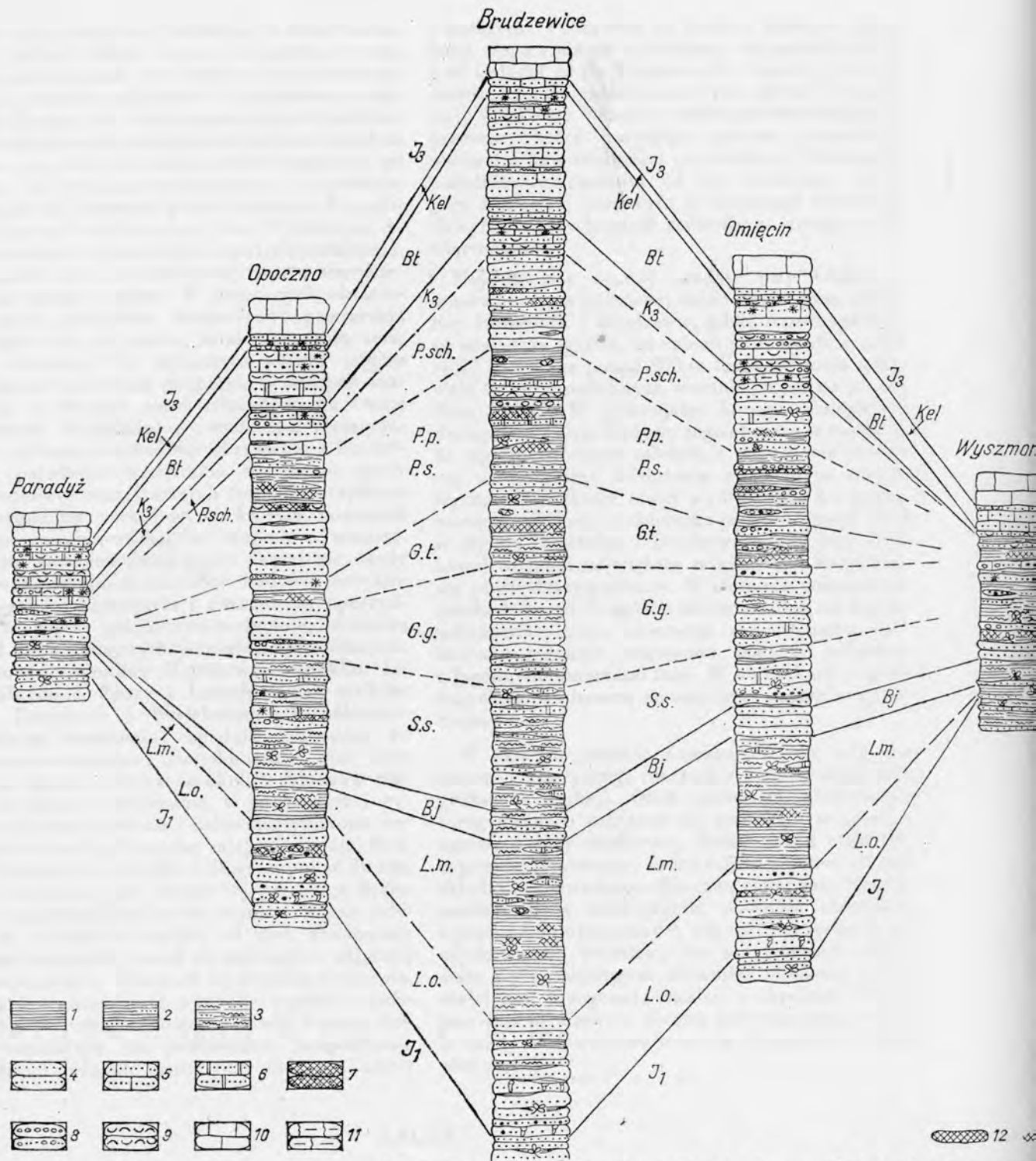


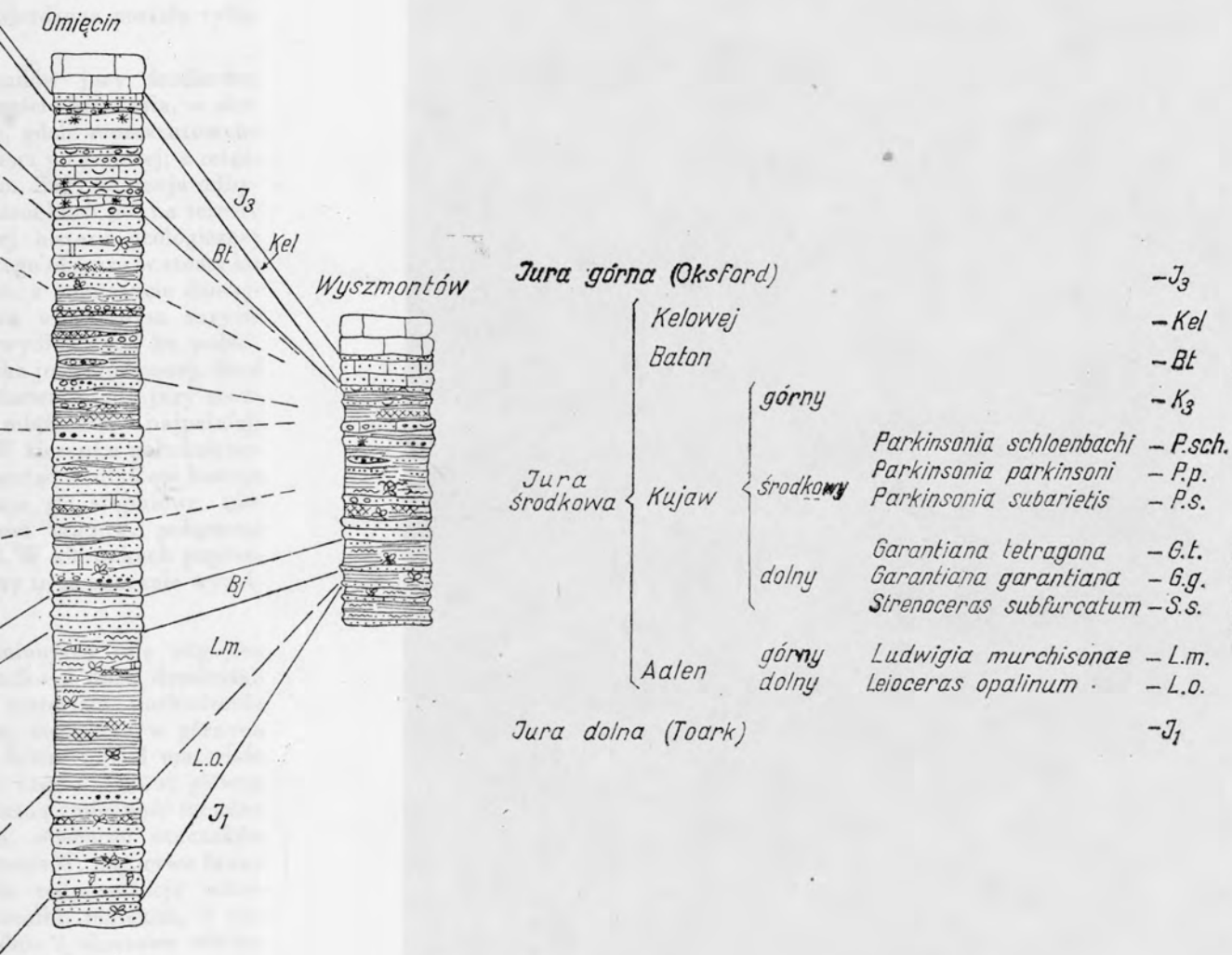
Fig. 1. Zestawienie profilów jury środkowej północno-zachodniego i północno-wsch.

1 - il, ilowce, 2 - il piaszczysty, 3 - mulowiec, 4 - piaskowiec, 5 - piaskowiec wapienisty, 6 - piaskowiec dolomityczny, 7 - piaskowiec syderytyczny, 8 - zlepki otoczaki syderytu, 14 - oolity, 15 - żwirek, 16 - detrytus fauny, fauna, 17 - detrytus

A comparison of sequences of the Middle Jurassic in the north-west and north-east part

1 - clay and claystone, 2 - sandy clay, 3 - siltstone, 4 - sandstone, 5 - calcareous sandstone, 6 - dolomitic sandstone, 7 - sideritic sandstone, 8 - conglomerate with siderite pebbles, 14 - oolites, 15 - fine gravel, 16 - faunal detritus, fauna, 17 - floral

0 50 100 150 200 m



owej północno-zachodniego i północno-wschodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich

1 - dolomityczny, 7 - piaskowiec syderytowy, 8 - zlepienie, otoczaki, 9 - okrucowicie faunistyczny, 10 - wapień, 11 - margiel, 12 - syderyt, 13 - konkrety, 14 - żwirki, 15 - detrytus fauny, fauna, 16 - detrytus flory, flora, 17 - detrytus flory, flora, 18 - żerowiska robaków

massic in the north-west and north-east parts of the margin of the Góry Świętokrzyskie

1 - dolomitic sandstone, 7 - sideritic sandstone, 8 - conglomerate, pebbles, 9 - clastic rock containing fauna, 10 - limestone, 11 - marl, 12 - siderite, 13 - concretion, 14 - fine gravel, 15 - faunal detritus, fauna, 16 - floral detritus, flora, 17 - floral detritus, flora, 18 - worm feedings

## OGÓLNA CHARAKTERYSTYKA

Osady jury środkowej wchodzi w skład mezozoicznej osłony, która otacza paleozoiczny trzon Gór Świętokrzyskich od strony południowo-zachodniej, północno-zachodniej i północno-wschodniej. Wschodnie ich, wylaniające się spod pokrywy młodszych utworów, można prześledzić na rozległym obszarze począwszy od miejscowości Gumienice po Pilczę w południowo-zachodnim obrzeżeniu, a następnie od Czerma przez Szarbsko, Parczów do Inowłódza i od Omięcina przez Tychów aż do Wyszmontowa w pozostałych częściach obrzeżenia. Serie piaskowców jury środkowej tworzą charakterystyczne pasma wzgórz. W północnych obrzeżeniach, gdzie kompleksy piaskowcowe powtarzają się kilkakrotnie, a między nimi występują serie ilaste, obserwuje się równoległe pasma wzgórz przedzielone łagodnymi dolinami, w których maskują się wychodnie mniej odpornych na erozję skał ilastych. Na południowy wschód od Wyszmontowa w północno-wschodnim obrzeżeniu i Chmielnika w południowo-zachodnim obrzeżeniu osady jury środkowej oraz starszych formacji przykryte są utworami trzeciorzędowymi, których miąższość ku południowemu-wschodowi stopniowo wzrasta.

W północno-zachodniej części obrzeżenia osady jury środkowej biorą udział w budowie antyklin gielniowskiej i radoszyckiej oraz niecki opoczyńskiej. W części południowo-zachodniej wchodzi w skład kilku mniejszych jednostek tektonicznych, a mianowicie synkliny Maleszowej, antyklin: Lisowa, Radomic, Zbrzy i Lasocina oraz synklin: Mnina, Fanisławic i Wielebnowa. W północno-wschodnim obrzeżeniu zapadają natomiast ku północnemu-wschodowi monoklinalnie, pod nieznanym kątem. Jedynie w okolicy Młodawy zaznacza się forma antyklinalna, w jądrze której wylaniają się osady batonu i keloweju, otoczone wapieniami oksfordu. Pomiędzy miejscowościami Podłęki i Lubienia, na odcinku o długości ponad 50 km, wzdłuż wychodni jury środkowej przebiega dyslokacja o znacznej amplitudzie zrzutu. Obszar położony na południowo-zachód od niej, zbudowany z osadów starszych, został wyniesiony co najmniej o kilkaset metrów. Obecność tej dyslokacji sprawia, że brak jest naturalnych wychodni osadów najniższych ogniw jury środkowej, a osady kujawu dolnego kontaktują na powierzchni bezpośrednio z utworami różnych ogniw jury dolnej a nawet

i starszymi. Począwszy od Lubieni kierunek dyslokacji ulega zmianie na zbliżony do południkowego i od Lubieni aż po Wyszmontów obserwuje się ponownie zgodny układ warstw jury dolnej i środkowej. W okolicy Ożarowa przebiega dyslokacja poprzeczna, która powoduje znaczne przesunięcie wychodni jury środkowej na południe. W kierunku południowo-wschodnim od tej dyslokacji osady jury środkowej przykryte są utworami trzeciorzędowymi, a ich obecność stwierdzona została tylko wierceniami.

Najpełniejszy rozwój osadów jury środkowej obserwuje się w północnej części obrzeżenia, w okolicy Inowłódza i Brudzewic, gdzie reprezentowane są wszystkie ogniwa, od aalenu po kelowej, a miąższość ich osiąga ponad 800 m. Sedymentacja odbywała się tu w podobnych warunkach jak na terenie Niżu Polski. W późniejszej historii geologicznej nastąpiła inwersja budowy tego obszaru w stosunku do jego pierwotnych założeń, a mianowicie dzisiejsza oś antykliny Gielniowa w ogólnym zarysie wyznacza środkowe części wydłużonego ku południowemu-wschodowi zbiornika jury środkowej. Stąd w rejonie Inowłódza i Brudzewic osady jury środkowej osiągają największe miąższości i najpełniejszy profil stratygraficzny. W kierunku południowo-wschodnim, czyli ogólnie biorąc wzdłuż osi basenu sedymentacyjnego, obserwuje się stopniowe, nieznaczne redukcje miąższości osadów, połączone z łagodnymi zmianami facji. W kierunkach poprzecznych do osi basenu zmiany te są znacznie wyraźniejsze.

W składzie osadów dominującą rolę odgrywa materiał klastyczny, nierzadko z dużą domieszką grubszych frakcji. Obok materiału pochodzenia terygenicznego zaznacza się, zwłaszcza w górnych ogniwach jury środkowej, liczny udział materiału organodetrytycznego, który często stanowi główny składnik skałotwórczy. Znaczna zmienność facjalna osadów, ślady rozmywania, obecność otoczków z poprzednio utworzonych warstw, bogactwo fauny płytkowodnej świadczą, że sedymentacja odbywała się w ruchliwym zbiorniku morskim, o niestałej linii brzegowej, lokalnie i okresowo obfitującym w płycizny, w obrębie których nowopowstałe osady dostawały się w zasięg falowania i ulegały niszczeniu.

## AALEN

W obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich osady aalenu zostały wyróżnione po raz pierwszy w profilu wiercenia Brudzewice przez Eug. Cieślę (1957). W otworze tym przewiercono osady ilaste o wykształceniu i miąższości nie notowanych uprzednio w rejonie świętokrzyskim, wykazujące znaczne podobieństwo z serią ilastą aalenu na Kujawach. Mikrofauna występująca w tych osadach umożli-

wiła określenie ich wieku jako aalenu górny (J. Kopik in Eug. Cieśla, 1957). Osady piaszczyste występujące poniżej serii ilastej, przez analogię do aalenu Kujaw, zaliczone zostały do aalenu dolnego (Eug. Cieśla, 1957).

Stwierdzenie występowania osadów aalenu o typowo morskim wykształceniu pozwoliło na zmianę poglądu o początkach zalewu morza jury środkowej

na obszarze świętokrzyskim. S. Z. Różycki (1955) chociaż wspominał, iż w północnym obrzeżeniu „istnieją dane, aby wnioskować, że między doggerem i dolnym<sup>1</sup> liasem pojawia się nowa seria, bardziej na południu nieznana, ale znajdująca swe odpowiedniki w aalenie Kujaw”, skłonny był uważać, że „najstarsze ogniwa serii doggeru świętokrzyskiego (piaski i piaskowce spągowe), rozpoczynające transgresję morza jury środkowej na tym terenie, zarówno na wschodnim, jak i północno-wschodnim obrzeżeniu należą do wezulu dolnego (poz. *Strenoceras subfurcatum* i poz. *Garantiana garantiana*)”. Pogląd ten, jeśli chodzi o badaną przez tego autora część północno-wschodniego obrzeżenia, był w znacznym stopniu uzasadniony, gdyż dysponując materiałem pochodzącym z prac kartograficznych, mógł zaobserwować jedynie tylko to, że „wymieniona seria spągowa doggeru świętokrzyskiego leży niezgodnie na starszych utworach (na zdyslokowanym liasie)”. Dopiero późniejsze wiercenia ujawniły tu obecność osadów aalenu, które jednak nie ukazują się na powierzchni, ponieważ zostały obcięte potężną dyslokacją, ciągnącą się wzdłuż wychodni kujawu dolnego na przestrzeni między Omięcinem a Lubienią (J. Daniec, 1963). Natomiast w części północno-zachodniego obrzeżenia, w okolicy Niemojewic, Parczowa i Sobawin, osady aalenu odsłaniają się na powierzchni, ale S. Z. Różycki utożsamiał je z analogicznie wykształconymi utworami kujawu dolnego. Pogląd ten powtarzała również I. Jurkiewiczowa (1967), która w okolicy Żarnowa i Czerмна piaskowcom, leżącym ponad serią piaszczystą toarku górnego (serią borucicką) przypisywała dolnowezulski (dólnokujawski) wiek mimo stwierdzenia, że „Wobec pozornie zgodnego ułożenia osadów doggeru na osadach liasu znaleźnienie kontaktu między nimi było bardzo trudne” oraz że „Polożenie granicy między osadami liasu i doggeru w okolicy Żarnowa jest szczególnie trudne, gdyż kompleks piaskowców środkowojurajskich zbliżony jest wykształceniem do piaskowców liasowych serii borucickiej”, a górna granica tej ostatniej jest „jedną z najtrudniejszych do sprecyzowania w całym opisanym profilu”. Ostatnio przeprowadzone badania wykazały, że w omawianym rejonie, na serii borucickiej, występują osady aalenu, w związku z czym zrozumiałe stają się trudności w wyznaczeniu granicy między jurą dolną i środkową.

Zgodne ułożenie jury środkowej i dolnej obserwuje się także w części północno-wschodniego obrzeżenia, położonej na wschód od Lubieni. Fakt ten notował już J. Samsonowicz (1929), który pisał: „między Ostrowcem i Lubienią następstwo warstw liasu i bajosu jest tego rodzaju, iż osiąga się wrażenie zgodności między temi utworami”.

Wiercenia wykonane w ostatnich latach pozwoliły na stwierdzenie obecności aalenu w wielu punktach północno-wschodniego i północno-zachodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. Osady

tego wieku, wylaniające się na powierzchni, bądź występujące pod nieznacznym przykryciem czwartorzędu, można wysledzić w północno-zachodnim obrzeżeniu w okolicy Niemojewic, Ludwikowa, Parczowa, Woli Załęznej, Sobawin i Studziannej oraz w północno-wschodnim obrzeżeniu od Lubieni i Brodów po Wyszmontów.

Wykształcenie litofacialne osadów aalenu w obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich jest mało zmienne, dzięki czemu można je łatwo identyfikować. Przy określaniu ich wieku znaczne usługi oddają badania mikrofauny, gdyż występowanie przewodniej fauny otwornicowej w osadach serii ilastej aalenu świętokrzyskiego okazało się dość częste. Duże znaczenie dla stratygrafii ma zwłaszcza wspólne występowanie *Reinholdella dreheri* (Bart.) i *Lenticulina varians* f. *recta* (Franke). Górny zasięg tej pierwszej ogranicza się do dolnych partii poziomu z *Ludwigia*, zaś druga forma rozpoczyna występowanie dopiero od tego poziomu (J. Kopik, 1956). Pozostałe otwornice mają już szersze zasięgi, ale jako zespół mikrofaunistyczny mogą świadczyć o wieku osadów.

Faunę amonitową udało się dotychczas znaleźć jedynie w osadach serii ilastej z wierceń w Sylwerynowie, Kruszewcu i Sobawinach (północno-zachodnie obrzeżenie). Fauna ta jest na ogół źle zachowana, tak że tylko okaz ze Sylwerynowa nadawał się do oznaczenia i J. Kopik określił go jako *Costileioceras opalinoides* (Mayer). Gatunek ten charakteryzuje dolną część górnego aalenu (niższe części poziomu *Ludwigia purchisonae*).

Tak fauna otwornicowa jak i amonitowa wskazują na górnoolenieński wiek serii ilastej — poziom *Ludwigia purchisonae*. Serię piaszczystą, leżącą pomiędzy piaszczystymi osadami toarku górnego (serią borucicką) i ilastymi osadami aalenu górnego, z uwagi na jej wykształcenie litologiczne i położenie, jakie zajmuje w profilu, zaliczyć można do aalenu dolnego.

Największą miąższość osadów aaleńskich w obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich zanotowano w okolicy Brudzewic. Grubość serii ilastej, reprezentującej aalen górny, przewierconej w Brudzewicach wynosi około 150 m. Miąższość serii piaszczystej (aalenu dolnego) należy ocenić tu na 60—100 m. Wiercenie prowadzone ponad 40 m w tych utworach nie osiągnęło ich spągu. Natomiast w Wąglanach przewiercona została cała seria piaszczysta aalenu dolnego. Miąższość jej, zanotowana w wierceniu, wynosi 75 m, zaś sumaryczna miąższość osadów aalenu dolnego i górnego — 96 m. W okolicy Niemojewic, Sylwerynowa i Czerмна osady aalenu występują w znacznie zredukowanej miąższości (około 20 m), zaś w osiowej części antykliny Radoszyc obserwuje się ponownie ich wzrost (70—90 m). Dalej na południe od Czerмна nie zanotowano obecności osadów, którym można by przypisać wiek aaleński. Nie jest w pełni wyjaśnione stanowisko stratygraficzne utworów piaszczysto-mułowcowych występujących powyżej serii borucickiej, stwierdzonych w otworze wiertniczym w Zakrzewiu, na strukturze Radomska. Osady toarku (seria ciechocińska i bo-

<sup>1</sup> Osady uznawane wówczas przez S. Z. Różyckiego za lias dolny są wieku górnoliasowego.

rućicka) wykazują tu typowe wykształcenie. W stropie ich leżą osady piaszczysto-mułowcowe, niekiedy z domieszką żwirku, miejscami przekątnie warstwowane, które nie mają datowania paleontologicznego, ale ich wykształcenie skłania do uznania ich za środkowojurajskie. Prawdopodobnie stanowią one odpowiednik osadów aaleńskich, znanych w obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich.

W północno-wschodnim obrzeżeniu, począwszy od Brudzewic w kierunku południowo-wschodnim obserwuje się stopniową redukcję miąższości osadów aaleńskich. W Wyszmontowie miąższość ich wynosi już tylko 11 m, przy czym na serię piaszczystą przypada 6 m, zaś na ilastą 5 m. Najdalej ku południowemu wschodowi wysuniętym miejscem gdzie napotkano osady, które można by uważać za aaleńskie, jest wiercenie w Zalesiu Antoniowskim. Zasięg rozprzestrzenienia osadów aaleńskich w kierunku północno-wschodnim nie przekracza linii Rachów—Radom. Wiercenia w Rachowie, Bąkowej i Ciepeliowie wykazały brak niższych ogniw jury środkowej.

Godnym podkreślenia jest fakt, że w obszarze świętokrzyskim aalen rozpoczyna się piaskowcami, które zawsze leżą bezpośrednio na piaszczystych osadach górnego toarku. Wyznaczenie granicy między tymi osadami następuje zwykle duże trudności, gdyż przejście między nimi jest stopniowe. Pomiędzy jurą dolną i środkową istnieje bowiem ciągłość sedymentacji, a utwory piaszczyste, występujące na ich pograniczu stanowią pośrednie ogniwo pomiędzy brakicznymi osadami toarku dolnego (seria ciechocińska—esteriowa) i typowo morskimi osadami ilastymi aalenu górnego. Dolną część tych piaszczystych osadów (serię borucicką) zalicza się do toarku górnego, natomiast ich część górną do aalenu dolnego. Choć zmiana charakteru osadów zachodzi stopniowo, jest jednak widoczna, a istotne znaczenie ma fakt, że w osadach zaliczonych do aalenu dolnego pojawia się mikrofauna, która świadczy o morskich warunkach ich powstawania.

Warto również nadmienić, że występowanie osadów serii borucickiej nie wykracza poza zasięg rozprzestrzenienia serii ciechocińskiej. W południowo-zachodnim obrzeżeniu (wiercenie Wólka—Konradów), bezpośrednio na utworach serii ciechocińskiej leżą osady nie najniższego kujawu. Na podstawie materiału otoczek piaskowców i toczeń ilastych, znajdujących w osadach kujawu i batonu, należy sądzić, że brak ogniw pośrednich między kujawem i toarkiem dolnym w znacznej mierze spowodowany jest zniszczeniem poprzednio utworzonych osadów, zajmujących pierwotnie większy obszar. Przypuszczalnie podobne stosunki da się zaobserwować w krańcowej części północno-wschodniego obrzeżenia.

#### AALEN DOLNY

Aalen dolny reprezentowany jest przez osady piaszczyste. Zazwyczaj zawierają one cienkie prze-

warstwienia bądź przemazy ilu ciemnoszarego oraz wykazują zmienną domieszkę drobnego żwirku kwarcowego, najczęściej słabo obtoczonego. Niekiedy nagromadzenie żwirku jest tak znaczne, że przeważa nad drobniejszym materiałem piaszczystym. Również udział materiału ilastego nie jest stały. Obok piaskowców o jasnej barwie, prawie pozbawionych domieszki ilastych obserwuje się ciemnoszare, prawie czarne piaskowce z dużą zawartością części ilastych. Materiał ilasty występuje w rozproszeniu bądź też tworzy cienkie smugi, przemazy lub przewarstwienia. Z przewarstwień tych pochodzi mikrofauna, która wprawdzie nie zawiera form mających znaczenie dla ustaleń stratygraficznych, ale świadczy o morskim pochodzeniu osadu. Dość często obserwuje się drobny detrytus zwęglonych roślin, rzadziej ślady pelzania, fukoidy oraz pionowe kanaliki po żerowaniu robaków (E. Cieśla, 1957; J. Daniec, 1963; W. Karaszewski, 1962, 1967). Kanaliki te, o średnicy do 3 cm, wypełnione są piaskiem, a zewnątrz otoczone cienką powłózką ilastą. Zazwyczaj grupują się w dolnych warstwach serii piaszczystej. Miejscami widoczne jest drobne, przekątne warstwowanie piaskowców. Czasami spotyka się domieszkę białej glinki kaolinowej oraz toczeń ilaste.

Okolo 20 m poniżej stropu serii piaszczystej występuje kompleks osadów ilasto-mułowcowych, którego miąższość lokalnie osiąga kilka metrów. W rejonie opoczyńskim oraz w środkowej części północno-wschodniego obrzeżenia w kompleksie tym zanotowano obecność nieregularnych przewarstwień i otoczek syderytu ilastego. Miąższość pakietu zawierającego liczne przewarstwienia i otoczki syderytu wynosi maksymalnie około 3,5 m. Wkładki syderytów, których grubość dochodzi do kilkunastu centymetrów, poprzedzielane są mułowcami i łąkami wykazującymi zmienną domieszkę drobnego żwirku kwarcowego i detrytus zwęglonych roślin. W przewarstwieniach tych nagromadzone są rozmaitych kształtów i o różnym stopniu obtoczenia otoczki syderytu ilastego, a sporadycznie piaskowców drobnoziarnistych, zazwyczaj z domieszką glinki. Wielkość otoczek syderytu waha się od kilku milimetrów do kilkunastu centymetrów. Obok siebie występują otoczki różnych wielkości. Ilość ich, w odniesieniu do masy całej skały, jest zmienna.

Występowanie tego bardzo charakterystycznego kompleksu prześledzone zostało na znacznym obszarze. W części osiowej antykliny Gielniowa, począwszy od Kruszewca aż po Brudzewice, miejsce facji syderytowo-zlepieńcowej zajmują osady ilaste. W północno-wschodnim obrzeżeniu osady zlepieńcowe występują na rozległym obszarze, od Podłęk aż po okolice Ostrowca Świętokrzyskiego. Ku północnemu wschodowi zaznacza się wzrost miąższości zlepieńców i wielkości otoczek biorących udział w ich budowie. Obserwacje te świadczą, że materiał sedymentacyjny dostarczany był z północnego wschodu. W rejonie Opoczna, w zachodnim skrzydle antykliny Gielniowa zaznacza

się wzrost miąższości osadów zlepnicowych w miarę oddalania od osiowej części antykliny, a zatem ogólnie biorąc ku południowemu zachodowi. Tak rozkład facji jak i analiza miąższości osadów zlepnicowych wskazują, że oś antykliny Gielniowa w ogólnym zarysie wyznacza osiową część aaleńskiego basenu sedymentacyjnego. Analogiczne stosunki można dostrzec w rozwoju osadów aalenu na obszarze antykliny Radoszyc.

#### AALEN GÓRNY

Ponad serią piaszczystą występuje kompleks utworów ilastych, reprezentujących aalen górny. Zmiana charakteru osadów jest bardzo raptowna. Bezpośrednio na piaskowcach, zazwyczaj różnoziarnistych, często zawierających drobny żwirek kwarcowy, leżą osady ilaste, prawie całkowicie pozbawione domieszki materiału piaszczystego. Największą miąższość osadów ilastych zanotowano w Brudzewicach — około 150 m. Począwszy od Brudzewic w kierunku południowo-wschodnim obserwuje się stopniową ich redukcję. W zachodnim skrzydle antykliny Gielniowa również notuje się spadek miąższości osadów ilastych do około 20 m w okolicy Wąglan i około 10 m w okolicy Sylwerynowa. Natomiast w środkowej części antykliny Radoszyc miąższość ich ponownie wzrasta.

Dolna część osadów aalenu górnego reprezento-

wana jest przez ciemnoszare, prawie czarne ilowce, zazwyczaj o pokroju łupkowym. Dość często spotyka się w nich ślady zwęglonych bądź spirytyzowanych roślin oraz pirytowe fukoidy. Również dość często trafiają się małże i członki krynoidów. W środkowej części kompleksu ilowców występują liczne, drobne konkretje marglisto-syderytyczne, zazwyczaj o regularnym, kulistym kształcie. W górnej partii ilowców zaczyna się pojawiać bardzo drobny materiał piaszczysty. Początkowo są to tylko cienkie, nieliczne laminy. Ku górze stopniowo zwiększa się ich ilość i stają się nieco grubsze oraz mniej regularne, aż wreszcie skała przybiera pokrój mulowca mierzwiatego bądź „oczkowego”. Niekiedy przewarstwienia silniej piaszczyste są dolomityczne lub syderyticzne. E. Cieśla (1957) opierając się na porównaniu profilów aalenu Brudzewic i Łęczycy tę górną część osadów ilastych, charakteryzujących się zwiększonym udziałem materiału piaszczystego, wydziela jako odrębną serię mulowcowo-ilastą. W profilu Brudzewic serię tę można łatwo wyodrębnić, w rejonie Omięcina (J. Daniec, 1963) natomiast przy wyznaczaniu dolnej granicy tej serii napotyka się na znaczne trudności, gdyż zmiana osadu jest tu stopniowa. Ta ciągłość w powstawaniu osadów, obserwowana także w profilach z innych części obrzeżenia przemawia za tym, by raczej nie wydzielać dwóch odrębnych serii, tylko traktować cały kompleks osadów ilastych jako jedną całość.

#### BAJOS

W znacznej części północno-wschodniego i północno-zachodniego obrzeżenia ponad osadami ilasto-mulowcowymi, zaliczonymi do aalenu górnego występują piaskowce. Przejście między tymi osadami jest łagodne. W rejonie Opoczna i Omięcina (J. Daniec, 1963) piaskowce te są drobnoziarniste, jasnoszare, miejscami zawierają nieliczne przemazy ciemnoszarego ilu i domieszkę muskowitu. W okolicy Brudzewic (E. Cieśla, 1957) miejsce ich zajmują piaskowce mulowcowe, szare, drobnoziarniste, z licznymi przemazami ilu oraz mulowce piaszczyste, szare i brunatnoszare, z flukoidami i skupieniami pirytowymi oraz spirytyzowaną florą. Miejscami są one nieznacznie margliste lub nieco syderytyczne. Miąższość ich dochodzi do dwudziestu kilku metrów.

Dotychczas nie znaleziono w tych osadach fauny, która pozwalałaby bezpośrednio określić ich wiek. Niemniej jednak pozycja stratygraficzna tych utworów wydaje się dość pewna. W spągu ich występują osady górnootaaleńskie, w stropie zaś osady najniższej części kujawu dolnego, udokumentowane paleontologicznie. Takie stanowisko osadów piaszczystych wskazuje, że reprezentują one ogniwo pośrednie, a zatem wiek ich określić można jako bajos. Stopniowe przejście osadów

ilastych aalenu górnego w osady piaszczyste wskazuje, że zachowana tu była ciągłość sedymentacji.

Najdalej ku południowemu-zachodowi wysuniętym obszarem, gdzie występują osady, które z uwagi na położenie jakie zajmują w profilu, można zaliczyć do bajosu, jest rejon Białaczowa. Dalej w tym kierunku, na obszarze antykliny Radoszyc, raczej brak jest osadów tego wieku, albo zachowały się tylko ich szczątki. Również w części zachodniego skrzydła antykliny Gielniowa, począwszy od Opoczna aż do Inowłódza przypuszczalnie brak jest osadów bajosu, bądź wykształcone są w facji ilastej lub jako przekładające ilasto-piaszczyste.

W północno-wschodnim obrzeżeniu, najdalej ku południowemu-wschodowi położonym miejscem, gdzie stwierdzono istnienie utworów bajosu, jest Zalesie Antoniowskie. Jak wykazało wiercenie, ponad osadami ilasto-mulowcowymi, które można uważać za aaleńskie, występują piaskowce drobnoziarniste, ilaste, a następnie ily ciemnoszare przechodzące partiami w mulowce ilaste, niekiedy mierzwiaste, z nielicznymi wkładkami mulowca piaszczystego, silnie wapnistego. W ilych tych występuje dość liczna fauna, wśród której znaleziony został amonit, oznaczony przez J. Kopika jako *Stemmatoceras lohndorfense* Schm. et Krumb. Gatunek ten

pozwała określić wiek osadów jako górny bajos, poziom *Stephanoceras humphresianum*. W podobnych osadach w wierceniu Gutwin, położonym na północ od Ostrowca Świętokrzyskiego, znaleziono amonity *Witchellia deltafalcata* (Quen.) oraz *Witchellia* sp. ex gr. *regrediens* Haug., które charakteryzują również ten sam poziom górnego bajosu. Badania mikrofauny z tych osadów wykazały obecność zespołu otwornic charakterystycznego dla dolnej części jury środkowej. W zespole tym licznie występuje *Reinholdella* sp. ex gr. *dreheri* (Bart.), która wykazuje wiele zbieżności z aaleńskim gatunkiem *Reinholdella dreheri* (Bart.). Zdaniem J. Kopika, który badał tę mikrofaunę, obecnie trudno ocenić, czy zakres tego gatunku w Gutwinie ogranicza się tylko do bajosu, czy też początek jego występowania rozpoczyna się już w aaleniu, bowiem mikrofauna stwierdzona w tym wierceniu w utworach niewątpliwie bajoskich, jest jak dotąd w Polsce unikalna.

Wykształcenie osadów występujących w Zalesiu Antoniowskim i Gutwinie poniżej warstw zawierających faunę górnego bajosu pozwala przypuszczać, że są to obecne także osady niższych ogniw bajosu, a zatem profil bajosu byłby tu kompletny, przy czym dolna jego część reprezentowana byłaby przez osady piaszczyste. Dotychczas w bajosie Polski najczęściej znajdowana była fauna charak-

teryistyczna dla górnego bajosu — poziom *Stephanoceras humphresianum* (J. Kopik, 1967). Tak powszechność występowania fauny jak i wykształcenie osadów tego poziomu wskazują, że na ten okres przypadają maksimum zalewu bajosu. Na podstawie rozwoju najniższych ogniw jury środkowej w profilu Zalesia Antoniowskiego można sądzić, że dalej ku południowemu wschodowi osady bajosu powinny być ułożone przekraczając w stosunku do aalenu, a zatem zasięg zbiornika bajosu wykroczyłby poza ramy zbiornika aaleńskiego.

Przypuszczalnie osady bajosu, tak w północno-wschodnim jak i w północno-zachodnim obrzeżeniu, były pierwotnie znacznie szerzej rozprzestrzenione, ale w czasie młodszej jury środkowej, a zwłaszcza podczas kujawu dolnego zostały one z części obszaru usunięte. Za takim wnioskiem przemawia mniej-szy w stosunku do bajosu zasięg występowania osadów kujawu dolnego oraz spotykane w nich otoczaki piaskowców, które najprawdopodobniej pochodzą z rozmytych osadów bajosu. S. Z. Różycki (1955) podaje ponadto, że w rejonie opoczyńskim, w dolnych seriach jury środkowej „Można było stwierdzić ponad wszelką wątpliwość istnienie śladów rozmywania poprzednio osadzonych warstw i wypełnienia przez późniejsze osady typowych zagłębień erozyjnych”.

## KUJAW

Nazwę „kujaw”, zgodnie z uchwałą I Jurajskiego Kolokwium w Polsce, zastosowano dla piętra wezulskiego, obejmującego poziomy amonitowe od *Strenoceras subfurcatum* do *Parkinsonia compressa* włącznie. W świętokrzyskiej jurze środkowej piętro to zostało wydzielone przez S. Z. Różyckiego (1939, 1955).

Największą miąższość i najpełniejszy rozwój osadów kujawu stwierdzono w północno-wschodnim i północno-zachodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich. Maksymalna ich miąższość, zanotowana w okolicy Brudzewic, wynosi około 500 m.

Osady kujawu wylaniają się na powierzchni w licznych miejscach, prawie na całym obszarze ich występowania. Reprezentowane są one przez piaskowce, ily i mułowce, nierzadko z wkładkami syderytów. W budowie wyższych ogniw kujawu, począwszy od poziomu *Parkinsonia schloenbachii*, znaczny udział bierze materiał organodetrytyczny. W różnych częściach obrzeżenia, na wychodniach rozmieszczone są liczne łomy, z których miejscowa ludność eksploatuje piaskowce, głównie dla celów budowlanych. W okolicy Parczowa, Inowłódza, Chustek i Lubieni zachowały się ślady starych robót górniczych po eksploatacji rud żelaza występujących w środkowym i dolnym kujawie. Na obszarze od Rogowa aż po Ćmielów, obok starych zrobów po wydobyciu żelaziaków brunatnych, powstają nowe, odkrywkowe kopalnie piasków żela-

zistych, które znajdują się w strefie wychodni osadów górnych ogniw kujawu i batonu.

Rudonośność osadów kujawu i prowadzone w związku z tym, zwłaszcza w ciągu ostatnich lat, liczne badania i prace poszukiwawcze, znacznie przyczyniły się do poznania tego podpiętra. Z kujawu pochodzi najwięcej amonitów, znalezionych w jurze środkowej obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. Dzięki temu można było wydzielić niektóre poziomy amonitowe. Często jednak bliższe precyzowanie wieku poszczególnych kompleksów osadów kujawu napotyka nadal na trudności, ponieważ nie zawsze występuje przewodnia fauna, a znaczne podobieństwo w wykształceniu litologicznym różnych wiekowo serii wymaga wielkiej ostrożności przy ich paralelizowaniu. Z uwagi na to, że w różnych częściach obrzeżenia stopień poznania stratygrafii osadów kujawu jest niejednakowy, w pierwszej kolejności omawiano te obszary, których znajomość jest najlepsza.

## KUJAW DOLNY

Osady kujawu dolnego występują w północno-wschodnim i północno-zachodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich. Największą miąższość osiągają w okolicy Brudzewic — około 280 m. W północno-wschodnim obrzeżeniu obserwuje się stopniową,

nieznaczna redukcję ich miąższości w miarę oddalania się od Brudzewic ku południowemu-wschodowi. I tak w okolicy Omięcina miąższość ich wynosi około 150 m, zaś w Wyszmontowie 100—110 m. Przypuszczalnie kujaw dolny występuje także po wschodniej stronie Wisły, ale dotychczas obecność jego nie została paleontologicznie udokumentowana. W okolicy Małachowa i Zakrzowa w Opoczyńskim miąższość osadów kujawu dolnego utrzymuje się jeszcze w granicach 150—200 m. Natomiast dalej ku zachodowi, już w okolicy Niemojewic i Paradyża brak ich zupełnie, bądź też występują w bardzo zredukowanej miąższości. W całym południowo-zachodnim obrzeżeniu zdecydowanie brak jest osadów tego wieku.

Osady kujawu dolnego najlepiej poznane zostały w środkowej części północno-wschodniego obrzeżenia, pomiędzy Omięcinem i Jastrzębiem (S. Z. Różycki, 1939, 1955; J. Daniec, 1963). Dolną ich część reprezentują tu osady piaszczyste, górną zaś ilaste i ilasto-piaszczyste. W Orłowie S. Z. Różycki (1955) znalazł w dolnej części piaskowców kilka okazów fauny amonitowej, a mianowicie *Strenoceras subfurcatum* var. *oolithicum* (Quen.), *Strenoceras* sp. (cf. *subfurcatum* Ziet.) oraz *Apsoroceras* (*Baculoceras*?) *cylindricus* Baug. et Sauz. Fauna ta pozwoliła określić wiek tej części piaskowców jako kujaw dolny, poziom *Strenoceras subfurcatum*. Z wiercenia w Wysokiej, z nieco niższej części piaskowców pochodzi *Garantiana* (*Orthogarantiana*) *crassa* Bentz. W wierceniu w Pogroszynie, w najniższych warstwach piaskowców znaleziony został ułamek amonita, prawdopodobnie także z tego rodzaju. Fauna ta potwierdza poprzednie określenie wieku dolnej części piaskowców. W górnej części piaskowców nie napotkano dotychczas fauny amonitowej, ale pośrednie dane wskazują, że można ją zaliczyć do poziomu *Garantiana garantiana*.

Na pograniczu serii piaszczystej i ilastej występuje dość stały poziom rudonośny. Ze starych zrobów kopalni w Chustkach, eksploatującej rudy tego poziomu, pochodził cytowany przez S. Z. Różyckiego (1955) okaz *Garantiana* (*Hlawiceras*) *suevica* Wetz. Na tychwałdach znaleziony został także ułamek amonita, który można było oznaczyć jako *Garantiana* (*Pseudogarantiana*) *dichotoma* Bentz (J. Daniec, 1963). Znaczne nagromadzenie amonitów tego samego gatunku, zgrupowanych w warstwie syderytu ilastego, stwierdzone zostało w wierceniu w Wyszmontowie. Syderyt ten występował również na pograniczu serii piaszczystej i ilastej. W różnych partiach dolnej części serii ilastej znaleziono w wierceniach, wykonanych w okolicy Omięcina i Wysokiej, ułamki amonitów z podrodzaju *Hlawiceras* (= *Subgarantiana*). Wyżej wymieniona fauna wskazuje, że dolna część serii ilastej, tak jak to przedstawił S. Z. Różycki (1955), reprezentuje osady najwyższej części kujawu dolnego, poziom *Garantiana tetragona*.

Dolnokujawską faunę znaleziono także w mulowcach piaszczystych w okolicy Brudzewic oraz

w piaskowcach w Małachowie. Z tej ostatniej miejscowości S. Z. Różycki (1955) podaje przewodnią dla poziomu *Garantiana garantiana* formę *Garantiana* (*Hlawiceras*) *subangulata* Wetz.

Jak już wspomniano poprzednio, osady kujawu dolnego zostały najlepiej poznane pomiędzy Omięcinem i Jastrzębiem. Na tym obszarze znajduje się wiele naturalnych odsłoneń tych utworów, a poza tym prowadzone tu były liczne wiercenia, dzięki którym można było uzyskać pełny ich profil ze stosunkowo dobrym datowaniem paleontologicznym.

W dolnej części osadów kujawu dolnego, reprezentujących poziomy *Strenoceras subfurcatum* i *Garantiana garantiana*, a wykształconych jako piaskowce, można tu wydzielić pewne kompleksy, które wykazują stałe, wspólne cechy.

Najniższy kompleks, występujący ponad utworami zaliczonymi do bajosu, tworzą piaskowce najczęściej drobnoziarniste, szare nieco ilaste, z przemazami łu ciemnoszarego. Charakteryzują się domieszką materiału ilastego oraz dość częstymi zmianami uziarnienia. W części spagowej pojawiają się liczne przewarstwienia piaskowców dolomitycznych i syderytycznych oraz cienkie, nieregularne przerzesty syderytu ilastego. Bardzo pospolite są konkretne piryty, domieszka drobno rozproszony, białej glinki kaolinowej i szczątki zwęglonych roślin. Równie często spotyka się odciski małżów. W odosobnionych przypadkach zaobserwowano w spagowej części piaskowców drobne, przekątne warstwowanie. Zanotowano również obecność wkładki piaskowca silnie ilastego, zawierającego otoczaki piaskowca średnioziarnistego, nieco spirytyzowanego, z liczną fauną małżów (*Astarte*) bądź sieczką zwęglonych roślin. Miąższość piaskowców tego kompleksu wynosi około 20 m.

Powyżej występują piaskowce drobnoziarniste, ilaste, szarej barwy, mierzwiaste, partiami fukoidowe, miejscami przechodzące w mulowce. Stałą ich domieszkę stanowi muskowitz. Miąższość ich waha się w granicach od 15 do 30 m.

W trzecim kompleksie najczęściej powtarzają się piaskowce średnioziarniste, białawoszare, z domieszką drobno rozproszony, białej glinki kaolinowej. Niekiedy zawierają drobne, punktowe skupienia brunatnawoszarej substancji ilastej. Często spotyka się kilkunastocentymetrowe wkładki piaskowców dolomitycznych bądź syderytycznych z odciskami małżów. Miejscami piaskowce wykazują domieszkę zwęglonych szczątków roślinnych i piryty. Sporadycznie, w cienkich wkładkach piaskowców ilastych, spotkać można otoczaki piaskowców, a niekiedy syderytu ilastego. Miąższość piaskowców tego kompleksu dochodzi do kilkunastu metrów.

Osady następnego kompleksu mają wykształcenie bardziej monotonne. Przeważają piaskowce szare, ilaste, z nieregularnymi przemazami łu ciemnoszarego z muskowitzem, partiami mierzwiaste, przechodzące w mulowce. Sporadycznie trafiają się cienkie wkładki piaskowców drobnoziarnistych, nieco sy-

derytycznych. Na wychodniach piaskowce te są silnie utlenione i spoiste, dzięki czemu okruchy tych żelazistych, brunatnych piaskowców znajduje się na dość dużej przestrzeni. Miąższość osadów tego kompleksu waha się w granicach od 30 do 40 m.

Piaskowce najwyższego kompleksu charakteryzują się częstym występowaniem domieszki drobno rozproszonej, białej glinki kaolinowej. Najczęściej są one średnioziarniste, białawoszare, miejscami zielonawe dzięki zawartości chlorytu. Udział piaskowców drobnoziarnistych i ilastych jest bardzo nieznaczny. Często natomiast spotyka się domieszkę drobnego żwirku lub przewarstwienia piaskowców gruboziarnistych. Partiami występują piaskowce zlewne, brunatnawoszare, dolomityczne lub syderyticzne, zazwyczaj ze śladami po małżach, niekiedy zaś z oolitami kaolinowymi bądź chlorytowymi. Czasami trafiają się przerosty piaskowców zawierających drobne otoczaki piaskowców oraz żwirki kwarcowy.

Na wychodniach piaskowce tego kompleksu odznaczają się nieznaczną spoistością, a powierzchnie ulawienia często są pokryte cienkimi warstewkami glinki kaolinowej. Wśród tych piaskowców wyraźnie wyodrębniają się brunatne piaskowce żelaziste, powstałe w wyniku utlenienia przewarstwień piaskowców syderyticznych. Miąższość osadów tego kompleksu waha się w granicach od 20 do 30 m.

W okolicy Omięcina, ponad wyżej opisanymi osadami piaszczystymi, występują utwory ilaste, których dolna część reprezentuje osady najwyższego ognia kujawu dolnego, a mianowicie poziomu *Garantiana tetragona*. Górna granica tego poziomu przeprowadzona została w stropie utworów ilastych, zawierających liczne przerosty piaskowców, w których znaleziono amonity z podrodzaju *Hla-wiceras* (= *Subgarantiana*) (J. Daniec, 1963).

Na pograniczu serii piaszczystej i ilastej notuje się zazwyczaj obecność cienkich wkładek syderytu, bardzo często z licznymi skorupkami małżów i ich detrytusem oraz domieszką żwirku. Czasem fauna nagromadzona jest w takiej ilości, że tworzy muszlowe zlepy syderytowe. W partiach przypowierzchniowych syderyty uległy wietrzeniu a węglanowe skorupki zostały wyługowane. Na wychodniach i starych zwałach kopalni w Jankowicach i Chustkach, eksploatujących niegdyś rudy tego poziomu, spotyka się limonity z kawernami po faunie, powstałe w wyniku tych procesów.

W okolicy Omięcina dolna część osadów poziomu *Garantiana tetragona* reprezentowana jest przez ility piaszczyste o mniej lub bardziej wyraźnym pokroju łupkowym. Jasnoszary piasek drobno- lub średnioziarnisty skoncentrowany jest w cienkich warstewkach lub tworzy nieregularne przemazy. Licznie występuje gruboblaszkowy muskowitz. Niekiedy spotyka się sieczkę zwęglonych roślin oraz piaszczyste fukoidy. Obserwuje się również kilkucentymetrowe przewarstwienia piaskowców, najczęściej średnioziarnistych, białawoszarych z do-

mieszką drobno rozproszonej, białej glinki kaolinowej i drobnego żwirku. Dość częste są także przewarstwienia piaskowców brunatnoszarych, dolomitycznych lub syderyticznych, zazwyczaj z detrytusem fauny. W niektórych wierceniach zanotowano obecność cienkich wkładek syderytu ilastego i zlepieńców zawierających drobne otoczaki syderytu i piaskowców średnioziarnistych, z domieszką glinki i detrytusu fauny. Wkładki syderytów i zlepieńców oraz przewarstwienia piaskowców wyklinowują się na bardzo niewielkiej przestrzeni, co świadczy o lokalnym różnicowaniu warunków sedymentacyjnych.

Na omawianym obszarze, w górnej części osadów poziomu *Garantiana tetragona*, zaznacza się znaczny udział materiału piaszczystego, który niekiedy dominuje nad materiałem ilastym. Typ osadów nie ulega zmianie, tylko wyraźnie wzrasta miąższość i ilość przerostów piaszczystych, przy czym częściej trafiają się osady gruboklastyczne. Te ostatnie napotymano przede wszystkim w wierceniach położonych dalej od wychodni, a zatem wysuniętych dalej ku północnemu wschodowi, co wskazuje, że kierunek ten wyznacza położenie obszaru alimentacyjnego dla tych osadów.

Miąższość osadów poziomu *Garantiana tetragona* w rejonie Omięcina dochodzi do blisko 50 m, zaś sumaryczna miąższość serii piaszczystej i ilastej, reprezentujących kujaw dolny, osiągać może nawet 190 m, a przeciętnie ocenia się ją na 150 m.

W kierunku południowo-wschodnim miąższość osadów kujawu dolnego maleje, ale charakter litologiczny nie ulega zasadniczej zmianie. W Wyszmontowie, gdzie miąższość osadów kujawu dolnego wynosi jeszcze blisko 110 m, dolna ich część (poziomy *Strenoceras subfurcatum* i *Garantiana garantiana*) reprezentowana jest przez serię piaszczystą, zaś górna (poziom *Garantiana tetragona*) przez utwory ilaste. W serii piaszczystej można wyróżnić analogiczne kompleksy jak w rejonie Omięcina z tym, że w Wyszmontowie zaznacza się większy udział materiału ilastego w budowie obydwu kompleksów piaskowców ilastych. Na pograniczu serii piaszczystej i ilastej zanotowano także obecność wkładek syderytów, w których znaleziono nagromadzenie amonitów z gatunku *Garantiana (Pseudogarantiana) dichotoma* Bentz.

Po wschodniej stronie Wisły, w wierceniach Zalesie Antoniowskie, stwierdzone zostały osady piaszczysto-ilaste, które przypuszczalnie reprezentują kujaw dolny. Dalej w tym kierunku oraz ku północnemu wschodowi zasięg występowania osadów tego wieku jest niewielki. Profile jury środkowej w wierceniach Korytków, Rachów, Ciepiałów, Bąkowa i Magnuszew wykazują brak osadów kujawu dolnego, a zatem północno-wschodnia granica ich występowania przebiega na południowy-zachód od linii wyznaczonej przez te wiercenia. Warto przy tym zauważyć, że w Ciepiałowie osady wyższych ogniw jury środkowej spoczywają bezpośrednio na dewonie, zaś w Bąkowej, Rachowie i Korytkowie pomiędzy

utworami paleozoicznymi i osadami jury środkowej występuje niegruba seria piaszczysto-mułowcowa, której przypisuje się wiek dolnojurajski. Pomiędzy osadami paleozoicznymi i jurajskimi zaznaczają się znaczne niezgodności kątowe, a hiatus rozciąga się na różne ogniwa paleozoiku i starszy mezozoik.

Między Wyszmontowem i Jastrzębiem naturalne odsłonięcia osadów kujawu dolnego są bardzo nieliczne i ukazują jedynie niewielkie fragmenty profilu, a materiałów wiertniczych, które uzupełniłyby te luki jest niewiele. Osady kujawu dolnego występują tu w nieco zredukowanej miąższości, a wykształcone są głównie w facji ilastej i mułowcowej.

W pozostałej części północno-wschodniego obrzeżenia, poczynając od Omięcina w kierunku Brudzewic, charakter osadów kujawu dolnego nie ulega zasadniczej zmianie. Na całym tym obszarze można wydzielić analogiczne kompleksy, jakie poznane zostały w rejonie Omięcina. Obserwuje się jedynie tendencję zastępowania osadów facji piaszczystych mułowcowymi a mułowcowych ilastymi przy jednoczesnym wzroście miąższości poszczególnych kompleksów, zwłaszcza ilastych i mułowcowych. W rejonie Brudzewic osady kujawu dolnego osiągają miąższość około 280 m, największą z dotychczas notowanych w regionie świętokrzyskim.

Na odcinku między Inowłodzkiem a Opoczmem w stropie osadów aalenu górnego notuje się obecność cienkiej warstwy zlepieńca, powyżej którego występują przekładające piaszczysto-ilaste, miejscami dolomityczne. Przypuszczalnie reprezentują one dolne, ale nie najniższe ogniwa kujawu dolnego. Na razie jednak brak jest potwierdzenia paleontologicznego dla tych przypuszczeń, stąd też nie można wykluczyć takiej ewentualności, że utwory te są facjalnym odpowiednikiem piaszczystych osadów bajosu i najniższej części kujawu dolnego. Jednakże brak stopniowego przejścia od osadów aaleńskich i obecność wyżej wspomnianego zlepieńca raczej skłania do przyjęcia wersji pierwszej, a przynajmniej sygnalizuje możliwość istnienia hiatusu. Ponad serią przekładających ilasto-piaszczystych, która osiąga kilkadziesiąt metrów miąższości, występuje na tym obszarze seria piaskowców o grubości około 100 m. Dolną jej część stanowią piaskowce drobnoziarniste, jasnoszare, z nielicznymi laminami i przemazami łu, sporadycznie wykazujące skośne warstwowanie, zaś górna część tej serii zbudowana jest z piaskowców drobnoziarnistych, białoszarych, niekiedy o żółtawym odcieniu, zazwyczaj z domieszką drobno rozproszonej, białej glinki. Wiek tych serii, opierając się na porównaniu z profilem Wąglan, określić można jako kujaw dolny — dolna część kujawu środkowego.

W środkowej części niecki Opoczna kujaw dolny i najniższa część kujawu środkowego reprezentowane są przez osady piaszczyste i ilaste, których miąższość osiąga około 200 m. W spągu ich występują utwory piaszczyste, określone jako bajos, a w stropie ilaste, z liczną fauną wskazującą na środkową część kujawu środkowego. Wyznaczenie granicy pomiędzy kujawem dolnym i środkowym

nie jest na razie możliwe, ponieważ dotychczas w osadach tych znaleziona została tylko jedna forma przewodnia dla kujawu dolnego, a mianowicie *Garantiana (Hlaviceras) subangulata* Wetz. (S. Z. Różycki, 1955). Z tej samej przyczyny także wydzielenie poszczególnych poziomów ma jedynie orientacyjne znaczenie. Znaczna miąższość osadów zdaje się przemawiać za tym, że mogą tu być reprezentowane wszystkie ogniwa stratygraficzne. Obserwowane w profilu pionowym częste zmiany uziarnienia osadów, powtarzanie się wkładek zawierających toczące ilaste, otoczaki piaskowców i syderytów, a także żwirek, oolity, szczątki fauny, bądź detrytus roślin świadczą o niespokojnych warunkach sedymentacji i bliskości brzegu. Wskazują na to także notowane na pewnych odcinkach profili osadów ilastych znaczne nachylenie uławiczenia i tekstury spływowe oraz lokalnie zaznaczające się przekątne warstwowanie piaskowców.

Omawiane osady odsłaniają się na powierzchni w wielu miejscach w okolicy Parczowa, Białaczowa, Małachowa i Zakrzowa. Poza tym poznane zostały w licznych wierceniach wykonanych na tym obszarze. Najpełniejszy ich profil dostarczyło wiercenie w Wąglanach, które szczególnie dlatego zasługuje na uwagę, że przewiercono tu utwory całej jury środkowej. Charakterystyka kujawu dolnego tego obszaru przedstawiona jest przede wszystkim na podstawie profilu tego wiercenia.

Jak wykazało wspomniane wiercenie w Wąglanach, ponad ilastą serią aalenu górnego, mającą datowanie mikropaleontologiczne i leżącymi w jej stropie piaskowcami, zaliczonymi do bajosu, występują osady piaszczyste i ilaste, których wiek można określić jako kujaw dolny — dolna część kujawu środkowego. Osady te, osiągające około 200 m miąższości, składają się z kilku leżących naprzemiennie kompleksów piaszczystych i ilastych.

Jasnoszare, średnioziarniste piaskowce bajosu przechodzą w piaskowce drobnoziarniste, początkowo z nielicznymi, ku górze z coraz liczniejszymi przemazami łu ciemnoszarego, a następnie w mułowce mierzwiste. Miąższość tych przejściowych osadów piaszczystych i mułowcowych wynosi blisko 10 m. Ponad nimi występują czarne ily łupkowe, zawierające zwęglone i spirytyzowane szczątki roślin, a niekiedy skupienia liliowców. Wyżej leżą ciemnoszare mułowce piaszczyste, partiami fukoidowe, również ze szczątkami zwęglonych i spirytyzowanych roślin, a następnie ciemnoszare ily piaszczyste, mierzwiste, miejscami przechodzące w mułowce syderytyczne. W wyższej części profilu występują mułowce mierzwiste i silnie ilaste oraz ciemnoszare piaskowce drobnoziarniste z przewarstwieniami piaskowców dolomitycznych. Miąższość osadów tego kompleksu wynosi kilkanaście metrów.

Następny, również kilkunastometrowy kompleks, charakteryzuje się urozmaiconym składem osadów. W dolnej jego części, pośród drobnoziarnistych, silnie ilastych piaskowców i mułowców pojawiają się cienkie przerosty piaskowców średnioziarnis-

tych, jasnoszarych i brunatnoszarych, dolomitycznych bądź sydereitycznych, niekiedy z drobno rozproszoną glinką. Trafiają się tu także niegrube warstewki syderytu ilasto-piaszczystego, zazwyczaj z drobnymi oolitami. W kilkucentymetrowej warstwie piaskowca ilastego, ze szczątkami spirytizowanych roślin, zanotowano obecność niedużych otoczków piaskowca średnioziarnistego, brunatnoszarego, z domieszką białej glinki. W górnej części tego kompleksu przeważają piaskowce średnioziarniste. Występują tu naprzemian piaskowce brunatnoszare i szare o różnych odcieniach, dolomityczne, sydereityczne i ilaste, niekiedy z domieszką białej glinki oraz drobnego żwirku. Często także są przerosty syderytu, zazwyczaj piaszczystego, czasem z oolitami i fauną małżów.

Kolejne ogniwo tworzą osady ilaste, których miąższość wynosi około 40 m. W dolnej części są to ciemnoszare ily łupkowe, laminowane drobnoziarnistym, białoszarym piaskiem, z drobnymi, soczewkowatymi wkładkami piaskowca drobnoziarnistego, białoszarego, dolomitycznego oraz z nielicznymi, nieregularnymi konkrekcjami marglisto-sydereitycznymi. W części górnej występują naprzemian ciemnoszare ily fukoidowe i ily o pokroju łupkowym ze smugami i oczkowymi skupieniami drobnoziarnistego, białoszarego piasku, lokalnie wykazujące znaczne nachylenie uławiczenia. Zanotowano tu także obecność cienkiej wkładki piaszczystego, nieco sydereitycznego ily, z licznym detrytusem fauny i domieszką żwirku, zawierającego splaszczone, drobne otoczki syderytu ilastego o zbrunatniałych powierzchniach.

W budowie następnego kompleksu, sięgającego blisko 50 m miąższości, udział biorą piaskowce drobnoziarniste, jasnoszare, partiami z nieregularnymi przelawieniami oraz wkładkami ciemnoszarych iłó z muskowitem. W dolnej części piaskowców obserwuje się często przemazy ilaste, a także zanotowano obecność toczeńców ciemnoszarych iłó. W górnej części pojawiają się przewarstwienia piaskowców, niekiedy średnioziarnistych, z domieszką białej glinki kaolinowej oraz detrytusem zwęglonych roślin. Sporadycznie spotyka się cienkie warstewki syderytu ilastego.

W odsłonięciach znajdujących się w okolicy Małachowa piaskowce te wykazują niekiedy przekątne warstwowanie. Z kompleksu tego pochodzi poprzednio wspomniany okaz *Garantiana (Hlawiceras) subangulata* Wetz. (S. Z. Różycki, 1955), przewodni dla poziomu *Garantiana garantiana*. Jeśli więc piaskowce reprezentują wymieniony poziom, to osady leżące poniżej można zaliczyć do niższej części kujawu dolnego, a zatem do poziomu *Strenoceras subfureatum*. Takie określenie wieku kompleksu piaskowców pozwala również przyjąć, że osady nadległe przedstawiają wyższe ogniwo kujawu, a zatem poziom *Garantiana tetragona*. Można zatem wyrazić przypuszczenie, że w rejonie opoczyńskim, podobnie jak w północno-wschodnim obrzeżeniu, w poziomie *Garantiana garantiana* kończy się sedymentacja osadów piasz-

czystych, zaś z początkiem poziomu *Garantiana tetragona*, na obu obszarach osadzają się utwory ilaste.

Jak wykazało wiercenie w Wąglanach, następny kompleks, około 10 m gruby, tworzą ciemnoszare ily, nieco piaszczyste, z licznymi, nieregularnymi przemazami i smugami piasku drobnoziarnistego, białoszarego, z muskowitem, partiami fukoidowe, z nielicznymi cienkimi wkładkami piaskowca drobnoziarnistego, dolomityczno-sydereitycznego. W dolnej części kompleksu zanotowano 30 cm warstwę mulowca piaszczysto-sydereitycznego, ze śladami po faunie, z kilkucentymetrowymi otoczkami piaskowca drobnoziarnistego, żółtoszarego, zawierającego drobno rozproszoną białą glinkę oraz z drobnymi otoczkami silnie utlenionego syderytu ilastego. W spągu osadów ilastych występuje ciemnoszary, silnie piaszczysty syderyt.

Najwyższy kompleks zbudowany jest z piaskowców („piaskowce przedzielające” S. Z. Różyckiego, 1955), których miąższość osiąga blisko 70 m. W części dolnej (około 20 m) dominują piaskowce średnioziarniste, białoszare i jasnoszare, z domieszką drobno rozproszoną, białej glinki kaolinowej, partiami z nielicznymi, mierzwiastymi przemazami ily ciemnoszarego. Liczne są tu przewarstwienia piaskowców średnioziarnistych, o szarej barwie, sydereitycznych i dolomitycznych, często również z domieszką glinki, rzadziej z drobnym żwirkiem kwarcowym, oolitami, fauną małżów, a niekiedy ze szczątkami zwęglonych roślin. W górnej części tego kompleksu (blisko 50 m) występują piaskowce drobnoziarniste, jasnoszare, z muskowitem, partiami z nieznaczną domieszką drobno rozproszoną, białej glinki. Sporadycznie trafiają się cienkie, nieregularne przelawienia syderytu ilastego.

W wielu odsłonięciach i łomach w okolicy Białaczowa i Parczowa piaskowce tego kompleksu przybierają barwę od białej do jasnożółtej, występują w ławicach od kilku do kilkudziesięciu centymetrów. Powierzchnie ławic zazwyczaj są nierówne, pokryte powłoką białej lub jasnożółtej glinki, często noszą ślady pelzania. Piaskowce te są prawie pozbawione spoiwa, składają się z dość dobrze wysortowanych, ostrokrawędzistych ziarn kwarcu. Skalenie należą do rzadkości. W strefie wychodni, w stropie piaskowców pojawia się cienka warstwa piaskowca silnie zwięzłego, żelazistego, barwy od rdzawej do wiśniowej. Natomiast w wierceniu w Wąglanach zanotowano w stropie tych piaskowców 20 cm warstwę piaskowca drobnoziarnistego, silnie ilastego, nieznacznie sydereitycznego z otoczkami piaskowców drobnoziarnistych, białoszarych oraz nielicznymi ziarnami kwarcu o średnicy do 0,5 cm.

Na piaskowcach leżą ily, w spągu z poziomem rud oolitowych, rozwiniętym w okolicy Parczowa, z których pochodzi liczna fauna amonitowa charakterystyczna dla poziomu *Parkinsonia parkinsoni*, i to raczej dla jego wyższej części (S. Z. Różycki, 1955). Rzutuje to na ocenę wieku opisanego kompleksu piaskowców i występujących w ich

spągu osadów ilastych. Te ostatnie zaliczone zostały do poziomu *Garantiana tetragona*. Wobec tego piaskowce, jako ogniwo pośrednie, reprezentować powinny poziomy *Parkinsonia subarietis* i częściowo *Parkinsonia parkinsoni*. Biorąc jednak pod uwagę, że w północno-wschodnim obrzeżeniu, w górnej części osadów ilastych poziomu *Garantiana tetragona* zaznaczają się liczne przerosty piaskowców, a dopiero nadległe osady ilaste należą do kujawu środkowego, można przypuszczać, że w rejonie Opoczna niższa część kompleksu piaskowców reprezentuje kujaw dolny, poziom *Garantiana tetragona*.

Na zachód od Małachowa i Wąglan, już w okolicy Niemojewic, zaznacza się ogromna redukcja osadów występujących pomiędzy serią ilastą aalenu górnego i serią ilastą kujawu środkowego. Jak wykazały wiercenia w Paradyżu i Sylwerynowie, miąższość ich wynosi tam zaledwie 20 m. W porównaniu z profilem Wąglan, gdzie powstałe w tym czasie utwory osiągają 200 m grubości, spadek miąższości jest bardzo znaczny. Określenie wieku osadów leżących w spągu i w stropie nie budzi zastrzeżeń, gdyż w Sylwerynowie, w aaleńskich osadach ilastych znaleziony został *Costileioceras opalinoides* (Mayer), zaś w osadach ilastych kujawu środkowego *Parkinsonia subarietis* Wetz. Wprawdzie ta ostatnia forma występuje od najwyższej części poziomu *Garantiana tetragona* aż po górną część poziomu *Parkinsonia parkinsoni*, to jednak wyraźna analogia pomiędzy osadami tego ilastego kompleksu, w którym została znaleziona i serią ilastą z Parczowa i Wąglan pozwala przyjąć, że osady ilaste w Sylwerynowie są tego samego wieku, a zatem reprezentują poziom *Parkinsonia parkinsoni*.

Na obszarze antykliny Radoszyc wykształcenie osadów, występujących pomiędzy tymi dwoma, dobrze sprecyzowanymi wiekowo seriami wykazuje dość znaczne zróżnicowanie. W Paradyżu i Sylwerynowie ponad serią ilastą aalenu występują piaskowce drobnoziarniste, jasnoszare, partiami brunatnawoszare, z nielicznymi przelawieniami ciemnoszarego iltu. W najniższej ich części trafiają się szczątki zwęglonych roślin. Wyżej leżą piaskowce drobnoziarniste, partiami fukoidowe, z mierzwiistymi przemazami iltu ciemnoszarego, których ilość ku górze zmniejsza się. W Sylwerynowie, w najwyższej części piaskowce te są średnioziarniste i zawierają domieszkę drobno rozproszonych, białej glinki. Miąższość piaskowców stwierdzona wierceniami wynosi w Paradyżu 19,3 m, zaś w Sylwerynowie 14,0 m. Na pograniczu piaskowców i nadległych osadów ilastych zanotowano w obu wierceniach obecność kilkunastocentymetrowej warstwy mulowca piaszczystego z otoczkami o średnicy do 1 cm, iltów zielonoszarych, piaskowców drobno- i średnioziarnistych, jasnoszarych, z domieszką białej glinki oraz piaskowców drobnoziarnistych, żółtokremowych z nielicznymi, grubszymi ziarnami kwarcu. W stropie mulowca leży cienka warstewka silnie ilastego syderytu.

W osiowej części antykliny Radoszyc, jak wykazało wiercenie w Niewierszynie, ponad serią ilastą aalenu występują kolejno: mulowce ciemnoszare, mierzwiiste, „oczkowe”, piaskowce gruboziarniste, popielatoszare, z domieszką drobnego żwirku, piaskowce średnioziarniste, zielonawoszare, piaskowce drobnoziarniste z przewarstwieniami iltu ciemnoszarego, piaskowce dolomityczne, brunatnawoszare oraz żwiry lub zlepienie o spoiwie ilasto-piaszczystym składające się z otoczek o średnicy do 2 cm piaskowców, kwarcytów i kwarcu. Sumaryczna miąższość tych wszystkich osadów wynosi 35 m. W stropie ich, na pograniczu z serią ilastą kujawu środkowego występuje cienka warstwa iltu piaszczystego z otoczkami o średnicy do 2 cm piaskowców drobnoziarnistych i domieszką drobnego żwirku.

Na pozostałym obszarze antykliny Radoszyc na razie o wykształceniu osadów, które stanowiłyby odpowiednik wyżej opisanych utworów, nic pewnego powiedzieć nie można. Natomiast w jurze środkowej południowo-zachodniego obrzeżenia zdecydowanie brak jest osadów starszych od kujawu środkowego.

Bliższe określenie wieku osadów występujących na obszarze antykliny Radoszyc pomiędzy utworami aalenu i kujawu środkowego, wobec braku datowania paleontologicznego, na razie nie jest możliwe. Niewątpliwie osady te nie reprezentują wszystkich pośrednich ogniw. Na podstawie analizy profilów kujawu dolnego w niecce Opoczna i rozwoju osadów aalenu na obszarze antykliny Radoszyc można przypuszczać, że w bajosie, a być może także i w najniższej części kujawu dolnego na obszarze antykliny Radoszyc odbywała się nadal sedymentacja. Dopiero w środkowej części poziomu *Strenoceras subfurecatum* i w poziomie *Garantiana garantiana* dochodziło tu do niszczenia osadów, o czym świadczą pojawiające się w osadach kujawu dolnego Wąglan otoczki piaskowców oraz toczące i drobne skupienia ciemnoszarych iltów. Wyrównanie warunków przynosi dopiero transgresja kujawu środkowego, która wkracza także na nowe, dalsze tereny. Początek jej zaznacza powstanie osadów zlepieńcowych, w składzie których, obok innych składników, pojawia się materiał poprzednio nie notowany, a mianowicie toczące zielonych iltów, przypuszczalnie serii esteriowej. W podsumowaniu tych rozważań należy przyjąć, że na obszarze antykliny Radoszyc hiatus przypada przede wszystkim na dolną część kujawu dolnego. Na korzyść takiego przypuszczenia przemawia fakt, że w tym samym okresie również na obszarze częstochowskim zaznacza się przerwa w powstawaniu osadów.

#### KUJAW ŚRODKOWY

Osady kujawu środkowego występują w całym północno-wschodnim i północno-zachodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich. Pojawiają się także

w obrzeżeniu południowo-zachodnim, znacząc swą obecnością pierwsze wkroczenie morza jury środkowej na ten teren. W kujawie środkowym, a zwłaszcza pod koniec tego okresu, zaznacza się na całym obszarze świętokrzyskim pewne wyrównanie warunków sedymentacyjnych, które sprzyja powstawaniu osadów mniej zróżnicowanych facjalnie, niż miało to miejsce podczas kujawu dolnego. W środkowej części tego okresu powstają przede wszystkim utwory ilaste, pod koniec zaś dominują osady piaszczyste i piaszczysto-węglanowe, ze znacznym udziałem materiału zoogenicznego. Te ostatnie będą charakteryzować także następne, młodsze ogniwa jury środkowej.

Największą miąższość osadów kujawu środkowego zanotowano w rejonie Brudzewie, gdzie osady ilaste osiągają ponad 100 m, a piaszczyste około 80 m. W północno-wschodnim obrzeżeniu miąższość tych pierwszych wynosi w okolicy Omięcina 60 m, a drugich 55 m, zaś w Wyszmontowie już tylko 20 m i ewentualnie 5 m. W obrzeżeniu północno-zachodnim miąższości wspomnianych osadów kształtują się następująco: w niecce Opoczna powyżej 50 m i około 20 m, natomiast na obszarze antykliny Radoszyc 12—25 m i 8—25 m. W południowo-zachodnim obrzeżeniu, w północnej części niecki Mnina, grubość osadów ilastych kujawu środkowego wynosi 10 m, a piaszczystych 5 m.

Wiek omawianych osadów określony został na podstawie występującej w nich fauny amonitowej, którą wymienia kilku autorów. O obecności parkinsonii w piaskowcach i ilach odsłaniających się w okolicy Szarbska, Gielzowa, Liciężnej i Zakościela wzmiankuje E. Passendorfer (1922—1934). C. Kuźniar (1928) podaje, że stropowe warstwy rudy z kopalni w Parczowie „zawierają faunę z *Parkinsonia Parkinsoni*”. Obecność *Parkinsonia parkinsoni* (Sow.) notuje J. Samsonowicz (1923, 1929, 1934) w górnej części kompleksu ilastego w Wyszmontowie oraz w Jedlance, w jego niższej części. O znajdowaniu parkinsonii w świętokrzyskiej jurze środkowej nadmienia S. Z. Różycki (1939, 1950), a następnie podaje bogatą ich listę (1955). Z „piaskowców przedzielających” autor ten wymienia *Parkinsonia* sp. ex gr. *P. parkinsoni* (Sow.) z Lubieni oraz *P. aff. depressa* var. *pseudoreineckia* Wetz. z Korycisk koło Wieniawy. Najwięcej parkinsonii pochodzi z rudy oolitowej z Parczowa. Wśród zebranych stąd okazów stwierdzone zostały następujące formy: *Parkinsonia subarietis* Wetz., *P. cf. subarietis* Wetz., *P. cf. parkinsoni* (Sow.), *P. cf. pseudoparkinsoni* Wetz., *P. friedericiaugusti* Wetz., *P. cf. depressa* (Quen.), *P. cf. depressa* var. *robusta* Wetz., *P. neuffensis* (Opp.), *P. dorni* Ark. (= *P. ferruginea* var. *dorni* Róz.). Zdaniem S. Z. Różyckiego (1955) fauna ta wskazuje na wyższą część poziomu *Parkinsonia parkinsoni* (*sensu stricto*). Z Trębowa, z wyższej części kompleksu ilastego pochodzi *Parkinsonia aff. radiata* Renz.

W dolnej części piaskowców wapienistych i okrucowców organogenicznych, określanych przez

S. Z. Różyckiego (1955) „serią podwapieniaków dolnych”, występuje już fauna charakterystyczna dla poziomu *Parkinsonia schloenbachi*. Z najniższych warstw serii podwapieniaków dolnych z Zastronia, Zakościela i Dęborzeczek autor ten wymienia *Parkinsonia schloenbachi* Schlippe i *P. schloenbachi* Schlippe *sensu* Dorn, zaś z warstw nieco wyżej położonych z Zastronia i Zakościela *Parkinsonia convergens* Buck. (= *P. eimensis* Wetz.).

Podczas prac prowadzonych w ostatnich latach znaleziono w różnych partiach serii ilastej kilka nacie parkinsonii, ale nie wszystkie można było określić gatunkowo. Pośród oznaczonych okazów zanotowano następujące formy: *Parkinsonia subarietis* Wetz. (Sylwerynow, Parczów, Karczma Kunowska), *Parkinsonia cf. neuffensis* (Opp.) (Inowłódz), *Parkinsonia acris* Wetz. (Karczma Kunowska).

Zebrana fauna wskazuje niezbicie, że seria ilasta reprezentuje kujaw środkowy. Prawdopodobnie jednak nie na całym obszarze świętokrzyskim początek sedymentacji ilastej przypada na ten sam okres. Na podstawie obecnie posiadanych materiałów można przypuszczać, że w północno-wschodnim obrzeżeniu osady ilaste pojawiły się wcześniej niż w Opoczyńskim, czy w obrzeżeniu południowo-zachodnim. W okolicy Omięcina w utworach piaszczysto-ilastych górnej części kujawu dolnego znaleziono ułamki amonitów z podrodzaju *Hlawiceras* (= *Subgarantiana*), co pozwoliło na zaliczenie tych osadów do poziomu *Garantiana tetragona*. W rejonie tym, w wyżej leżących osadach ilastych nie znaleziono wprawdzie żadnej fauny amonitowej, ale w Karczmie Kunowskiej zanotowano obecność *Parkinsonia subarietis* Wetz. w dolnej ich części, co sugeruje, że najniższa część osadów ilastych reprezentuje dolne ogniwa kujawu środkowego. Tym samym zmiana osadów piaszczysto-ilastych na ilaste przypada na pogranicze kujawu dolnego i środkowego. Natomiast w Opoczyńskim, jak na podstawie fauny zebranej w Parczowie podaje S. Z. Różycki (1955), kompleks ilasty reprezentuje wyższe ogniwa poziomu *Parkinsonia parkinsoni*, zaś „piaskowce przedzielające” środkową część tego poziomu (autor ten w przedstawionym schemacie stratygraficznym pomija w kujawie środkowym poziom *Parkinsonia subarietis*). Określając w ten sposób pozycję stratygraficzną tych utworów przyjąć trzeba, że w północno-wschodnim obrzeżeniu początek sedymentacji ilastej przypada na dolną część kujawu środkowego, podczas gdy w tym samym czasie w Opoczyńskim i na antyklinie Radoszyc powstają osady piaszczyste. Dopiero w późniejszym okresie nastąpiło wyrównanie warunków, a zasięg obszaru sedymentacji ilastej znacznie się rozszerzył, obejmując także część obrzeżenia południowo-zachodniego. W poziomie *Parkinsonia parkinsoni* kończy się okres sedymentacji ilastej i już z początkiem poziomu *Parkinsonia schloenbachi* osady ilaste ustępują miejsca osadom mniej lub więcej piaszczystym. W regionie świętokrzyskim zmiana charakteru

osadów zaznacza się bardzo wyraźnie i zapewne odpowiada granicy stratygraficznej między tymi poziomami.

Znaczne trudności sprawia natomiast wyznaczenie górnej granicy kujawu środkowego. Brak fauny przewodniej zmusza do szukania innych przesłanek i wydzielenia kujawu górnego w sposób umowny.

**Poziom Parkinsonia subarietis i Parkinsonia parkinsoni.** W północno-wschodnim obrzeżeniu oba te poziomy reprezentowane są przez serię ilastą, w której wyróżnić można część dolną, zbudowaną prawie wyłącznie z utworów ilastych oraz górną, charakteryzującą się obecnością przewarstwień piaszczystych. Osady części dolnej wykształcone są jako ily łupkowe, ciemnoszare i szare, zazwyczaj smugowane drobnziarnistym piaskiem. Partiami zanika regularny typ warstwowania i ily przybierają pokrój mierzwiasty. Miejscami występują ily fukoidowe. Sporadycznie notuje się cienkie przewarstwienia syderytu ilastego lub piaszczystego. Dość często spotyka się drobne sferosyderyty i konkretne piryty. Przelawienia piaskowców należą do rzadkości i nie osiągają większej grubości.

Osady ilaste części górnej wykształcone są bardzo podobnie. Zwraca jedynie uwagę dość powszechna obecność drobnego detrytusu zwęglonych roślin. Przewarstwienia piaskowców, charakterystyczne dla tej części profilu, odznaczają się dużą zmiennością. Grubość ich waha się od kilku centymetrów do kilku metrów. Dotyczy to tak poszczególnych wkładek notowanych w profilu pionowym jak też zmian miąższości zachodzących lateralnie. Nawet na niewielkiej przestrzeni wyklinowują się one całkowicie. Zmianie ulega również uziarnienie piaskowców od drobnego do grubego. Sporadycznie trafiają się piaskowce zlepieńcowe, najczęściej z otoczkami drobno- lub średnioziarnistych piaskowców o żółtawoszarej barwie. Spoiwo piaskowców bywa rozmaite: ilaste, chlorytowe, syderyticzne, rzadziej margliste bądź dolomityczne. Najczęściej domieszkę piaskowców stanowi sieczka zwęglonych roślin, rzadziej biała glina, drobno rozproszona w skale. Spotyka się także detrytus fauny i faunę, zazwyczaj małże. Na uwagę zasługuje fakt, że w kierunku upadu, a zatem ku północnemu-wschodowi, tak w okolicy Omięcina jak i w przekroju Karczma Kunowska — Mołdawa, zwiększają się miąższości osadów gruboklastycznych. Świadczy to o bliskim położeniu północno-wschodniego brzegu zbiornika oraz pozwala przypuszczać, że z tego kierunku odbywał się transport materiału sedymentacyjnego. Skład otoczek wskazuje, że w peryferycznej części zbiornika dochodziło do rozmywania starszych osadów jury środkowej.

W obrzeżeniu północno-zachodnim początek sedymentacji ilastej przypada na nieco późniejszy okres kujawu środkowego. Występowanie osadów ilastych tego wieku stwierdzone zostało na obszarze od Inowładza poprzez Parczów i Niewierszyn aż do Czerwna oraz w południowo-zachodnim obrze-

żeniu, w północnej części niecki Mnina. Osady te wykształcone są analogicznie, jak w obrzeżeniu północno-wschodnim. Jedynie w okolicy Parczowa, w spagu serii ilastej występują syderyty oolitowe, które niegdyś stanowiły przedmiot eksploatacji (C. Kuźniar, 1928). W górnych warstwach rudy zgrupowana jest bogata fauna — liliowce, mszywioty, małże, ślimaki, jeżowce oraz głowonogi, te ostatnie najczęściej w okazach uszkodzonych. Na znacznym obszarze w rejonie opoczyńskim, na pograniczu serii piaskowców i ilów spotyka się zamiast rudy cienką warstwę ily piaszczystego, w którym tkwią otoczaki oolitowego syderytu i piaskowców. Można zatem przypuszczać, że rudy, których obecny zasięg jest niewielki, pierwotnie tworzyły się na znacznie większej przestrzeni, a następnie uległy rozmyciu. Na obszarze antykliny Radoszyc, w podobnej warstwie, obok otoczek piaskowców i syderytów, obecny jest także żwirtek kwarcowy oraz toczące zielonawoszarych ilów, pochodzące zapewne z rozmytych osadów serii esteriowej. Wiąże się to wyraźnie z rozszerzeniem zbiornika sedymentacyjnego, na tereny, które dotychczas leżały poza jego granicami. Podczas aalenu, bajosu i kujawu dolnego w jego zasięgu znajdowało się jedynie północno-wschodnie i północno-zachodnie obrzeżenie, a dopiero w kujawie środkowym transgresja obejmuje także część południowo-zachodniego obrzeżenia. W północnej części niecki Mnina osady ilaste kujawu środkowego spoczywają bezpośrednio na serii esteriowej, a osadów niższych ogni w jury środkowej i najwyższej części toarku jest brak (I. Jurkiewiczowa, 1967).

Pojawienie się osadów piaszczystych pod koniec okresu sedymentacji ilastej sygnalizuje zmianę warunków, jaka zaznaczyła się w następnym ogniwie kujawu środkowego.

**Poziom Parkinsonia schloenbachi.** Osady najwyższej części kujawu środkowego różnią się zdecydowanie od osadów niższych ogni w jury środkowej. Reprezentowane są przez piaskowce wapiaste, charakteryzujące się zazwyczaj znacznym udziałem materiału organodetrytycznego, który niekiedy stanowi główny składnik skałotwórczy. Wśród okruców organicznych rozróżnić można człony liliowców, fragmenty skorup małżów, rzadziej ułamki mszywiotów. Obok piaskowców wapienistych często także występują piaskowce dolomityczne, chlorytowe bądź margliste. Drobnny detrytus zwęglonych roślin stanowi pospolitą domieszkę. Miejscami piaskowce zawierają nieregularne przemazy i przewarstwienia ciemnoszarych ilów, niekiedy z muskowitem i sieczką zwęglonych roślin. Czasami spotyka się toczące ilaste. Dość często trafiają się, zwłaszcza w niższej części profilu, wkładki syderytu piaszczystego. Również często obserwuje się przewarstwienia skał zlepieńcowych, grubości od kilku centymetrów do kilku metrów. Zwykle spoiwo ich stanowi marglisty piaskowiec, zazwyczaj ze znaczną domieszką detrytusu fauny oraz żwirku kwarcowego. Otoczaki

przeważnie zbudowane są z piaskowców. Najczęściej są to piaskowce średnioziarniste, białe- lub żółtawoszare, niekiedy z drobno rozproszoną, białą glinką, bądź piaskowce drobnoziarniste, żółtoszare, wapniste, czasami z drobnym detrytusem fauny. Znacznie rzadziej trafiają się otoczaki syderytu ilastego, w różnym stopniu utlenionego. Wielkość otoczek jest rozmaita, zwykle średnica ich nie przekracza kilku centymetrów. Na ogół mniejsze otoczki są lepiej obtoczone, czasami nieco splaszczone. Zazwyczaj obok siebie występują otoczki różnej wielkości, przy czym są one zawieszane w spoiwie, które z reguły stanowi główną masę skały. Często otoczki i grubsze okruchy skorup pokryte są cienką warstewką ihu chlorytowego, wykazującego niejednokrotnie budowę wielowarstwową.

Na wychodniach wyżej opisane utwory zostały pod wpływem procesów wietrzenia w różnym stopniu przeobrażone. W odsłonięciach spotyka się najczęściej piaszczysto-wapniste skały, brunatno-żółtej barwy, zazwyczaj drobnokrystaliczne, zwane przez miejscową ludność „podwapieniakami”. Nazwę tę wprowadził do literatury geologicznej S. Z. Różycki (1955). Skały te, jako odporne na erozję, tworzą często pasma wzgórz wyraźnie wyodrębniające się w terenie. Jedno z najpiękniejszych odsłoneń tych utworów znajduje się w przelomie Pilicy pod Inowłodzem.

W północno-wschodnim obrzeżeniu, począwszy od Rogowa aż po Ćmielów, w strefie piaszczysto-wapnistych osadów, bogatych w związki żelaza, występują piaski żelaziste z gniazdami i naciekami limonitu. Na epigenetyczny charakter tych rud i związek ich z procesami wietrzenia, jakie odbywały się w trzeciorzędzie i doprowadziły do usunięcia węglanów oraz utlenienia związków żelaza, które razem z materiałem piaszczystym pozostały jako residuum, zwracali uwagę J. Samsonowicz (1923—1934), S. Z. Różycki (1939—1955) oraz M. Kobyłecki (1948).

Piaski żelaziste tworzą trzy poziomy. Najniższy z nich, zwany „dolnym” lub „Kobyłeckiego” związany jest z wychodniami osadów poziomu *Parkinsonia schloenbachi*. Środkowy poziom „Czerwona” występuje na wychodni kujawu górnego, zaś najwyższy „Mikołaj” — batonu. Przez wiele lat eksploatowane były jedynie żelaziaki brunatne, obecnie przedmiotem zainteresowania stały się piaski żelaziste.

Osady poziomu *Parkinsonia schloenbachi* osiągnęły największe miąższości w obrzeżeniu północno-wschodnim. Ich rozwój facjalny wskazuje, że obszar ten znajdował się w strefie silnego dopływu materiału klastycznego, gdzie obok okruchowców faunistycznych powstawały grube kompleksy piaskowców i zlepieńców. Te ostatnie szczególnie często spotyka się między Rogowem i Ostrowcem Świętokrzyskim, gdzie osiągają niejednokrotnie po kilka metrów miąższości. Począwszy od Ostrowca Świętokrzyskiego, w kierunku południowo-wschodnim zaznacza się wyraźna redukcja osadów tego ogniwa.

W obrzeżeniu północno-zachodnim miąższość osadów poziomu *Parkinsonia schloenbachi* jest znacznie mniejsza. Na odcinku pomiędzy Inowłodzem i Białaczowem są one wykształcone przede wszystkim jako piaskowce wapniste i dolomityczne, okruchowce odgrywają mniejszą rolę. Udział skał zlepieńcowych jest znikomy. Natomiast na obszarze antykliny Radoszyc, wraz ze zmniejszaniem się miąższości tych osadów obserwuje się częste występowanie zlepieńców, przy czym materiał otoczek stanowią zwykle piaskowce wapniste. Również obecność toczeciów ciemnoszarych ilów nie należy do rzadkości. Świadczy to o płytkim i labilnym zbiorniku sedymentacyjnym, w którym nowopowstałe osady dostawały się w zasięg działania falowania i ulegały rozmyciu lub też zostały niszczone w strefie brzegowej.

W obrzeżeniu południowo-zachodnim, jak podaje I. Jurkiewiczowa (1967), „górne warstwy podwapieniaków dolnych” występują jeszcze w okolicy Mnina. Jest to zatem najdalej ku południowemu wschodowi wysunięte miejsce, w którym zanotowana została obecność osadów kujawu środkowego.

#### KUJAW GÓRNY

Ponad utworami piaszczystymi, które dominują w najwyższej części kujawu środkowego, występują osady nowego cyklu, zapoczątkowanego powstaniem zlepieńców, muszlowców i różnego rodzaju piaskowców, a kończącego się na sedymentacji ilastej. Wyraźna analogia, jaka zaznacza się w wykształceniu tych osadów i osadów kujawu górnego w innych rejonach Polski, pozwala uważać je za równowiekowe.

W obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich fauna amonitowa znaleziona została w tych osadach dotychczas jedynie w Niemojewicach i Strzemesznej. Z Niemojewic, jak podaje S. Z. Różycki (1955), pochodzi „*parkinsonia*”, której oznaczenie gatunkowe waha się między *Parkinsonia compressa* (Quen.) (= *P. wuerttembergica* Opp.) i *P. ferruginea* (Opp.). W wierceniu w Strzemesznej E. Cieśla (1958) znalazł *Parkinsonia cf. compressa* (Quen.).

S. Z. Różycki (1955) do kujawu górnego zalicza górną część „podwapieniaków dolnych” oraz „wkład ilasty w stropie dolnego podwapieniaka”. Materiały uzyskane z wierceń wykonanych w ciągu ostatnich lat przemawiają za słusznością poglądów tego autora na pozycję stratygraficzną wymienionych utworów.

W północno-wschodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich zasięg występowania osadów, które można bez zastrzeżeń zaliczyć do kujawu górnego, ogranicza się do rejonu Ostrowca Świętokrzyskiego i Ćmielowa. Dalej ku południowemu-wschodowi obecność ich jest raczej wątpliwa. Prawdopodobnie podczas batonu zostały one z tej części obszaru usunięte, podobnie zresztą jak i najwyższa część osadów kujawu środkowego. Do takich przypuszczeń skłania tak analiza profilów jury środkowej z wierceń wykonanych w Wyszmontowie, jak i rozwój osa-

dów batonu na obszarze położonym na zachód od Ostrowca Świętokrzyskiego.

Jak wykazały wiercenia wykonane na północny zachód od Ostrowca Świętokrzyskiego, ponad piaskowcami poziomu Parkinsonia schloenbachi występuje kilkunastometrowy kompleks osadów, których wykształcenie przemawia za tym, by zaliczyć je do kujawu górnego. Kompleks ten zbudowany jest z leżących naprzemian piaskowców o różnym uziarnieniu, chlorytowych, wapnistych, dolomitycznych bądź syderytycznych, niekiedy silnie ilastych, często z nagromadzeniami otoczek o różnej wielkości. Materiał otoczek stanowią zazwyczaj piaskowce wapniste, żółtoszare, rzadziej syderyt. W całym kompleksie występuje liczny detrytus fauny, a nie rzadko także sieczka zwęglonych roślin. Miejscami notuje się obecność oolitów żelazistych i żwirku kwarcowego. Także częste są przelawienia łu piaszczystego, ciemnoszarego, z detrytusem fauny i fauną, która niekiedy jest tak obfita, że tworzy zlepy muszlowe. W górnej części profilu przewarstwienia ilaste są coraz liczniejsze, aż wreszcie zaczynają dominować nad innymi osadami.

W okolicy Omęcina, w dolnej części kujawu górnego występują naprzemian piaskowce, mułowce i zlepieńce, zwykle z domieszką detrytusu fauny i zwęglonej flory, niekiedy ze skupieniami oolitów żelazistych. Często obserwuje się również obecność muszłowców. Te znacznie zióźnicowane osady ku górze profilu ustępują miejsca piaskowcom, najczęściej chlorytowym, z detrytusem fauny, które następnie przechodzą w twory margliste, przepelnione drobno rozkruszonym detrytusem fauny, zawierające liczne, białe oolity oraz nierównomierną domieszkę piasku. Łączna miąższość tych osadów wynosi kilkanaście metrów.

W okolicy Brudzewic osady kujawu górnego wykształcone są jako piaskowce drobnoziarniste, chlorytowe, z licznym detrytusem fauny, niekiedy z białymi oolitami. Znacznie rzadziej trafiają się nieliczne, drobne otoczki piaskowców. Wśród piaskowców często pojawiają się przewarstwienia zlepow muszlowych. W górnej części piaskowce przechodzą w mułowce piaszczyste i ilaste, zwykle z domieszką detrytusu fauny. Osady te osiągają ponad 30 m miąższości.

Jeszcze dalej ku południowemu-zachodowi, jak wykazały wiercenia w Radwanec i Strzemeszej (z tego ostatniego pochodzi wspomniana poprzednio *Parkinsonia* cf. *compressa* (Quen.)), kujaw górny reprezentowany jest głównie przez piaskowce drobnoziarniste, ilaste, z przemazami ilastymi i przelawieniami zlepow muszlowych oraz wkładkami piaskowców dolomitycznych. Sumaryczna miąższość tych osadów wynosi około 40 m.

W obrzeżeniu północno-zachodnim, w rejonie Białaczowa osady tego wieku wykształcone są jako piaskowce, zazwyczaj dolomityczne, z licznym detrytusem fauny, zwłaszcza krynoidów oraz skupieniami oolitów żelazistych. Ku górze piaskowce dolomityczne przechodzą w piaskowce wapniste, a następnie margliste i ilaste, również z licznym

detrytusem fauny i oolitami, a sporadycznie także z otoczkami piaskowców wapnistych. W stropie piaskowców leży cienka warstwa ciemnoszarego łu piaszczystego. Osady tego ogniwa mają tu kilkanaście metrów grubości.

Na obszarze antykliny Radoszyc osady kujawu górnego mają na ogół nieco mniejszą miąższość. Wykazują one znaczne podobieństwo do wyżej opisanych utworów z rejonu Białaczowa, z tą jednak różnicą, że w budowie ich większy udział biorą zlepieńce. W Sylwerynowie i Paradyżu zlepieńce składają się najczęściej z drobnych otoczek piaskowców wapnistych i chlorytowych, niekiedy o powierzchniach zbrunatniałych lub pokrytych cienką otoczką łu chlorytowego bądź limonitu ziemistego. Natomiast w Niewierszynie notuje się przede wszystkim obecność tocznic ciemnoszarego łu. W górnej części profilu, w Paradyżu i Sylwerynowie znajdują się osady ilaste, zaś w Niewierszynie piaszczysto-ilaste.

W obrzeżeniu południowo-zachodnim, jedynie w północnej części niekiedy Mnina występują osady, które można uważać za górnokujawskie. Zostały one przewiercone w otworze Wólka-Konradów (I. Jurkiewiczowa, 1967). Część dolna tych osadów reprezentowana jest przez przelawicające się naprzemian wapienie szare, oolitowe, z liczną fauną i jej detrytusem, muszlowce, mułowce, niekiedy także z detrytusem fauny i oolitami oraz zlepieńce. Te ostatnie zbudowane są z otoczek wapieni oolitowych bądź tocznic czarnych mułowców, przepelnionych detrytusem fauny. W części górnej występują mułowce ciemnoszare, niespokojnie laminowane, z licznym, rozkruszonym detrytusem fauny, sporadycznie z okruchami zwęglonego drewna. Miejskami przechodzą one w muszlowce. Znalaziona w tych osadach mikrofauna przemawia za ich górnokujawskim wiekiem. Miąższość ich, stwierdzona w wierceniu, osiąga nieco ponad 13 m. Powyżej leżą piaskowce wapniste, żółtoszare, z licznym, drobno rozkruszonym detrytusem fauny, zapewne batońskie.

Jak daleko w kierunku południowym i wschodnim sięgają osady kujawu górnego, na razie nie można definitywnie odpowiedzieć. Jedynym kompleksem o stałym wykształceniu, który prześledzić można prawie na całym obszarze południowo-zachodniego obrzeżenia, są margle piaszczyste i krzemieniste, niewątpliwie reprezentujące kelowej. Pomiędzy nimi i podłożem, które stanowią, w miarę posuwania się ku SE, coraz to starsze ogniwa jury dolnej, a następnie retyk lub niekiedy kajper, notowano w różnych miejscach tego obrzeżenia obecność starszych osadów jury środkowej. Wiek ich, z powodu braku datowania paleontologicznego, jest trudny do ustalenia i może być przyjmowany począwszy od wyższej części kujawu środkowego aż do batonu, a nawet kelowej włącznie. Nie ulega wątpliwości, że nie wszystkie pośrednie ogniwa są tu reprezentowane. Brak niektórych ogniwi może być rezultatem przerwy sedimentacyjnej lub też wynikiem rozmycia, jakie odbywać się mogło tak podczas kujawu jak i batonu. Niezależnie od tego brak osadów może

być na pewnych odcinkach spowodowany późniejszymi zaburzeniami tektonicznymi (J. Czarnocki, 1926, 1927). Należy podkreślić, że sam fakt wykształcenia osadów w takiej czy innej facji nie może stanowić przesłanki do określenia wieku, gdyż tak kujaw jak i baton mogą być reprezentowane przez

ciemnoszare ily bądź piaskowce, okrucowce zoogeniczne czy też zlepience. Z tego względu, zagadnienie wieku starszych od keloweju osadów jury środkowej, występujących w południowo-zachodnim obrzeżeniu, pozostaje kwestią otwartą.

## BATON

Osady batonu w regionie świętokrzyskim, w porównaniu z osadami innych ogniów jury środkowej, są najslabiej poznane.

S. Z. Różycki (1955) zalicza do batonu „serię górnych piaskowców czy też górnych podwapieniaków”, opierając na faunie małżów i ramienionogów, zebranych z tej serii w Inowłodzu i okolicy Omięcina oraz podawanej przez J. Samsonowicza (1934) z Sowiej Góry koło Ćmielowa. Miąższość wspomnianej serii ocenia na 100 m, przy czym zwraca uwagę, że jej najwyższa część reprezentuje już kelowej.

Fauna amonitowa, zebtana z wierceń przebijających osady batonu jest bardzo uboga. W otworze Radwanka, położonym w północnej, osiowej części antykliny Gielniowa, jak podaje E. Cieśla (1958), znaleziony został *Eohectioceras costatum* (Roem.) w ciemnoszarym piaszczystym ile. Także w tym samym otworze, o 3 m wyżej, w piaskowcu marglistym znaleziony został *Macrocephalites* sp. Jest to jedyny przypadek, gdzie kontakt batonu górnego i keloweju dolnego ma datowanie paleontologiczne. W wierceniu Niewierszyn, usytuowanym na antyklinie Radoszyc, znaleziony został *Bullatimorphites* sp. w mulowcu występującym w środkowej części batonu.

Wobec takiego ubóstwa fauny, nie ma podstaw do wydzielenia w batonie świętokrzyskim poszczególnych podpięter, nie mówiąc już o poziomach amonitowych. Można tylko przypuszczać, że na znacznej przestrzeni północno-wschodniego i północno-zachodniego obrzeżenia, gdzie notuje się największe miąższości osadów, reprezentowane są wszystkie ogniwa batonu. W peryferyjnych częściach obrzeżenia należy liczyć się z istnieniem znacznych hiatusów.

W rejonie opoczyńskim i w okolicy Omięcina znajdują się odsłonięcia ukazujące rdzawożółte piaskowce wapienste — „podwapieniaki” zaliczane do batonu. W Inowłodzu i w Dęborszecze odsłaniają się drobnoziarniste, kruche piaskowce i piaski, również tego wieku. W paśmie tychowskim, na wychodniach batonu występują piaski żelaziste poziomu „Mikołaj”, a miejscami ujawniają się rekrystalizowane piaskowce wapienste.

Wierceń, które osiągały pełne profile serii batoniskich jest w całym regionie zaledwie kilka. Rozmieszczone są w znacznym oddaleniu, stąd szczegółowe ich paralelizowanie jest dość ryzykowne. Osady te bowiem cechuje żywa zmienność wykształcenia,

która zaznacza się tak w profilach pionowych jak i lateralnie. Na podstawie obecnych materiałów można przedstawić jedynie ogólną charakterystykę osadów batoniskich.

W północno-wschodnim obrzeżeniu, na odcinku pomiędzy Wyszmontowem a Ćmielowem osady tego wieku są bardzo silnie zredukowane, a wykształcone w postaci niezbyt grubej warstwy piaskowców wapienistych, krynowidowych. Przypuszczalnie reprezentowany jest tu tylko najwyższy baton.

Począwszy od Ćmielowa i Ostrowca Świętokrzyskiego miąższość osadów batonu wyraźnie wzrasta i już w rejonie Karczma Kunowska — Mołdawa wynosi około 100 m. Najliczniej występują tu piaskowce wapienste, rzadziej dolomityczne, margliste lub chlorytowe oraz okrucowce organogeniczne, zwykle piaszczyste. Dość często notuje się obecność domieszki drobnego żwirku kwarcowego. Stałym składnikiem osadów jest materiał organodetrytyczny, w różnym stopniu rozkruszony. Obserwuje się kolejne przejścia od drobnoziarnistych okrucowców do muszlowców. Wśród szczątków organicznych rozróżnić można człony liliowców, kolece jeżowców, okrucy mszywiolów oraz fragmenty gruboskorupowych małżów i ramienionogów. Partiami, zwłaszcza w piaskowcach, stwierdza się domieszkę detrytusu zwęglonych roślin. Miejscami piaskowce zawierają liczne przemazy i przewarstwienia ilaste. Lokalnie obserwuje się nagromadzenia oolitów oraz pizolitów żelazistych.

W dolnej i środkowej części profilu zwykle pojawiają się osady zlepiencowe, które niekiedy osiągają po kilka metrów miąższości. Otoczaki najczęściej zbudowane są z piaskowców wapienistych, z detrytusem fauny, czasem z oolitami lub punktowymi skupieniami limonitu ziemistego. Obok nich także często występują otoczaki okrucowców organogenicznych. Sporadycznie trafiają się otoczaki syderytu, szarych wapieni i dolomitów. Spoiwo zlepienców stanowi zazwyczaj piaskowiec marglisty lub ily piaszczysty, zwykle z detrytusem fauny. Otoczaki, w przeważającej ilości drobne, z reguły stanowią mniej niż połowę masy całej skały. Nierzadko mają powierzchnie zbrunatniałe lub pokryte cienką otoczką limonitu ziemistego. Otoczki limonitowe obserwuje się także na większych fragmentach skorup.

W wyższej części profilu dominują piaskowce wapienste, partiami margliste, ze znaczną domieszką drobno rozkruszonego detrytusu fauny i sieczką zwęglonych roślin, a sporadycznie z tocząciami

ilastymi. Ku górze przechodzą w okrucowce organogeniczne, zazwyczaj z oolitami bądź punktowymi skupieniami limonitu ziemistego.

Charakter osadów wskazuje, że obszar ten znajdował się w strefie brzegowej, o korzystnych warunkach dla bujnego rozwoju płytkowodnej fauny, która dostając się w zasięg działania fal ulegała rozkruszeniu tworząc obfity materiał skałotwórczy. Jednocześnie obserwuje się prawie podczas całego batonu znaczny dopływ materiału klastycznego, w którym grubsze frakcje odgrywają poważną rolę. Ze składu otoczków można wnioskować, że pochodzą one w głównej mierze ze zniszczonych osadów jury środkowej. Częstsze występowanie skał zlepieńcowych w wierceniach wysuniętych dalej ku północnemu wschodowi wskazuje, że materiał dostarczany był z tego kierunku.

Można przypuszczać, że na obszarze położonym na wschód od Ostrowca Świętokrzyskiego, osady górnych ogniw jury środkowej zostały podczas batonu w znacznej części usunięte. W tym czasie, na peryferiach zbiornika zapewne wielokrotnie dochodziło na przemian do powstawania i niszczenia osadów. Często tworzyły się zlepienie śródformacyjne. Przypuszczalnie dopiero pod koniec batonu w zasięgu transgresji znalazły się tereny wschodniej Polski, a na omawianych odcinkach obrzeżenia doszło do wyrównania warunków sedymentacyjnych, dzięki czemu osadziły się na tych obszarach podobne utwory.

W środkowej części północno-wschodniego obrzeżenia, w rejonie Omięcina, osady batonu osiągają miąższość 70—100 m. Rozpoczyna je kompleks skał charakteryzujących się znacznym zróżnicowaniem litologicznym. Najliczniej występują okrucowce zoogeniczne z nieznaczną domieszką grubego piasku i żwirku. Często obserwuje się w nich oolity i pizolity żelaziste. Partiami okrucowce są przekształcane i tworzą skałę zbliżoną do drobnokrystalicznego wapienia. Miejscami przechodzą one w piaskowce wapienste ze znaczną domieszką drobnego detrytusu fauny. W kompleksie tym powtarzają się kilkakrotnie utwory zlepieńcowe, w których otoczki i większe fragmenty skorup pokryte są często powłoczką limonitu ziemistego. Otoczki zbudowane są zazwyczaj z piaskowca wapienistego, żółtoszarego, zawierającego czasem drobny detrytus fauny lub białą glinę koalinową. Średnice ich na ogół nie przekraczają 2 cm. Spoiwo zlepieńców stanowi najczęściej silnie piaszczysty margiel, z reguły z domieszką detrytusu fauny i żwirku, a także z pizolitami żelazistymi.

W osadach następnego kompleksu udział materiału organodetrytycznego jest nadal bardzo duży. W wykształceniu faejalnym osadów zaznaczają się pewne zmiany. Okrucowce zoogeniczne, dominujące w południowo-wschodniej części obszaru, ku północnemu zachodowi ustępują miejsca piaskowcom średnio- i drobnokrystalicznym, miejscami chlorytowym, z bardzo licznym, drobnym detrytusem fauny.

W środkowej części profilu osadów batońskich

omawianego rejonu pojawiają się ponownie utwory zlepieńcowe. Otoczki zbudowane z piaskowców wapienistych i okrucowców organogenicznych umieszczone są bezładnie w przeważającej masie spoiwa, zwykle marglisto-piaszczystego, z detrytusem fauny i limonitowymi pizolitami. Powierzchnie otoczków są zazwyczaj zbrunatniałe, często z otoczką limonitu ziemistego. Również większe fragmenty skorup pokryte być mogą podobną otoczką. Wielkość otoczków przeciętnie waha się od 1 do 5 cm, a sporadycznie dochodzi do 10 cm. Na uwagę zasługuje fakt, że w kierunku północno-wschodnim wzrasta miąższość osadów zlepieńcowych oraz zwiększają się rozmiary otoczków. A zatem materiał klastyczny i w tym przypadku przynoszony był głównie z tego kierunku. Zlepienie te tworzyły się przy jednoczesnym, silnym dopływie drobniejszych frakcji materiału terygenicznego.

Górne ogniw batonu przewiercone zostały w rejonie Omięcina tylko w jednym otworze. Reprezentują je piaskowce drobnokrystaliczne, wapienste, niekiedy chlorytowe, zawierające bardzo liczny, drobno rozkruszony detrytus fauny, a miejscami także sieczkę zwęglonych roślin. Partiami spotyka się nieliczne, nieregularne przemazy ciemnoszarego iłu.

Na pograniczu batonu i keloweju występuje cienka warstwa zlepienia z licznymi, drobnymi otoczkami piaskowca drobnokrystalicznego, niekiedy pokrytymi otoczkami limonitu ziemistego. W piaszczasto-ilastym spoiwie brunatnoszarej barwy obecne są liczne pizolity i oolity limonitowe oraz okrucowce skorup małżów i belemnitów. Ku górze zlepienie przechodzi w piaskowiec brunatnowisniowy, prawie zlewny, drobno warstwowy. Górna powierzchnia tej kilkucentymetrowej warstwy wykazuje ślady rozmoczenia, jest zbrunatniała, z nieregularnymi, lekko-watymi zagłębieniami. Piaskowiec ten, a także niżej leżący zlepienie mogą należeć już do keloweju.

Dalej ku północnemu-zachodowi, w rejonie Brudzewic, osady batonu wykształcone są przede wszystkim jako piaskowce drobnokrystaliczne, jasno-żółte, miejscami nieco ilaste, z przemazami ilastymi. W górnej części profilu występują piaskowce chlorytowe bądź wapienste, z drobnym detrytusem fauny, domieszką detrytusu zwęglonych bądź spirytywanych roślin oraz oolitami, najczęściej wapienistymi. Osady batonu w tym rejonie przewiercone zostały tylko w jednym otworze, przy czym najwyższa ich część nie została poznana, gdyż wiercenie zlokalizowane było na wychodni wyżej opisanych utworów. Miąższość osadów batonu, stwierdzona w wierceniach, wynosi około 100 m.

W osiowej części antykliny Gielniowa, w wierceniach Radwanka baton rozpoczyna się piaskowcami drobnokrystalicznymi, marglistymi, z bardzo drobnym detrytusem fauny, partiami z przemazami ilastymi. Wyżej leżą piaskowce ilaste, a następnie blisko 30 m gruby kompleks piaskowców drobnokrystalicznych, kruchych, partiami chlorytowych, często z przemazami ilastymi.

W środkowej części profilu pojawiają się tu przewarstwienia piaskowców dolomitycznych i wapienis-

tych, zazwyczaj z detrytusem fauny, a niekiedy z oolitami. Następnie występują mułowce i piaskowce ilaste, również z detrytusem fauny. Wyżej dominują piaskowce wapniste z bardzo licznym detrytusem fauny. Miejscami obserwuje się wkładki piaskowców chlorytowych i wapnistych. Sporadycznie trafiają się drobne, białe oolity.

Najwyższą część profilu stanowią ciemnoszare ily piaszczyste, z licznym detrytusem fauny i szczątkami węglonej flory. Z ilów tych pochodzi wspomniany *Eohecticeras costatum* (Roem.).

Mięszość osadów batonu wynosi tu około 80 m. Wykształcenie ich wykazuje znaczne podobieństwo z batonem łączącym.

Na obszarze od Inowłódza aż po Opoczno osady batonu osiągnęły podobną mięszość. Reprezentowane są przez słabo scementowane piaskowce i piaski drobnoziarniste, w środkowej części profilu przedzielone kompleksem ilastym.

W okolicy Białaczowa i Wąglan do batonu zaliczone zostały osady piaszczysto-węglanowe, o mięszości około 50 m. Rozpoczyna je kilkunastometrowy kompleks piaskowców dolomitycznych, zazwyczaj z przemazami czarnego łu, niekiedy ze śladami spirytywanych roślin. Powyżej występują okruchowce organogeniczne, często z domieszką drobnego żwirku kwarcowego, przechodzące niekiedy w piaskowce różnoziarniste, z licznym detrytusem fauny. W osadach tych spotyka się drobne skupienia limonitu ziemistego, oolity żelaziste a czasami większe okruchy fauny i ziarna kwarcu pokryte otoczką limonitu ziemistego. Sporadycznie trafiają się ułamki węglonych roślin. Nad tymi osadami leżą piaskowce wapniste, partiami chlorytowe, zazwyczaj z drobnym detrytusem fauny, z przemazami łu ciemnoszarego z muskowitem, miejscami z punktowymi skupieniami limonitu ziemistego. W najwyższej części profilu zanotowano obecność cienkiej warstwy zlepionca o spoiwie piaszczysto-marglistym, z fauną oraz z otoczkami o średnicy do 5 cm piaskowców drobno- i średnioziarnistych, wapnistych, zazwyczaj pokrytych otoczką limonitu ziemistego. Ponad zlepioncem, na pograniczu batonu i keloweju występują piaskowce drobno- i średnioziarniste, wapniste, zielonawoszare, z nieznaczną domieszką żwirku kwarcowego, z oolitami i drobnymi skupieniami limonitu ziemistego oraz przemazami i przeławieniami ilastymi. Piaskowce te osiągnęły blisko 4 m grubości.

Na obszarze antykliny Radoszyc osady batonu przewiercone zostały w Sylwerynowie, Paradyżu i Niewierszynie. W tych dwóch pierwszych wierceniach osady te wykształcone są analogicznie jak w Wąglanach. Mięszość ich wynosi 25—30 m. Rozpoczynają się również piaskowcami dolomitycznymi z przemazami ciemnoszarego łu. Ku górze przechodzą w okruchowce organogeniczne bądź piaskowce średnioziarniste, wapniste i dolomityczne, z licznym drobnym detrytusem fauny, niekiedy z domieszką żwirku oraz skupieniami limonitu ziemistego. Powyżej występują piaskowce wapniste i dolomityczne, partiami chlorytowe, z przemazami

ilu ciemnoszarego, zazwyczaj z detrytusem fauny, sporadycznie z domieszką żwirku kwarcowego i punktowymi skupieniami limonitu ziemistego. Profil osadów batońskich zamykają piaskowce dolomityczne, przechodzące w okruchowce zoogeniczne, z punktowymi skupieniami limonitu ziemistego, z przewarstwieniem piaskowca gruboziarnistego ze żwirkiem oraz bardzo licznym, drobnym detrytusem fauny.

W Niewierszynie osady batonu osiągnęły prawie 50 m. W dolnej części reprezentowane są przez piaskowce dolomityczne, jasnoszare, partiami o zielonawym odcieniu, z cienkimi, nieregularnymi przemazami łu ciemnoszarego, miejscami z sieczką węglonych roślin, a sporadycznie z tocząciami ilastymi. W środkowej części profilu pojawiają się mułowce ciemnoszare, przechodzące w ily piaszczyste bądź piaskowce mierzwiaste, wapniste, niekiedy dolomityczne, miejscami z sieczką węglonych roślin. W mułowcach znaleziony został *Bullatimorphites* sp. Górna część osadów batonu wykształcona jest jako piaskowce wapniste, chlorytowe, z cienkimi przemazami łu ciemnoszarego, w stropie przechodzące w piaskowiec wapnisty, mułowcowy, z drobnymi skupieniami limonitycznymi. Na pograniczu z kelowejem występuje cienka warstwa piaskowca dolomitycznego, a następnie zlepionca o spoiwie piaszczysto-marglistym, z otoczkami o średnicy do 5 cm, zbudowanymi z piaskowców wapnistych.

W południowo-zachodnim obrzeżeniu osady batonu znane są prawie wyłącznie z odsłoneń. W północnej części synkliny Mnina (J. Czarnocki, 1925; I. Jurkiewiczowa, 1967), ponad serią ilastą kujawu górnego występują brunatnożółte i rdzawe piaskowce wapniste, z licznym, bardzo drobnym detrytusem fauny, z przemazami ilastymi, miejscami przechodzące w okruchowce organogeniczne lub muszlowce. Utwory te w partiach przypowierzchniowych często przechodzą w piaski i kruche piaskowce z infiltracjami żelazistymi. J. Czarnocki (1925) podaje o występowaniu w nich *Astarte cordata* i *Rhynchonella* sp. Osady te zaliczane są do batonu.

W pozostałej części południowo-zachodniego obrzeżenia tak sprawa wieku starszych od keloweju osadów jury środkowej, jak i zasięgu ich występowania, nie jest całkiem jasna. Brak datowania paleontologicznego nie pozwala określić jednoznacznie ich pozycji stratygraficznej. Nie ulega wątpliwości, że w kierunku południowo-wschodnim mięszość osadów jury środkowej wyraźnie maleje i coraz mniej kompletny jest ich profil stratygraficzny. Poza tym, na niektórych odcinkach zaburzenia tektoniczne mogą być powodem znacznych redukcji osadów (J. Czarnocki, 1926, 1927).

Występowanie osadów jury środkowej, starszych od keloweju, stwierdzone zostało w wielu miejscach południowo-zachodniego obrzeżenia. Wzdłuż wschodniego skrzydła synkliny Mnina odsłaniają się w kilku miejscach ciemnoszare ily, niekiedy z wkładkami syderytu. Notowana jest również

obecność piaskowców i piasków ze skupieniami żelazistymi (J. Czarnocki, 1925, 1927).

W synklinie Wielebnowa, w Snochowicach na zwirach liasu dolnego leży 3 m gruba warstwa ilów ciemnych z lokalnymi wkładkami syderytu (R. Dądz, 1962; I. Jurkiewiczowa, 1967). Wyżej występuje il ciemnordzawy, nieco piaszczysty, ze skorupowymi kongrekcjami limonitu, rurkami po robakach i odciskami małży (*Astarte* sp.). Jeszcze wyżej leżą ily popielate z wkładką syderytu oraz ily czarne, wapienste. Zdaniem I. Jurkiewiczowej (1967) ily te należą do najwyższej części kujawu górnego i batonu dolnego.

W południowym skrzydle fałdu Zbrzy, jak podaje J. Czarnocki (1925, 1927), występują czarne ily lupkowe, do kilkunastu metrów grube, zawierające w dolnych warstwach faunę. Nad ily leży kilkumetrowa seria piaskowców żółtych i rdzawych, miejscami żelazistych, ze szczątkami roślin, w górnej części z wkładkami zlepieńca złożonego z otoczków marglu szarżółtego, scementowanego piaszczystym spoiwem. Zdaniem tego autora „piaskowce facjalnie odpowiadają w zupełności takimże utworom batu szeroko rozpowszechnionego w okolicach Łopuszcza, Mnina i Lasocina”.

Dalej ku południowemu-wschodowi, w synklinie Maleszowej, jak opisuje J. Czarnocki (1932), występują „piaskowce wapienne ze żwirkiem kwarcowym, zawierają faunę pectenowo-krynoidową (Gumienice wsch.). Spoczywają bezpośrednio pod marglami krzemienistymi kelowej i mogą należeć do batonu. Nie stanowią warstwy o wykształceniu stałym i nie przekraczają 2—3 m grub.”.

W tej samej miejscowości Gumienice, przy drodze, widoczne są ciemnoszare ily, które tworzą warstwę o miąższości poniżej 1 m. Byłoby to zatem najdalej na południowy wschód wysunięte miejsce, gdzie występują osady ilaste. Ily te zajmują w profilu niższe położenie od piaskowców opisywanych przez J. Czarnockiego (1932). W spągu ich leży cienka, nieregularna warstewka piaskowca marglistego, ze skupieniami żelazistymi, z domieszką drobnego, dość dobrze oglądanego żwirku kwarcowego oraz liczną, pokruszoną fauną. Również w Gumienicach, w osypisku leżącym poniżej grzbietu kuesty, spotyka się okruchy zlepieńca zbudowanego z drobnych toczenców popielatych i zielonawych ilów, żwirku kwarcowego oraz bardzo licznego, w różnym stopniu rozkruszonego detrytusy fauny, wśród której dominują krynoidy.

W południowym skrzydle synkliny Maleszowej odsłaniają się brunatnawożółte, drobnoziarniste piaskowce o spoiwie wapienistym, rekrytalizowanym.

Jak już poprzednio wspomniano, wiek tych osa-

dów nie może być zdecydowanie określony, gdyż nie znaleziono w nich fauny, która dałaby w tym względzie wskazówki. J. Czarnocki (1925, 1926, 1932) zalicza te utwory do batonu, nie precyzuje jednak, jaką jego część mogą one reprezentować. Należy zwrócić uwagę, że autor ten używa podziału stratygraficznego, wyróżniającego w doggerze tylko trzy podpiętra. W takim ujęciu baton obejmuje także najwyższą część kujawu. I. Jurkiewiczowa (1967) przypisuje osadom ilastym wiek kujaw górny — baton dolny, przy czym wyraża pogląd, że ily te mają znacznie większy zasięg niż piaskowce i piaski batonu. Jak wynika z powyżej przedstawionych materiałów, występowanie ilów rzeczywiście sięga bardzo daleko na południowy wschód, gdyż stwierdzone zostało także w synklinie Maleszowej. Jednakże leżące w ich stropie osady piaszczyste, lub ich facjalne odpowiedniki, wykazują również szerokie rozprzestrzenienie.

Najstarsze utwory jury środkowej, jakie zanotowano w południowo-zachodnim obrzeżeniu, w północnej części synkliny Mnina, należą do kujawu środkowego i zapewne reprezentują wyższą część poziomu Parkinsonia parkinsoni. Wykształcone są jako utwory ilaste. Bezpośrednio nad nimi występują niewielkiej miąższości piaszczyste i zlepieńcowe osady, ze znacznym udziałem materiału organodetrytycznego, których wiek można określić jako najwyższy kujaw środkowy i najniższy kujaw górny. Osady ilaste pojawiają się ponownie w górnej części kujawu górnego. Baton rozpoczyna się tu utworami piaszczystymi z udziałem materiału organodetrytycznego, które, zdaniem I. Jurkiewiczowej (1967), osiągają około 50 m miąższości, a więc prawie tyle co w Niewierszynie, czy na wyniesieniu Radomska. W środkowej części profilu batonu w Niewierszynie i w Radomsku pojawia się kompleks ilasto-mułowcowy. Można przypuszczać, że w południowo-zachodnim obrzeżeniu również występują podobne utwory, a zatem można przyjąć, że ily tu spotykane należą do batonu.

Opierając się jedynie na analogii w wykształceniu litologicznym można by osady ilaste, stwierdzone w różnych miejscach tego obrzeżenia również dobrze paralelizować z każdym, poprzednio wymienionym kompleksem ilastym, czyli zaliczyć je do kujawu środkowego albo górnego lub do batonu. Wydaje się jednak, że najwięcej argumentów przemawia za tym, by je zaliczyć do batonu, chociaż sprawa ich wieku, do czasu uzyskania dowodów paleontologicznych, jest kwestią otwartą. Natomiast utwory piaszczyste lub ich facjalne odpowiedniki, występujące ponad ily, należy uważać za batońskie.

## KELOWEJ

Liczne odsłonięcia osadów tego wieku znajdują się we wschodniej części północno-wschodniego obrzeżenia (Wyszmontów, Ługi, Wióry, Przepaść, Sowa Góra i inne). Występują tu piaskowce rdzawo-

żółte, drobnoziarniste, zazwyczaj wapienste. Spoiwo ich jest często przekrytalizowane i skała przybiera wówczas pokrój drobnokrystalicznego wapienia piaszczystego. Miejscami przechodzą one w piasz-

czyste wapienie krynoidowe, a niekiedy w spongiolity. W utworach tych występują liczne szarobiałe soczewki w różnym stopniu odwapnione, niekiedy skrzemieniałe. Dość często spotyka się tu belemnity, a J. Samsonowicz (1926, 1928, 1934) obok belemnitów: *Belemnopsis subhastatus* (Ziet.), *Hibolites beyrichi* (Opp.), *Rhopaloteuthis bzowiensis* (Zejszn.), podaje także *Macrocephalites* (*Pleurocephalites*) *tumidus* (Rein.), *Phylloceras* aff. *kudernatschi* Waag., *Hecticoceras* (*Lunuloceras*) *pompeckii* Par. et Bon.

S. Z. Różycki (1955) wspomina o znalezieniu dolnokelowejskiej fauny w okolicy Świniowa (rejon Omięcina). Fauna pochodziła z najwyższej części podwapieniaków.

Górnokelowejska fauna znana jest na obszarze północno-zachodniego obrzeżenia jedynie ze Świnnej. Występuje ona w szarozółtych, niekiedy zielonawych wapieniach marglistych, gruzłowatych. S. Z. Różycki (1955) wymienia z tej miejscowości formy przewodnie dla wszystkich poziomów keloweju górnego oraz dla dywezu, a mianowicie: *Erymnoceras coronatum* (Brug.), *Reineckeia* (*Reineckeia*) *anceps* (Rein.), *Kosmoceras* (*Zugokosmoceras*) *jason* (Rein.), *K.* (*Spinikosmoceras*) *pollux* (Rein.), *K.* (*Spinikosmoceras*) *ornatum* (Schloth.), *Hecticoceras* (*Putealicerias*) *krakowiense* (Neum.), *H.* (*Putealicerias*) *punctatum* (Stahl), *H.* (*Rossisiceras*) *rossiense* (Teiss.), *H.* (*Rossisiceras*) *metomphalum* Bon. sensu Neumayer, *H.* (*Lunuloceras*) *lunula* (Rein.) sensu Zieten, *Peltoceras athleta* (Phill.), *Quenstedticeras* sp., *Perisphinctes* sp. div. (ponad 20 gatunków).

W południowo-zachodnim obrzeżeniu osady keloweju odsłaniają się w wielu miejscach począwszy od Lasocina aż po synklinę Maleszowej. Zazwyczaj wychodnie ich tworzą kuesty, wyraźnie zaznaczając się w morfologii terenu.

W synklinach Mnina, Faniślawic i Wielebnowa dolna część keloweju jest wykształcona jako piaskowce wapieniste, o czerwonym zabarwieniu, lokalnie zsylikowane. Wyżej leżą margle zielonkawe, zsylikowane, z fauną. Z najwyższej, gruzłowatej warstwy margli z Lasocina pochodzi *Kosmoceras* (*Spinikosmoceras*) *pollux* (Rein.) (J. Czarnocki, 1925). Górnokelowejska fauna (*Kosmoceras* sp., *Reineckeia* sp.) stwierdzona została także w warstwie bulastej w Szwedach koło Mnina, gdzie występuje ona razem z fauną dywezu (L. Malinowska, 1967).

W południowym skrzydle antykliny Zbrzy i Radomic oraz w synklinie Maleszowej najniższa część keloweju reprezentowana jest przez żółtawe i zielonawe margle, miejscami piaszczyste, partiami skrzemieniałe, płytowe i lupkowe. Wyżej występują czerwono-rdzawe margle piaszczyste z licznymi krzemieniami oraz ubogą, źle zachowaną fauną. Nad nimi leży cienka warstwa margli czerwonych z licznymi belemnitami. Najwyższą warstwę keloweju stanowią zielonkawe margle oraz wapienie bulaste i gruzelkowane z fauną. Wśród fauny, którą wymienia wielu autorów (J. Lewiński, 1912; J. Czarnocki, 1927; H. Świdziński, 1931; L. Malinowska, 1967), znajdują się: *Hecticoceras* (*Putealicerias*) *punctatum* (Stahl), *H.* (*Chanasia*) *michalskii* Lewiński, *Erymno-*

*ceras* cf. *coronatum* (Brug.), *Hibolites hastatus* (Blainv.), *Rhopaloteuthis bzowiensis* (Zeuschn.), *Belemnopsis canaliculatus* (Schloth.), *Macrocephalites* sp., *Reineckeia* sp., *Kosmoceras* sp., *Oppelia* sp., *Perisphinctes* sp.

W nowym odsłonięciu, w kamieniołomie w Woli Morawickiej (M. Siemiątkowska, 1967) z warstwy wapienia marglistego, leżącego na ciemnych ilach, zebrana została bogata kolekcja fauny dolnokelowejskiej, na którą składają się: *Macrocephalites* (*Macrocephalites*) *compressus* (Quen.), *M.* (*Macrocephalites*) *verus* Buck., *M.* (*Indocephalites*) *pila* (Nikitin), *M.* (*Kamptokephalites*) *subtrapezinus* (Waag.), *M.* (*Kamptokephalites*) cf. *dimerus* (Waag.), *M.* (*Dolikephalites*) *subcompressus* (Waag.), *M.* (*Dolikephalites*) cf. *typicus* (Blake), *M.* (*Tmetokephalites*) cf. *franconicus* (Rollier), *Hecticoceras* (*Lunuloceras*) *pseudopunctatum pseudopunctatum* (Lahusen) i inne. Z wyższej części profilu pochodzą belemnity i nieliczne amonity z rodzajów *Hecticoceras* i *Perisphinctes*.

Wiercenia wykonane w ostatnich latach dostarczyły zaledwie kilku profilów osadów występujących na pograniczu batonu i malmu. Wiercenia te rozmieszczone są w znacznej odległości i tylko na obszarze północno-wschodniego i północno-zachodniego obrzeżenia. Wobec braku na tym obszarze naturalnych odsłonień keloweju stanowią one cenny materiał dla poznania wykształcenia osadów tego wieku. Trudno jest jednakże określić, czy reprezentowany tu jest zarówno dolny jak i górny kelowej, gdyż fauna z reguły nie nadawała się do oznaczenia. Również wyznaczenie granicy keloweju z sąsiednimi ogniwami, z uwagi na brak datowania paleontologicznego, ma znaczenie umowne. W większości wierceń miąższość osadów zaliczonych do keloweju wynosi około 10 m, a jedynie w Wyszmontowie osiąga ponad 20 m.

W Wyszmontowie, na piaskowcu wapienistym, chlorytowym, z liliowcami, przypuszczalnie reprezentującym baton, leży 19 m miąższości seria piaskowców wapienistych, białoszarych, z soczewkami piaskowca o jaśniejszym zabarwieniu, odwapnionego, niekiedy skrzemieniałego. Wyżej występuje 1,8 m gruba warstwa piaskowca drobnoziarnistego, wapienistego, kremowoszarego, przekątnie warstwowanego, a następnie 0,7 m warstwa piaskowca wapienistego, zlewnego, jasnoszarego, o zielonawym odcieniu, w dolnej części z liliowcami. Z dalszej 70 cm partii profilu brak rdzenia. Powyżej leżą margle piaszczyste, zielonawoszare, z brunatnymi oolitami, z liczną fauną belemnitów i amonitów, wskazującą na dywez. Seria piaskowców z krzemieniami najprawdopodobniej reprezentuje kelowej dolny. Warstwy leżące wyżej mogą należeć do keloweju górnego.

W jednym z wierceń w okolicy kopalni „Władysław” przewiercone zostały osady kelowejskie. Osiągają one około 13 m i są odmiennie wykształcone. Na zaliczonych do batonu piaskowcach wapienistych, krynoidowych, z limonitowymi pizolitami, leżą piaskowce drobnoziarniste, wapieniste, szarozółte,

które ku górze przechodzą w piaskowce drobnoziarniste, wapniste, białoszare o zielonawym odcieniu, partiami krynoidowe, z nieregularnymi przelawiczeniami marglistymi. W najwyższej części profilu zanotowane zostały kolejno: 0,8 m warstwa wapienia piaszczystego, krynoidowego, z przemazami marglu chlorytowego; 0,3 m warstwa piaskowca drobnoziarnistego, wapnistego, kremowego o zielonym odcieniu oraz 0,3 m warstwa piaskowca drobnoziarnistego, zlewnego, kremowoszarego, ze śladami po przekryształowanej faunie. Powyżej występuje wapień zielonawoszary, marglisty, gruzłowaty, z licznymi belemnitami i źle zachowaną fauną amonitową, wśród której można rozpoznać formy dywezyjskie.

Następny profil pochodzi z wiercenia Wymysłów w rejonie Omięcina. Na cienkiej warstwie zlepieńca, przechodzącego ku górze w piaskowiec, którego stropowa powierzchnia jest zbrunatniała, nierówna, z wgłębieniami, leży parocentymetrowa warstwa piaskowca drobnoziarnistego, wapnistego, nieco ilastego, jasnoszarego o brunatnym odcieniu, z licznym detrytusem fauny, najczęściej liliowców i belemnitów oraz limonitowymi pizolitami. Wyżej obserwuje się stopniowe przejście w piaskowiec drobnoziarnisty, prawie zlewny, wapnisty, wiśniowobrunatny, z liczną fauną, głównie liliowców i ramienionogów, z drobnymi oolitami żelazistymi i wtrąceniami piaskowca szarobrunatnego oraz piaszczystego ilu chlorytowego. Dalszą część profilu zajmuje kilkumetrowy kompleks prawie zlewnych, drobnoziarnistych piaskowców wapnistych, o barwie białoszarej, z nieregularnymi, przewarstwieniami bądź soczewkowatymi skupieniami piaskowców skrzemieniałych lub krzemieni o ciemniejszym zabarwieniu. Sporadycznie spotyka się faunę, zwykle belemnity. W całym prawie kompleksie występują nieregularnie przebiegające, zazębiające się palczasto, przewarstwienia takich samych piaskowców, tylko o żółtawym odcieniu. Gładkie powierzchnie przerostów, pokryte zazwyczaj cienką warstwą ilu chlorytowego nadają skałe pokrój zlepieńcowaty. Wyżej leży cienka warstwa piaskowca drobnoziarnistego, wapnistego, prawie zlewnego, o barwie wiśniowobrunatnej. Ponad nią występują piaskowce drobnoziarniste, wapniste, prawie zlewny, szarozielonkawe, z nielicznymi nieregularnymi przelawiczeniami ilu zielonawoszarego oraz kawernami po wyługowanej faunie amonitowej. W partii spągowej tych piaskowców, które reprezentują już pewnie dy-

wecz, obserwuje się nieregularne przewarstwienia piaskowca zlewnego, brunatnoszarego. Miąższość osadów zaliczonych do keloweju wynosi nieco ponad 6 m.

Na obszarze antykliny Gielniowa, jedynie w otworze Radwanka przewiercono osady keloweju i to jedynie ich dolną część. Osady te wykształcone są jako piaskowce wapniste, z dość licznymi przemazami ilastymi, miejscami ze szczątkami spirytyzowanych roślin. W dolnej części piaskowców, około 2 m powyżej stropu ilastych osadów batońskich, znaleziony został *Macrocephalites* sp.

W niecce Opoczna osady keloweju przewiercone zostały w otworze Wąglany. Dolna ich część, spoczywająca na zaliczanych do batonu piaskowcach średnioziarnistych, wapnistych, zielonawoszarych, z licznymi ziarnami kwarcu o otoczkach żelazistych, z domieszką kwarcowego żwirku, wykształcona jest jako piaskowce drobnoziarniste, nieco dolomityczne, jasnoszare o odcieniu zielonym, z nieregularnymi przelawiczeniami ilu zielonawoszarego. Z następnego 1,5 m odcinka profilu brak próbek rdzeniowych. Wydobyto jedynie drobne okruchy ilu zlimonityzowanego. Wyżej występuje kilkudziesięciocentymetrowa warstwa piaskowca wapnistego, prawie zlewnego, brunatnowiśniowego. Nad tą warstwą leżą piaskowce wapniste, zielonawoszare, w spągu z brunatnowiśniowymi plamami, zlepieńcowate, z przelawiczeniami ilu chlorytowego oraz liczną fauną, najczęściej belemnitów. Przypuszczalnie ta najwyższa warstwa reprezentuje dywez. Miąższość keloweju ocenia się tu na około 9 m.

Na antyklinie Radoszyce, jak wykazało wiercenie w Niewierszynie, osady tego wieku wykształcone są bardzo podobnie jak w Wąglanach. Dolną ich część stanowią piaskowce drobnoziarniste, wapniste, miejscami dolomityczne, jasnoszare, partiami o zielonawym odcieniu. W ich stropie również występuje niegruba warstwa piaskowca wapnistego, szarowiśniowego.

Osady keloweju występują na całej przestrzeni obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. Na znacznych obszarach reprezentowany jest tak dolny jak i górny kelowej. Na niektórych odcinkach, jak wskazuje na to wykształcenie osadów, można oczekiwać istnienia pewnych łuk w obrębie keloweju oraz na pograniczu z sąsiednimi ogniwami stratygraficznymi.

## UWAGI O PALEOGEOGRAFII

Transgresja morska, przychodząca z północnego zachodu, dociera na obszar świętokrzyski już w aalenie. Aaleński basen sedymentacyjny obejmował swym zasięgiem nieco mniejszy lub co najwyżej taki sam obszar, jaki zajęty był przez zbiornik w toarku dolnym. Po spłyleniu tego zbiornika, jakie miało miejsce w toarku górnym, zaznacza się ponownie jego pogłębienie. Osady piaszczyste, reprezentujące

toark górny, a następnie aalen dolny, stanowią pośrednie ogniwo pomiędzy brakicznymi osadami serii esteriovej i typowo morskimi osadami serii ilastej aalenu górnego. Dotychczas na obszarze świętokrzyskim nigdzie nie zanotowano, by osady aalenu leżały przekraczając w stosunku do osadów toarku. Przeciwnie, obszar ich występowania jest znacznie mniejszy, niż obszar występowania naj-

Stratygrafia		Południowo-zachodnie obrzeżenie		Północna część niecki Mnina		Antyklina Radoszyc		Północ	
Kelo- wej	górný	Kosmoceras duncani Kosmoceras pollux Kosmoceras jason	6-10 m	Margle bulaste <i>Kosmoceras</i> sp., <i>Reineckeia</i> sp.	6-10 m	Piaskowce wapniste	6-10 m	6-10 m	M K ra (S (E ra
	dolny	Sigaloceras calloviense Macrocephalites typicus		Piaskowce wapniste i margle miejscami zsylikowane		Piaskowce wapniste i dolomityczne z przemazami iłu			
Baton		(Poziomy nie udokumentowane)	50 m	Piaskowce wapniste i okrucowce organogeniczne	25-50 m	Piaskowce wapniste i dolomityczne z punktowymi skupieniami limonitu i żwirkiem Piaskowce wapniste, dolomityczne i chlorytowe z przemazami iłu oraz okrucowce organogeniczne Mулowce, piaskowce ze żwirkiem ? <i>Bullatimorphites</i> sp. Piaskowce wapniste, okrucowce organogeniczne z oolitami żelazistymi Piaskowce dolomityczne z przemazami iłu	50-100 m	50-100 m	Pi kt ni Pi ry pie tu Ok ne Ok ne Pia z p
Kujaw (Wezul)	górný	Parkinsonia compressa Parkinsonia ferruginea	8-15 m	Mулowce, ily Zlepieńce, piaskowce, muszlowce, wapienie oolitowe	8-15 m	Ily piaszczyste Zlepieńce, piaskowce dolomityczne i wapniste z oolitami żelazistymi i fauną	8-15 m	10-30 m	Ily Pia mit sty. Pan (Qu Opp
		Parkinsonia schloenbachi	5-10 m	Piaskowce wapniste i zlepieńce	8-25 m	Piaskowce wapniste i dolomityczne, zlepieńce	8-25 m	20-40 m	Pia mit gan zlep
		Parkinsonia parkinsoni	6-10 m	Ily łupkowe	12-25 m	Ily łupkowe <i>Parkinsonia subarietis</i> Wetz. Zlepieniec	12-25 m	30-50 m	Ily Syde lub Park (= I Róż. soni

Tabela stratygraficzno-litologiczna świętokrzyskiej jury środkowej

		Północno-zachodnie obrzeżenie			Północ	
		Antyklina Radoszyc	Niecka Opoczna	Północna część antykliny Gieiniowa	Rejon Omięcina	Rejon
cia	6-10 m	Piaskowce wapniste  Piaskowce wapniste i dolo- mityczne z przemazami iltu	Margle piaszczyste <i>Kosmoceras (Spinikosmoce- ras) ornatum</i> (Schloth.), <i>K.</i> <i>(Spinikosmoceras) pollux</i> (Rein.), <i>K. (Zugokosmoce- ras) jason</i> (Rein.)  Piaskowce wapniste i dolo- mityczne z przemazami iltu	8-13 m  Piaskowce wapniste i mar- gliste  Piaskowce wapniste z prze- mazami iltu <i>Macrocephalites</i> sp.	6-8 m  Piaskowce wapniste  Piaskowce wapniste z krze- mieniami  Piaskowce wapniste	9-13 m
ar- ane	25-50 m	Piaskowce wapniste i dolo- mityczne z punktowymi skupieniami limonitu i żwir- kiem  Piaskowce wapniste, dolo- mityczne i chlorytowe z przemazami iltu oraz okru- chowce organogeniczne  Mułowce, piaskowce ze żwirkiem <i>? Bullatimorphites</i> sp.  Piaskowce wapniste, okru- chowce organogeniczne z o- olitami żelazistymi  Piaskowce dolomityczne z przemazami iltu	50-100 m  Piaskowce wapniste z pun- ktowymi skupieniami limo- nitu  Piaskowce wapniste i chlo- rytowe z punktowymi sku- pieniami limonitu i detry- tusem roślin  Okruchowce organogenicz- ne ze żwirkiem  Okruchowce organogenicz- ne z oolitami żelazistymi  Piaskowce dolomityczne z przemazami iltu	80-100 m  Iły piaszczyste <i>Eohecticoceras costatum</i> (Roem.)  Piaskowce wapniste, dolo- mityczne i chlorytowe nie- kiedy z oolitami wapnisty- mi  Mułowce  Piaskowce wapniste, chlory- towe i margliste z oolitami wapnistymi  Piaskowce margliste i ilaste	70-100 m  Piaskowce wapniste z ooli- tami żelazistymi  Piaskowce wapniste i chlo- rytowe z detrytusem roślin  Piaskowce, zlepienie  Okruchowce organogenicz- ne, piaskowce wapniste z o- olitami żelazistymi  Piaskowce, okruchowce or- ganogeniczne, zlepienie	60-100 m
ru-	8-15 m	Iły piaszczyste  Zlepienie, piaskowce dolo- mityczne i wapniste z ooli- tami żelazistymi i fauną	10-30 m  Iły  Piaskowce wapniste, dolo- mityczne z oolitami żelazi- stymi i fauną <i>Parkinsonia compressa</i> (Quen.) (= <i>P. wuerttembergica</i> Opp.), <i>P. ferruginea</i> (Opp.)	30-40 m  Mułowce, iltu  Piaskowce chlorytowe z ooli- tami żelazistymi, muszlow- ce, zlepienie <i>Parkinsonia</i> cf. <i>compressa</i> (Quen.)	15-30 m  Margle, piaskowce  Piaskowce wapniste i chlo- rytowe z oolitami żelazisty- mi, muszlowce, zlepienie	15-30 m
usze- ve	8-25 m	Piaskowce wapniste i dolo- mityczne, zlepienie	20-40 m  Piaskowce wapniste i dolo- mityczne, okruchowce or- ganogeniczne, niekiedy zlepienie	80 m  Piaskowce margliste i ilaste <i>Parkinsonia convergens</i> Buck. (= <i>P. eimensis</i> Wetz.)  Piaskowce wapniste, okru- chowce organogeniczne, zlepienie <i>Parkinsonia schloenbachi</i> Schlippe	50-55 m  Piaskowce wapniste i mar- gliste z detrytusem roślin <i>Parkinsonia convergens</i> Buck. (= <i>P. eimensis</i> Wetz.)  Piaskowce wapniste, zle- pienie, okruchowce orga- nogeniczne <i>Parkinsonia</i> cf. <i>schloenbachi</i> Schlippe	40-60 m
zle-	12-25 m	Iły łupkowe <i>Parkinsonia subarictis</i> Wetz.  Zlepienie	30-50 m  Iły łupkowe  Syderyt oolitowy, zlepienie lub ilt <i>Parkinsonia dorni</i> Ark. (= <i>P. ferruginea</i> var. <i>dorni</i> Róż.), <i>P. cf. pseudoparkin- soni</i> Wetz., <i>P. fredericiau- gusti</i> Wetz., <i>P. cf. depressa</i>	1-110 m  Iły łupkowe z wkładkami piaskowców <i>Parkinsonia</i> cf. <i>neuffensis</i> (Opp.)	5-70 m  Iły łupkowe z wkładkami piaskowców i zlepieńców <i>Parkinsonia</i> aff. <i>depressa</i> var. <i>pseudoreineckia</i> Wetz.	0-60 m

	Północno-wschodnie obrzeżenie		
Północna część antykliny Gieiniowa	Rejon Omięcina	Rejon Karczmy Kunowskiej	Rejon Wyszmontowa
Piaskowce wapniste i margliste	6-8 m Piaskowce wapniste Piaskowce wapniste z krzemieniami Piaskowce wapniste	9-13 m Piaskowce wapniste z kry-noidami Piaskowce wapniste i dolo-mityczne Piaskowce wapniste	20 m Piaskowce wapniste z kry-noidami Piaskowce wapniste z krze-mieniami <i>Hecticoceras (Lunuloceras) pompeckii</i> Par. et Bon., <i>Phylloceras</i> aff. <i>kudernatschi</i> Waag., <i>Macrocephalites (Pleurocephalites) tumidus</i> (Rein.)
Piaskowce wapniste z prze-mazami ihu <i>Macrocephalites</i> sp.			
Iły piaszczyste <i>Eohecticoceras costatum</i> (Roem.)	70-100 m Piaskowce wapniste z ooli-tami żelazistymi Piaskowce wapniste i chlo-rytowe z detrytusem roślin Piaskowce, zlepienie	60-100 m Piaskowce wapniste z kry-noidami i punktowymi sku-pieniami limonitu Piaskowce wapniste z detry-tusem roślin oraz okrucho-wce organogeniczne Piaskowce, zlepienie	1-5 m Piaskowce wapniste z kry-noidami
Piaskowce wapniste, dolo-mityczne i chlorytowe nie-kiedy z oolitami wapnisty-mi			
Mułowce			
Piaskowce wapniste, chlory-towe i margliste z oolitami wapnistymi	Okruchowce organogenicz-ne, piaskowce wapniste z o-olitami żelazistymi	Okruchowce organogenicz-ne, piaskowce wapniste, chlorytowe i margliste z o-olitami żelazistymi	
Piaskowce margliste i ilaste	Piaskowce, okruchowce or-ganogeniczne, zlepienie	Piaskowce, okruchowce or-ganogeniczne, zlepienie	Brak osadów
Mułowce, iły	Margle, piaskowce	Iły, piaskowce	
Piaskowce chlorytowe z ooli-tami żelazistymi, muszłow-ce, zlepienie <i>Parkinsonia</i> cf. <i>compressa</i> (Quen.)	15-30 m Piaskowce wapniste i chlo-rytowe z oolitami żelazisty-mi, muszłowce, zlepienie	15-30 m Piaskowce wapniste i chlo-rytowe z oolitami żelazisty-mi, muszłowce, zlepienie	
Piaskowce margliste i ilaste <i>Parkinsonia convergens</i> Buck. (= <i>P. eimensis</i> Wetz.)	50-55 m Piaskowce wapniste i mar-gliste z detrytusem roślin <i>Parkinsonia convergens</i> Buck. (= <i>P. eimensis</i> Wetz.)	40-60 m Piaskowce wapniste i chlo-rytowe z detrytusem roślin	
Piaskowce wapniste, okru-chowce organogeniczne, zlepienie <i>Parkinsonia schloenbachi</i> Schlippe	Piaskowce wapniste, zle-pienie, okruchowce orga-nogeniczne <i>Parkinsonia</i> cf. <i>schloenbachi</i> Schlippe	Piaskowce wapniste, okru-chowce organogeniczne, zle-pienie	1-5 m Piaskowce chlorytowe
Iły łupkowe z wkładkami piaskowców <i>Parkinsonia</i> cf. <i>neuffensis</i> (Opp.)	5-70 m Iły łupkowe z wkładkami piaskowców i zlepieńców <i>Parkinsonia</i> aff. <i>depressa</i> var. <i>pseudoreineckia</i> Wetz.	0-60 m Iły łupkowe z wkładkami piaskowców i zlepieńców <i>Parkinsonia</i> aff. <i>radiata</i> Renz, <i>P. parkinsoni</i> (Sow.)	Iły łupkowe z wkładkami piaskowców <i>Parkinsonia parkinsoni</i> (Sow.)

Kujaw (Wezul)	górny	<i>Parkinsonia compressa</i>	8-15 m	Mułowce, ily	8-15 m	Iły piaszczyste
		<i>Parkinsonia ferruginea</i>	8-15 m	Zlepieńce, piaskowce, musz- lowce, wapienie oolitowe	8-15 m	Zlepieńce, piaskowce de- mityczne i wapniste z o- kami żelazistymi i faun-
		<i>Parkinsonia schloenbachi</i>	5-10 m	Piaskowce wapniste i zle- pieńce	8-25 m	Piaskowce wapniste i de- mityczne, zlepieńce
	środko- wy	<i>Parkinsonia parkinsoni</i>	6-10 m	Iły łupkowe	12-25 m	Iły łupkowe <i>Parkinsonia subarietis</i> Wetz.  Zlepieńce
		<i>Parkinsonia subarietis</i>			15-35 m	Piaskowce, lokalnie p- skowce ze żwirkiem
		<i>Garantiana tetragona</i>				Piaskowce z przemazami
	dolny	<i>Garantiana garantiana</i>				Brak osadów
		<i>Strenoceras subfurcatum</i>				Brak osadów
	górny	<i>Teloceras blagdeni*</i> <i>Stephanoceras humphriesianum</i>				

ńce, piaskowce, musz- wapienie oolitowe	8-15 m	Iły piaszczyste	8-15 m	Zlepienie, piaskowce dolo- mityczne i wapniste z ooli- tami żelazistymi i fauną	10-30 m	Iły	30-40 m	Mułowce, ily	15-30 m	Margle, piaskowce
ce wapniste i zle-	8-25 m	Piaskowce wapniste i dolo- mityczne, zlepienie	20-40 m	Piaskowce wapniste i dolo- mityczne, okrucowce or- ganogeniczne, niekiedy zlepienie	20-40 m	Piaskowce wapniste, dolo- mityczne z oolitami żelazi- stymi i fauną <i>Parkinsonia compressa</i> (Quen.) (= <i>P. wuerttembergica</i> Opp.), <i>P. ferruginea</i> (Opp.)	30-40 m	Piaskowce chlorytowe z ooli- tami żelazistymi, muszlow- ce, zlepienie <i>Parkinsonia cf. compressa</i> (Quen.)	15-30 m	Piaskowce wapniste rytowe z oolitami żel- mi, muszlowce, zlepi-
kowe	12-25 m	Iły łupkowe <i>Parkinsonia subarietis</i> Wetz.  Zlepienie	30-50 m	Iły łupkowe	30-50 m	Syderyt oolitowy, zlepienie lub il <i>Parkinsonia dorni</i> Ark. (= <i>P. ferruginea</i> var. <i>dorni</i> Róż.), <i>P. cf. pseudoparkin- soni</i> Wetz., <i>P. friedericiau- gusti</i> Wetz., <i>P. cf. depressa</i> var. <i>robusta</i> Wetz., <i>P. neuf- fensis</i> (Opp.), <i>P. cf. parkin- soni</i> (Sow.), <i>P. subarietis</i> Wetz., <i>P. cf. depressa</i> (Quen.)	80-110 m	Iły łupkowe z wkładkami piaskowców <i>Parkinsonia cf. neufensis</i> (Opp.)	55-70 m	Iły łupkowe z wkład- kami piaskowców i zlepie- nia <i>Parkinsonia</i> aff. <i>de</i> var. <i>pseudoreineckia</i>
	15-35 m	Piaskowce, lokalnie pia- skowce ze żwirkiem	60-80 m	Piaskowce	60-80 m	Piaskowce miejscami dolo- mityczne lub syderytyczne	70 m	Iły łupkowe z wkładkam. syderytu	35-50 m	Iły łupkowe z wkład- kami syderytu
		Piaskowce z przemazami ily	110-130 m	Piaskowce niekiedy z wkład- kami syderytu <i>Garantiana (Hlawiceras)</i> <i>subangulata</i> Wetz.	110-130 m	Piaskowce ilaste	200-220 m	Piaskowce ilaste niekiedy dolomityczne	100-130 m	Iły z wkładkami piask- owców i zlepieńców <i>Garantiana (Hlawiceras)</i>
		Brak osadów		Piaskowce ilaste		Piaskowce z wkładkami pia- skowców dolomitycznych i syderytycznych, niekiedy z otoczkami piaskowców		Mułowce mierzwiste		Iły z wkładkami syder- tycznymi <i>Garantiana (Hlawiceras)</i> <i>evica</i> Wetz., <i>G. (Pseu- doparkinsonia) dichotoma</i> B
				Piaskowce z wkładkami pia- skowców dolomitycznych i syderytycznych, niekiedy z otoczkami piaskowców		Piaskowce ilaste, dolomity- czne i syderytyczne		Piaskowce ilaste, dolomity- czne i syderytyczne		Piaskowce z wkładkami skowców dolomitycz- nych i syderytycznych i chlor- tycznych
				Iły łupkowe i mułowce		Mułowce mierzwiste		Mułowce mierzwiste		Piaskowce ilaste
				Piaskowce ilaste		Piaskowce ilaste z wkładka- mi piaskowców dolomitycz- nych <i>Garantiana</i> sp.		Piaskowce ilaste z wkład- kami piaskowców dolomitycz- nych		Piaskowce miejscami sy- derytyczne <i>Garantiana (Orthogaran- na) crassa</i> Bentz
				Piaskowce						Piaskowce ilaste
										Piaskowce ilaste z wkład- kami dolomitycznych i sy- derytycznych <i>Strenoceras subfurcatum</i> v <i>oolithicum</i> (Quen.), <i>Stre- noceras</i> sp. (cf. <i>subfurcatum</i> Ziet.), <i>Apsoroceras</i> (Ba- <i>latoceras</i> ?) <i>cylindricus</i> Baug. et Sauz.

30-40	Piaskowce chlorytowe z oolitami żelazistymi, muszłowce, zlepieńce <i>Parkinsonia cf. compressa</i> (Quen.)	15-30 m	Piaskowce wapniste i chlorytowe z oolitami żelazistymi, muszłowce, zlepieńce	15-30 m	Piaskowce wapniste i chlorytowe z oolitami żelazistymi, muszłowce, zlepieńce		
80 m	Piaskowce margliste i ilaste <i>Parkinsonia convergens</i> Buck. (= <i>P. eimensis</i> Wetz.)  Piaskowce wapniste, okrucowce organogeniczne, zlepieńce <i>Parkinsonia schloenbachi</i> Schlippe	50-55 m	Piaskowce wapniste i margliste z detrytusem roślin <i>Parkinsonia convergens</i> Buck. (= <i>P. eimensis</i> Wetz.)  Piaskowce wapniste, zlepieńce, okrucowce organogeniczne <i>Parkinsonia cf. schloenbachi</i> Schlippe	40-60 m	Piaskowce wapniste i chlorytowe z detrytusem roślin  Piaskowce wapniste, okrucowce organogeniczne, zlepieńce	1-5 m	Piaskowce chlorytowe
00-110 m	Iły łupkowe z wkładkami piaskowców <i>Parkinsonia cf. neuffensis</i> (Opp.)  Iły łupkowe z wkładkami syderytu	55-70 m	Iły łupkowe z wkładkami piaskowców i zlepieńców <i>Parkinsonia aff. depressa</i> var. <i>pseudoreineckia</i> Wetz.  Iły łupkowe z wkładkami syderytu	30-60 m	Iły łupkowe z wkładkami piaskowców i zlepieńców <i>Parkinsonia aff. radiata</i> Renz, <i>P. parkinsoni</i> (Sow.)  Iły łupkowe z wkładkami syderytu <i>Parkinsonia acris</i> Wetz., <i>P. cf. subarietis</i> Wetz.	30 m	Iły łupkowe z wkładkami piaskowców <i>Parkinsonia parkinsoni</i> (Sow.)
	Iły z wkładkami piaskowców  Iły łupkowe ze sferysyderytami	35-50 m	Iły z wkładkami piaskowców i zlepieńców <i>Garantiana (Hlawiceras)</i> sp.  Iły z wkładkami syderytu <i>Garantiana (Hlawiceras) suzevica</i> Wetz., <i>G. (Pseudogarrantiana) dichotoma</i> Bentz	30-40 m	Iły z wkładkami piaskowców i zlepieńców  Iły z wkładkami syderytu <i>Garantiana (Pseudogarrantiana)</i> sp.		Iły z wkładkami piaskowców i syderytu <i>Garantiana (Pseudogarrantiana) dichotoma</i> Bentz
	Piaskowce ilaste niekiedy dolomityczne  Mułowce mierzwiaste  Piaskowce ilaste, dolomityczne i syderytyczne  Mułowce mierzwiaste  Piaskowce ilaste z wkładkami piaskowców dolomitycznych <i>Garantiana</i> sp.	100-130 m	Piaskowce z wkładkami piaskowców dolomitycznych, syderytycznych i chlorytowych  Piaskowce ilaste  Piaskowce miejscami syderytyczne <i>Garantiana (Orthogarrantiana) crassa</i> Bentz  Piaskowce ilaste  Piaskowce ilaste z wkładkami dolomitycznych i syderytycznych <i>Strenoceras subfurcatum</i> var. <i>oolithicum</i> (Quen.), <i>Strenoceras</i> sp. (cf. <i>subfurcatum</i> Ziet.), <i>Apsorroceras (Baculatoceras?) cylindricus</i> Baug. et Sauz.	70-100 m	Piaskowce z wkładkami piaskowców dolomitycznych i chlorytowych  Iły piaszczyste  Piaskowce ilaste  Iły piaszczyste  Piaskowce ilaste z wkładkami piaskowców dolomitycznych	60-90 m	Piaskowce ilaste z wkładkami piaskowców dolomitycznych  Mułowce, ily piaszczyste  Piaskowce ilaste z wkładkami piaskowców syderytycznych  Mułowce, ily piaszczyste  Piaskowce ilaste z wkładkami piaskowców dolomitycznych
20-25 m	Piaskowce	0-30 m	Piaskowce	20 m	Iły piaszczyste <i>Witchellia deltafalcata</i> (Quen.), <i>Witchellia</i> sp. ex gr. <i>regrediens</i> Haug.	20 m	Iły piaszczyste <i>Stemmatoceras lohndorfense</i> Schm. et Krumb.

Kujaw (Wezul)		<i>Parkinsonia parkinsoni</i>	12-25	
		<i>Parkinsonia subarietis</i>	15-35 m	Piaskowce, lokalnie piaskowce ze żwirkiem
		<i>Garantiana tetragona</i>		Piaskowce z przemazami iłu
	dolny	<i>Garantiana garantiana</i>		Brak osadów
		<i>Strenoceras subfurcatum</i>		Brak osadów
Bajos	górnny	<i>Teloceras blagdeni*</i> <i>Stephanoceras humphriesianum</i>		Piaskowce
	środkowy	<i>Otoites sauzei*</i>		
	dolny	<i>Soninia sowerbyi*</i>		
Aalen	górnny	<i>Ludwigia munchisonae</i>	10-30 m	Iły piaszczyste i mułowce  Iły i mułowce <i>Costileioceras opalinooides</i> (Mayer)
	dolny	<i>Leioceras opalinum*</i>	8-40 m	Piaskowce ze żwirkiem  Mułowce z wkładkami i otoczkami syderytu  Piaskowce ze żwirkiem

\* Poziomy w regionie świętokrzyskim nie są udokumentowane paleontologicznie, wnioskuje się o nich na podstawie rozwoju osadów.

12-25 m			lub il <i>Parkinsonia dorni</i> Ark. (= <i>P. ferruginea</i> var. <i>dorni</i> Róz.), <i>P. cf. pseudoparkinsoni</i> Wetz., <i>P. friedericiaugusti</i> Wetz., <i>P. cf. depressa</i> var. <i>robusta</i> Wetz., <i>P. neufensis</i> (Opp.), <i>P. cf. parkinsoni</i> (Sow.), <i>P. subarietis</i> Wetz., <i>P. cf. depressa</i> (Quen.)	30-50 m				
15-35 m	Piaskowce, lokalnie piaskowce ze żwirkiem				80-110 m			
	Piaskowce z przemazami ilu		Piaskowce Piaskowce miejscami dolomityczne lub syderytyczne	60-80 m				
			Iły piaszczyste		70 m			
			Piaskowce niekiedy z wkładkami syderytu <i>Garantiana (Hlawiceras) subangulata</i> Wetz.					
			Piaskowce ilaste					
	Brak osadów		Piaskowce z wkładkami piaskowców dolomitycznych i syderytycznych, niekiedy z otoczkami piaskowców	110-130 m	200-220 m			
			Iły łupkowe i mułowce					
			Piaskowce ilaste					
			Piaskowce ilaste z wkładkami piaskowców dolomitycznych					
			<i>Garantiana sp.</i>					
			Piaskowce	10-40 m	20-25 m			
			Piaskowce					
10-30 m	Iły piaszczyste i mułowce		Iły piaszczyste z przelawieniami piaskowców dolomitycznych	20-40 m	90-150 m			
	Iły i mułowce <i>Costileoceras opalinooides</i> (Mayer)		Iły łupkowe ? <i>Costileoceras</i> sp., <i>Reinholdella dreheri</i> (Bart.)					
			Piaskowce różnoziarniste					
8-40 m	Mułowce z wkładkami i otoczkami syderytu		Iły i mułowce z wkładkami i otoczkami syderytu	40-80 m	60-100 m			
	Piaskowce ze żwirkiem		Piaskowce, żwirowce, iły łupkowe					
			Piaskowce ilaste					
			Iły łupkowe					
			Piaskowce z wkładkami ilu					
			Piaskowce					
			Piaskowce z wkładkami piaskowców i zlepieńców <i>Garantiana (Hlawiceras) sp.</i>					
			Iły z wkładkami syderytu <i>Garantiana (Hlawiceras) suevica</i> Wetz., <i>G. (Pseudogarantiana) dichotoma</i> Bentz					
			Piaskowce z wkładkami piaskowców dolomitycznych, syderytycznych i chlorytowych					
			Piaskowce ilaste					
			Piaskowce miejscami syderytyczne <i>Garantiana (Orthogarantiana) crassa</i> Bentz					
			Piaskowce ilaste					
			Piaskowce ilaste z wkładkami dolomitycznych i syderytycznych <i>Strenoceras subfurcatum</i> var. <i>oolithicum</i> (Quen.), <i>Strenoceras</i> sp. (cf. <i>subfurcatum</i> Ziet.), <i>Apsorroceras (Baculatoceras?) cylindricus</i> Baug. et Sauz.					
			Piaskowce	20-30 m	20-30 m			
			Piaskowce					
			Iły piaszczyste z przelawieniami piaskowców dolomitycznych					
			Iły łupkowe <i>Reinholdella dreheri</i> (Bart.), <i>Lenticulina varians</i> f. <i>recta</i> (Franke)					
			Piaskowce różnoziarniste					
			Iły i mułowce z wkładkami i otoczkami syderytu					
			Piaskowce					

60—110 m	55—70 m	Iły łupkowe z wkładkami syderytu	Iły łupkowe z wkładkami syderytu	Iły łupkowe z wkładkami syderytu <i>Parkinsonia acris</i> Wetz., <i>P. cf. subarictis</i> Wetz.	<i>Parkinsonia parkinsoni</i> (Sow.)  30 m
70 m	35—50 m	Iły z wkładkami piaskowców  Iły łupkowe ze sferysyderytami	Iły z wkładkami piaskowców i zlepieńców <i>Garantiana (Hlawiceras)</i> sp.  Iły z wkładkami syderytu <i>Garantiana (Hlawiceras) suevica</i> Wetz., <i>G. (Pseudogarrantiana) dichotoma</i> Bentz	Iły z wkładkami piaskowców i zlepieńców  Iły z wkładkami syderytu <i>Garantiana (Pseudogarrantiana) sp.</i>	Iły z wkładkami piaskowców i syderytu <i>Garantiana (Pseudogarrantiana) dichotoma</i> Bentz
200—220 m	100—130 m	Piaskowce ilaste niekiedy dolomityczne  Mułowce mierzwiaste  Piaskowce ilaste, dolomityczne i syderytyczne  Mułowce mierzwiaste  Piaskowce ilaste z wkładkami piaskowców dolomitycznych <i>Garantiana</i> sp.	Piaskowce z wkładkami piaskowców dolomitycznych, syderytycznych i chlorytowych  Piaskowce ilaste  Piaskowce miejscami syderytyczne <i>Garantiana (Orthogarrantiana) crassa</i> Bentz  Piaskowce ilaste  Piaskowce ilaste z wkładkami dolomitycznych i syderytycznych <i>Strenoceras subfurcatum</i> var. <i>oolithicum</i> (Quen.), <i>Strenoceras</i> sp. (cf. <i>subfurcatum</i> Ziet.), <i>Apsorroceras (Baculatoceras?) cylindricus</i> Baug. et Sauz.	Piaskowce z wkładkami piaskowców dolomitycznych i chlorytowych  Iły piaszczyste  Piaskowce ilaste  Iły piaszczyste  Piaskowce ilaste z wkładkami piaskowców dolomitycznych	Piaskowce ilaste z wkładkami piaskowców dolomitycznych  Mułowce, iły piaszczyste  Piaskowce ilaste z wkładkami piaskowców syderytycznych  Mułowce, iły piaszczyste  Piaskowce ilaste z wkładkami piaskowców dolomitycznych
20—25 m	20—30 m	Piaskowce	Piaskowce	Iły piaszczyste <i>Witchellia deltafalcata</i> (Quen.), <i>Witchellia</i> sp. ex gr. <i>regrediens</i> Haug.  Piaskowce	Iły piaszczyste <i>Stemmatoceras lohndorfense</i> Schm. et Krumb.  Piaskowce
90—130 m	80—120 m	Iły piaszczyste z przelawieniami piaskowców dolomitycznych  Iły łupkowe <i>Reinholdella dreheri</i> (Bart.), <i>Lenticulina varians f. recta</i> (Franke)	Iły piaszczyste z przelawieniami piaskowców dolomitycznych  Iły łupkowe <i>Reinholdella dreheri</i> (Bart.)	Iły piaszczyste i mułowce  Iły łupkowe	Mułowce  Iły i mułowce
60—100 m	50—80 m	Piaskowce ilaste  Iły łupkowe  Piaskowce z wkładkami iłu	Piaskowce różnoziarniste  Iły i mułowce z wkładkami i otoczkami syderytu  Piaskowce	Piaskowce ze żwirkiem  Mułowce z wkładkami i otoczkami syderytu  Piaskowce z wkładkami iłu	Piaskowce  6 m

młodszych utworów jury dolnej. Można przypuszczać, że pierwotny zasięg osadów aalenu był nieco większy od dzisiejszego, ale w późniejszym okresie, przypadającym na kujaw dolny, osady te zostały z peryferycznych części obszaru usunięte.

Transgresja aaleńska objęła całe północno-wschodnie i północno-zachodnie obrzeżenie Gór Świętokrzyskich. Północno-wschodni brzeg zbiornika przebiegał mniej więcej wzdłuż linii Rachów — Radom. Morze aaleńskie wdzierało się ku południowemu-wschodowi wąską zatoką. Na zachodzie strefa brzegowa przypadała na obszar Przedborza i Radomska. W całym basenie panowały dość wyrównane warunki sedymentacyjne. W początkowym okresie powstawały osady piaszczyste, a następnie, po dalszym pogłębieniu zbiornika, dominowała sedymentacja ilasta. Charakter osadów wskazuje, że tworzyły się one w środowisku redukcyjnym, w którym mogły wytrącać się węglany i siarczki żelaza. Rozkład facji i miąższości osadów świadczy o tym, że centralna, osiowa część zbiornika przypadała na dzisiejszą oś antykliny Gielniowa. Analogiczne stosunki można także zaobserwować w rozwoju osadów aalenu na obszarze antykliny Radoszyc. Wykształcenie osadów aalenu na terenie ich dzisiejszego występowania pozwala przypuszczać, że masyw świętokrzyski nie wywierał wpływu na ich charakter. Wiele obserwacji wskazuje natomiast na to, że obszary alimentacyjne dla osadów tak aalenu jak i młodszych ogniw jury środkowej leżały poza obszarem świętokrzyskim, w jego bliskim otoczeniu. Za takim wnioskiem przemawiają również wyniki głębokich wierceń, wykonanych na sąsiadujących terenach tak synklinorium brzeżnego jak i niecki miechowskiej. W wielu z tych wierceń zanotowano występowanie osadów górnych ogniw jury środkowej bezpośrednio na utworach paleozoicznych.

Pod koniec aalenu górnego osady ilaste ustępują miejsca piaszczystem, które dominują w bajosie. Podczas bajosu morze wkracza dalej ku południowemu wschodowi, poza linię Wisły.

W kujawie dolnym zaznaczają się pewne zmiany zasięgu basenu sedymentacyjnego. Obszar antykliny Radoszyc zostaje w stosunku do pozostałej części zbiornika wyniesiony i dochodzi na nim do niszczenia poprzednio powstałych osadów. Natomiast pozostała część zbiornika ulega pogłębieniu i tworzą się w niej znacznej miąższości osady piaszczyste i ilaste, często z syderytami. Jednocześnie zasięg zbiornika przesuwa się dalej ku południowemu wschodowi. Pod koniec kujawu dolnego, w osiowej części basenu, która zapewne przebiegała przez osiową część antykliny Gielniowa, a następnie mniej więcej równoległe do dzisiejszych wychodni jury środkowej północno-wschodniego obrzeżenia, ale była w stosunku do nich przesunięta ku południowemu zachodowi, zaczyna dominować sedymentacja ilasta. W tym samym okresie, na obszarze antykliny Radoszyc powstają osady piaszczyste.

Na kujaw środkowy przypada okres ponownego rozszerzenia obszaru morza. Zajmuje ono nowe tereny, pozostające poza zasięgiem dotychczasowych

zalewów. Dociera na obszar południowo-zachodniego obrzeżenia, gdzie notuje się występowanie osadów kujawu środkowego bezpośrednio na starszych ogniwach toarku. Można przypuszczać, że transgresja ta sięgała ku południowemu wschodowi tak w południowo-zachodnim jak i północno-wschodnim obrzeżeniu, znacznie dalej niż dzisiejszy zasięg rozprzestrzenienia osadów tego wieku. Na początku kujawu środkowego w zachodniej części zbiornika świętokrzyskiego trwa nadal sedymentacja piaszczysta, po zakończeniu której dochodzi miejscami do powstania syderytów oolitowych lub zlepieńców. W tym samym czasie w pozostałej części zbiornika tworzą się głównie osady ilaste. W nieco późniejszym okresie następuje wyrównanie warunków sedymentacyjnych i na całym obszarze świętokrzyskim dominują osady ilaste. Pod koniec kujawu środkowego ma miejsce spłylenie zbiornika, co sprzyja rozwojowi płytkowodnej fauny. W brzegowej strefie zbiornika bądź poza jego zasięgiem znalazła się najdalej ku południowemu wschodowi wysunięta część północno-wschodniego obrzeżenia oraz znaczna część południowo-zachodniego obrzeżenia. Płytkie strefy obejmują obszar położony między Ćmielowem, Ostrowcem Świętokrzyskim i Moldawą na wschodzie oraz znaczną część antykliny Radoszyc i niecki Mni-na na zachodzie. Powstają tu okruhowce organogeniczne oraz osady zlepieńcowe, zbudowane z otoczków pochodzących prawie wyłącznie ze zniszczonych osadów nieco starszych ogniw jury środkowej. W pozostałej, centralnej części zbiornika osadzają się przede wszystkim utwory piaszczyste z udziałem węglanów.

Kujaw górny przynosi na obszarze świętokrzyskim ponowne, dalsze zwiększenie zasięgu zbiornika. Z początku powstają głównie osady gruboklastyczne, pojawiają się charakterystyczne zlepy muszlowe, niekiedy syderytyczne, a pod koniec kujawu górnego dominuje sedymentacja ilasta.

Z początkiem batonu miały miejsce częste oscylacje zasięgu basenu, które jednak nie wykraczały poza teren poprzednich zalewów. Na znacznych obszarach zbiornika świętokrzyskiego odbywała się intensywna sedymentacja materiału klastycznego, w którym grubsze frakcje biorą duży udział. Powstają także w tym okresie osady organodetrytyczne o znacznych miąższościach. Bujnie rozwijająca się fauna płytkowodna, znaczna zmienność facjalna osadów świadczą, że był to płytki zbiornik morski. W jego peryferycznej strefie, w której znajdowała się krańcowa część północno-wschodniego obrzeżenia, a przypuszczalnie także i znaczna część południowo-zachodniego obrzeżenia, niejednokrotnie dochodziło do niszczenia niedawno powstałych osadów. Świadczy o tym pojawienie się zlepieńców, zawierających otoczki piaskowców wapienistych i okruhowców zoogenicznych, a zatem skał charakterystycznych dla górnych ogniw jury środkowej. Za płytkością basenu przemawia także charakter związków żelaza biorących stale udział w składzie osadów. Pospolite tu bowiem są związki żelaza trójwartościowego. Dotyczy to zarówno domieszek

rozproszonych w całej masie skalnej, jak tworzących odrębne struktury oolitowe czy pizolitowe. Charakter mineralny związków żelaza, oraz struktury jakie one tworzą, wskazuje, że osady powstawały przy obfitej zawartości tlenu, w środowisku o ożywionym ruchu wody.

W środkowej części batonu, a już zdecydowanie przy końcu tego okresu transgresja obejmuje nie tylko cały obszar świętokrzyski, ale wkracza także na dalsze obszary wschodniej i południowej Polski. Maksimum transgresji przypada na kelowej i to jego górną część.

## LITERATURA

- BOLEWSKI A., 1937 — Sprawozdanie z prac poszukiwawczych, wykonanych w r. 1936 w okolicach Korycisk. *Posiedz. nauk. Państw. Inst. Geol.* T. 47. Warszawa.
- CIEŚLA Eug., 1957 — Osady aalenu w wiecieniu Brudzewice. *Kwart. geol.* T. 1 nr 3—4. Warszawa.
- CIEŚLA Eug., 1958 — Nowe dane o przebiegu północnej części antykliny inowłodzkiej. *Prz. geol.* nr 3. Warszawa.
- CZARNOCKI J., 1925a — O mezozoicznych złożach rud żelaznych w zachodniej części Gór Świętokrzyskich. *Posiedz. nauk. Państw. Inst. Geol.* T. 11. Warszawa.
- CZARNOCKI J., 1925b — Wyniki badań geologicznych dokonanych w 1924 r. na obszarze mezozoicznym zachodniej części Gór Świętokrzyskich. *Posiedz. nauk. Państw. Inst. Geol.* T. 11. Warszawa.
- CZARNOCKI J., 1926 — Wyniki badań geologicznych w południowo-zachodniej i zachodniej części Gór Świętokrzyskich. *Posiedz. nauk. Państw. Inst. Geol.* T. 15. Warszawa.
- CZARNOCKI J., 1927 — Sprawozdanie z badań, dokonanych w r. 1926 w związku z ogólnym poglądem na budowę mas mezozoicznych regionu checińskiego. *Posiedz. nauk. Państw. Inst. Geol.* T. 17. Warszawa.
- CZARNOCKI J., 1928 — O budowie zachodniej części fałdu checińskiego. *Posiedz. nauk. Państw. Inst. Geol.* T. 21. Warszawa.
- CZARNOCKI J., 1932 — Sprawozdanie z badań geologicznych, wykonanych w północnej części arkusza Pińczów i zachodniej części arkusza Staszów, w okolicach Pierzchnicy, Chmielnika, Piotrkowa i Włoszczowic. *Posiedz. nauk. Państw. Inst. Geol.* T. 33. Warszawa.
- DADLEZ R., 1962 — Odpowiedniki warstw połomskich liasu częstochowskiego w zachodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich. *Kwart. geol.* T. 6 nr 3. Warszawa.
- DANIEC J., 1963 — Dogger środkowej części północno-wschodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. *Biul. Inst. Geol.* 168. Warszawa.
- DAYCZAK-CALIKOWSKA K., 1967 — Zagadnienia stratygrafii środkowej jury w Polsce. *Biul. Inst. Geol.* 203. Warszawa.
- DEMBOWSKA J., DĄBROWSKA Z., 1953 — Wycieczka B: Wióry—Drygulec—Borownia. Przewodnik wycieczkowy narady Państwowej Służby Geologicznej. Warszawa.
- FILONOWICZ P., 1965 — Baton w okolicy Woli Morawickiej. *Kwart. geol.* T. 9 nr 4. Warszawa.
- JURKIEWICZOWA I., 1967 — Lias zachodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich i jego paralelizacja z liasem Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej. *Biul. Inst. Geol.* 200. Warszawa.
- KARASZEWSKI W., 1962 — Stratygrafia liasu w północnym obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich. *Pr. Inst. Geol.* T. 30 cz. 3. Warszawa.
- KARASZEWSKI W., 1967 — Konkrecje związane z kanałkami U-kształtowanymi robaków w spagowych warstwach aalenu świętokrzyskiego. *Kwart. geol.* T. 11 nr 3. Warszawa.
- KOBYLECKI M., 1948 — Jurajskie żelaziaki brunatne pasa tychowskiego między Rogowem a Ćmielowem. *Biul. Państw. Inst. Geol.* 41. Warszawa.
- KOPIK J., 1956 — Stratygrafia i mikrofauna jury w głębokim wierceniu „Borucice” koło Łęczycy. *Biul. Inst. Geol.* 102. Warszawa.
- KOPIK J., 1960 — Mikropaleontologiczna charakterystyka liasu i dolnego doggeru Polski. *Kwart. geol.* T. 4 nr 4. Warszawa.
- KOPIK J., 1967 — Amonity bajosu z warstw kościeliskich okolic Przystajni. *Biul. Inst. Geol.* 209. Warszawa.
- KUŹNIAR C., 1928 — Złoże rud żelaznych oolitowych w Parczowie. *Spraw. Państw. Inst. Geol.* T. 4 nr 4. Warszawa.
- LEWIŃSKI J., 1902 — Przyczynek do znajomości utworów jurajskich na wschodnim zboczu Gór Świętokrzyskich. *Pam. fizjogr.* T. 17. Warszawa.
- LEWIŃSKI J., 1908a — Kellowej i oksford na zboczu zachodnim Gór Świętokrzyskich. *Spraw. Tow. Nauk. Warsz.* T. 1. Warszawa.
- LEWIŃSKI J., 1908b — Les dépôts jurassiques près de la station Chęciny et leur faune. *Bull. Acad. Pol. Cracovie* nr 5.
- LEWIŃSKI J., 1908c — Pasma Przedborskie. *Rozpr. Wydz. Matem.-Przyr. Pol. Akad. Umiej. A T.* 48. Kraków.
- LEWIŃSKI J., 1908d — Utwory jurajskie tzw. „pasma solejowskiego”. *Rozpr. Wydz. Matem.-Przyr. Pol. Akad. Umiej. A T.* 47. Kraków.
- LEWIŃSKI J., 1912 — Utwory jurajskie na zachodnim zboczu Gór Świętokrzyskich. *Spraw. Tow. Nauk. Warsz.* T. 5. Warszawa.
- MALINOWSKA L., 1961 — Uwagi o oksfordzie obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. *Kwart. geol.* T. 5 nr 4. Warszawa.
- MALINOWSKA L., 1967 — Biostratygrafia dolnego i środkowego oksfordu obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. *Biul. Inst. Geol.* 209. Warszawa.
- MICHALSKI A., 1884 — Badania geologiczne, dokonane w 1883 roku w północno-zachodniej części gubernii radomskiej i kieleckiej. *Pam. fizjogr.* T. 4. Warszawa.
- MICHALSKI A., 1885 — Formacja jurajska w Polsce. *Pam. fizjogr.* T. 5. Warszawa.
- MICHALSKI A., 1887 — Krótki zarys geologiczny południowo-wschodniej części gubernii kieleckiej. *Pam. fizjogr.* T. 7. Warszawa.
- MICHALSKI A., 1888 — Sprawozdanie przedwstępne z badań dokonanych w południowej części gubernii radomskiej. *Pam. fizjogr.* T. 8. Warszawa.
- OSIKA R., KLECZKOWSKI A., 1953 — Wycieczka C: Okolice Tychowa i Bliżyna. Przewodnik wycieczkowy narady Państwowej Służby Geologicznej. Warszawa.
- PASSENDORFER E., 1922 — Sprawozdanie z badań geologicznych, wykonanych latem 1921 r. w Tatrach i w okolicach Inowłodza nad Pilicą. *Posiedz. nauk. Państw. Inst. Geol.* T. 2. Warszawa.
- PASSENDORFER E., 1923 — Sprawozdanie z badań geologicznych w Tatrach i w okolicach Przedborza. *Posiedz. nauk. Państw. Inst. Geol.* T. 5. Warszawa.
- PASSENDORFER E., 1925 — Sprawozdanie z badań geologicznych w granicach arkuszy Przedbórz i Opoczno oraz w Tatrach. *Posiedz. nauk. Państw. Inst. Geol.* T. 10. Warszawa.
- PASSENDORFER E., 1927 — Sprawozdanie z badań terenowych, wykonanych w roku 1926 na arkuszu Przedbórz. *Posiedz. nauk. Państw. Inst. Geol.* T. 16. Warszawa.
- PASSENDORFER E., 1928 — Sprawozdanie z badań wykonanych w r. 1927 na arkuszu Opoczno. *Posiedz. nauk. Państw. Inst. Geol.* T. 19/20. Warszawa.
- PASSENDORFER E., 1929 — Sprawozdanie z badań, wykonanych w r. 1928 na arkuszu Opoczno. *Posiedz. nauk. Państw. Inst. Geol.* T. 22/23. Warszawa.
- PASSENDORFER E., 1930 — Sprawozdanie z badań geologicznych, wykonanych w roku 1930 na arkuszu Opoczno

- oraz w Tatrach. *Posiedz. nauk. Państw. Inst. Geol.* T. 28. Warszawa.
- PASSENDORFER E., 1934 — Sprawozdanie z badań geologicznych, wykonanych w 1933 r. na arkuszu Opoczno oraz w Tatrach. *Posiedz. nauk. Państw. Inst. Geol.* T. 39. Warszawa.
- PESZAT C., MOROZ-KOPCZYŃSKA M., 1959 — O wykształceniu litologicznym wapieni gór jurajskich na południe od Chęcin. *Rocz. Pol. Tow. Geol.* 28 z. 3. Kraków.
- PESZAT C., 1964 — Litologia jurajskich skał węglanowych między Tokarnią a Chmielnikiem. *Acta geol. pol.* v. 14 nr 1. Warszawa.
- POZARYSKI W., 1948 — Jura i kreda między Radomiem, Zawichostem i Kraśnikiem. *Biul. Państw. Inst. Geol.* 46. Warszawa.
- PUSCH J. B., 1833, 1836 — Geognostische Beschreibung von Polen so wie der übrigen Nordkarpathenländern. T. 1 i 2. Stuttgart.
- RÓŻYCKI S. Z., 1939 — Badania geologiczne i roboty poszukiwawcze w r. 1938 w strefie występowania jury na północnym i wschodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich. *Biul. Państw. Inst. Geol.* 15. Warszawa.
- RÓŻYCKI S. Z., 1947 — Jurajskie skały krzemionkowe nad Pilicą i ich znaczenie praktyczne. *Biul. Państw. Inst. Geol.* 29. Warszawa.
- RÓŻYCKI S. Z., 1950 — Przyczynki do znajomości krasu Polski. II. „Zapadłe Doly” we wschodniej części Lasów Starachowickich. *Prz. geogr.* 22. Warszawa.
- RÓŻYCKI S. Z., 1953 — Górny dogger i dolny malm Jury Krakowsko-Częstochowskiej. *Pr. Państw. Inst. Geol.* Warszawa.
- RÓŻYCKI S. Z., 1955 — Parkinsonie, garantiany i strenocerasy z doggeru obrzeżenia Gór Świętokrzyskich i ich znaczenie stratygraficzne. *Acta geol. pol.* v. 5 nr 3. Warszawa.
- RÓŻYCKI S. Z., 1958 — Dolna jura południowych Kujaw. *Biul. Inst. Geol.* 133. Warszawa.
- RÓŻYCKI S. Z., 1960 — Stratygrafia i zmiany facjalne najwyższego doggeru i malmu Jury Częstochowskiej. *Prz. geol.* nr 8. Warszawa.
- SAMSONOWICZ J., 1923 — Sprawozdanie z badań geologicznych na północnym zboczu Gór Świętokrzyskich. *Posiedz. nauk. Państw. Inst. Geol.* T. 6. Warszawa.
- SAMSONOWICZ J., 1924 — Sprawozdanie z badań geologicznych między Wierzbnikiem a Ostrowcem nad Kamienną. *Posiedz. nauk. Państw. Inst. Geol.* T. 8. Warszawa.
- SAMSONOWICZ J., 1926 — Sprawozdanie z badań nad utworami jurajskimi i kredowymi na arkuszu Opatów. *Posiedz. nauk. Państw. Inst. Geol.* T. 15. Warszawa.
- SAMSONOWICZ J., 1929 — Czechsztyń, trias i lias na północnym zboczu Łysogór. *Spraw. Państw. Inst. Geol.* T. 5 nr 1—2. Warszawa.
- SAMSONOWICZ J., 1932 — Przebieg i charakter granicy między jurą i kredą na północno-wschodnim zboczu Łysogór. *Spraw. Państw. Inst. Geol.* T. 7 nr 2. Warszawa.
- SAMSONOWICZ J., 1934 — Objasnienia arkusza Opatów ogólnej mapy geologicznej Polski w skali 1:100 000. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- SIEMIĄTKOWSKA M., 1967 — Nowe odsłonięcie kajpru i doggeru w Woli Morawickiej. *Prz. geol.* nr 2. Warszawa.
- SIEMIRADZKI J., 1888 — Sprawozdanie z badań geologicznych dokonanych w lecie 1887 r. w okolicach Kielc i Chęcin. *Pam. fizjogr.* T. 8. Warszawa.
- SIEMIRADZKI J., DUNIKOWSKI E., 1891 — Szkic geologiczny Królestwa Polskiego Galicji i krajów przyległych. *Pam. fizjogr.* T. 11. Warszawa.
- SIEMIRADZKI J., 1922 — Geologia Ziemi Polskich. *Muzeum im. Dzieduszyckich.* T. 1. Lwów.
- ŚWIDZIŃSKI H., 1931 — Utwory jurajskie między Małogoszczą a Czarną Nidą. *Spraw. Państw. Inst. Geol.* T. 6 nr 4.
- ZNOSKO J., 1957 — Zarys stratygrafii łęczyckiego doggeru. *Biul. Państw. Inst. Geol.* 125. Warszawa.
- ZNOSKO J., 1958 — Górny węzeł jury łęczyckiej. *Biul. Inst. Geol.* 126. Warszawa.
- ZNOSKO J., 1959 — Rozwój transgresji aalenu i bajosu na Niżu Polskim. *Kwart. geol.* T. 3 nr 3. Warszawa.

## СРЕДНЯЯ ЮРА

(с 1 фиг.)

### РЕЗЮМЕ

Содержание. В работе рассматривается стратиграфия и литологический состав пород средней юры в мезозойском обрамлении Свентокшских гор, а также приводятся замечания к палеогеографии свентокшской средней юры.

Наиболее полный разрез этих пород, достигающих 800 м мощности, наблюдался в северной части обрамления. В этом разрезе представлены все ярусы средней юры с аалена по келловей. В составе отложений главная роль принадлежит кластическому материалу и единственно в верхних горизонтах отмечается значительное количество органогенно-обломочного материала.

Морская трансгрессия, наступавшая на Свентокшский регион с северо-запада, уже в аалене охватила всю площадь северо-восточного и северо-западного обрамления. Песчаные отложения рубежа тоарского и ааленского ярусов характеризуются седиментационной последовательностью и составляют промежуточное звено между опресненными осадками эстериевой серии и типичными морскими осадками глинистой серии верхнего аалена. Распределение фаций и мощно-

стей доказывает, что седиментационный бассейн был вытянут к юго-востоку, а его центральная часть совпадала с простиранием оси Гельневской антиклинали.

В байосе отмечается расширение трансгрессии.

В начале раннего куявия площадь Радошицкой антиклинали подверглась частичному поднятию, а в центральной части произошло углубление бассейна. В конце раннего куявия море расширило свои границы.

В среднем куявии море захватывает новые пространства, до сих пор не занятые трансгрессией. Оно достигает территории юго-западного обрамления. Вначале преобладало накопление глинистых осадков, а в конце среднего и в верхнем куявии появляются песчаные осадки с примесью органогенно-обломочного и галечного материала, который характерен и для верхних интервалов средней юры.

В начале бата происходили колебания седиментационного бассейна, а в конце этого века и в келловее вся площадь Свентокшского региона была охвачена морем.

### ВСТУПЛЕНИЕ

Породы средней юры входят в состав мезозойского обрамления, окаймляющего палеозойское ядро Свентокшских гор. В северо-западной части обрамления они принимают участие в строении Гельневской и Радошицкой антиклиналей и Опочинской мульды. В юго-западной части они входят в состав нескольких меньших структур, последовательно: синклинали Малешова, антиклиналей Лисув, Радомице, Збжа, Лясоци и синклиналей Мнин и Велебнув. В северо-восточном обрамлении эти породы постепенно и очень полого погружаются в северо-восточном направлении. Единственно в районе с. Молдава отмечается антиклинальная форма, в ядре которой залегают батские и келловейские породы, окруженные известняками оксфорда. Через район с. Ожарув проходит поперечная дислокация, по которой породы средней юры смещены в южном направлении. Юго-восточнее этой дислокации рассматриваемые породы перекрыты третичными отложениями.

Наиболее полный разрез средней юры, достигающей 800 м мощности, наблюдается в северной части северо-восточного обрамления. В этом районе условия осадконакопления были сходны с обстановкой на территории Польской низменности. Ось Гельневской антиклинали определяют в общих чертах срединную часть седиментационного

бассейна, вытянутого в юго-восточном направлении. Поэтому в районах местностей Иновлудз и Брудзевице наблюдаются максимальные мощности и наиболее полный разрез пород. В юго-восточном направлении, следовательно примерно вдоль оси седиментационного бассейна, наблюдается постепенное незначительное сокращение мощности осадков с одновременным последовательным изменением фаций. Более четко эти изменения проявляются в направлении поперечном к оси бассейна.

В составе осадка господствующее значение принадлежит кластическому материалу часто со значительной примесью крупных фракций. Кроме терригенного материала, особенно в верхних горизонтах средней юры, появляется большое количество органогенно-обломочного материала, являющегося часто основным породообразующим компонентом. Такие признаки, как сильные фациальные колебания в осадках, следы размыва, наличие гальки нижезалегающих отложений, обилие пресноводной фауны, свидетельствуют о том, что осадконакопление происходило в подвижной среде морского водоема, с непостоянной береговой линией, обилием периодических мелководий, где новообразованные осадки подвергались размыву вследствие волноприбой.

Сильные фациальные колебания осадков и скудность

руководящей фауны создают часто затруднения в определении возраста слоев. Стратиграфическое описание основано на схеме, предложенной С. З. Ружицким (1953, 1955) с дополнениями Е. Зноско (1957, 1958). Для выделенного этими

авторами везульского яруса было принято название „куявий” согласно постановлениям I Коллоквиума по Юре в Польше (решение I-го Юрского коллоквиума в Польше, Варшава, июнь, 1964. *Biul. Inst. Geol.* 203, Warszawa, 1967).

## ААЛЕН

Ааленские породы распространены на всей территории северо-восточного и северо-западного обрамления Свентокшиских гор. По литологическому составу они подразделяются на две части: верхнюю глинистую и нижнюю песчаную. В глинистых отложениях были определены фораминиферы *Reinholdella dreheri* (Bart.) и *Lenticulina varians f. recta* (Franke), считающиеся типичным для верхнего аалена. Кроме того найдены обломки аммонитов, из которых только один удалось определить — *Costileioceras opalinoides* (Mayer). На основании этой фауны и сходства с ааленом Куявии был определен верхнеааленский возраст глинистой серии отложений. Песчаные отложения, залегающие между верхами нижней юры в верхнем ааленом, на основании положения в стратиграфическом разрезе, отнесены к нижнему аалену.

Во всех местах распространения аалена в Свентокшиском регионе этот ярус представлен непосредственно в кровле нижней юры, так как между тоаром и ааленом наблюдается седиментационная последовательность, а песчаные отложения составляют промежуточное звено между опресненными осадками нижнего тоара и морскими верхнего аалена.

Максимальная мощность аалена констатирована в северной части северо-восточного обрамления. Глинистые осадки достигают здесь свыше 150 м, а песчаные около 80 м мощности. К юго-востоку мощности постепенно сокращаются. В Вышмонтове мощность аалена составляет 11 м. В северо-западном обрамлении самой крайней точкой на юге, где могут еще присутствовать ааленские породы, является с. Чермно.

## БАЙОС

К байосу отнесены песчаные и глинистые отложения, залегающие между глинистыми отложениями верхнего аалена и песчано-глинистыми осадками нижнего куявия. Их возраст определен по условиям залегания в разрезе средней юры. Найденная в последнее время аммонитовая

фауна: в скважине Залесе-Антонёвске — *Stemmatoceras lohndorfense* Schm. et Krumb. и в скважине Гутвин — *Witchellia delta-falcata* (Quen.) и *Witchellia* sp. ex gr. *regrediens* Haug., указывает на присутствие верхнебайосского горизонта *Stephanoceras humphresianum*.

## КУЯВИЙ

Куявийские отложения распространены на всей площади северо-восточного и северо-западного обрамления и в северной части юго-западного обрамления. Самое полное развитие этих пород наблюдается в осевой части Гельнёвской антиклинали, где они достигают 500 м мощности.

В куявийских породах найдено самое большое количество аммонитов средней юры обрамления Свентокшиских гор, что дало возможность наиболее детально определить стратиграфию этого яруса.

### НИЖНИЙ КУЯВИЙ

Отложения нижнего куявия распространены в северо-восточном и северо-западном обрамлении. В районе Брудзевице они достигают 280 м мощности, в восточной части северо-восточного обрамления около 100 м, а в районе Опочно 150—200 м мощности. В западном крыле Опочинской мульды они местами полностью отсутствуют или же обладают крайне редуцированной мощностью.

Возраст этих отложений определен по аммонитовой фауне, обнаруженной в нескольких местах обрамления. Среди аммонитов представлены: *Strenoceras subfurcatum* var. *oolithicum* (Quen.), *Apsorroceras* (*Baculatoceras*?) *cylindricus* Baug. et Sauz., *Garantiana* (*Orthogarantiana*) *crassa* Bentz, G. (*Hlaviceras*) *subangulata* Wetz., G. (*Hlaviceras*) *suevica*

Wetz., G. (*Pseudogarantiana*) *dichotoma* Bentz. Эти формы характерны для нижнего куявия. Перечисленная фауна свидетельствует, что в Свентокшиском регионе представлены все три аммонитовых горизонта, выделенные в нижнем куявии С. З. Ружицким (1953, 1955).

Отложения горизонта *Strenoceras subfurcatum* на значительной площади рассматриваемого региона представлены глинами и алевролитами. На некоторых участках вместо них наблюдаются песчаники. В горизонте *Garantiana garantiana* на всей территории господствуют песчаники. Горизонт *Garantiana tetragona* сложен преимущественно глинистыми отложениями, содержащими местами сидеритовые прослои.

### СРЕДНИЙ КУЯВИЙ

Отложения этого подъяруса распространены на всей площади северо-восточного и северо-западного обрамления. Кроме того они появляются в юго-западном обрамлении, свидетельствуя этим первое наступление моря средней юры на эту территорию.

В отложениях среднего куявия было обнаружено довольно много аммонитов. Особенно богат перечень паркинзоний из местности Парчув в районе г. Опочно, приведенный С. З. Ружицким (1955). Среди них представлены следующие

формы: *Parkinsonia subarietis* Wetz., *P. cf. subarietis* Wetz., *P. cf. parkinsoni* (Sow.), *P. cf. pseudoparkinsoni* Wetz., *P. friedericiaugusti* Wetz., *P. cf. depressa* (Quen.), *P. cf. depressa var. robusta* Wetz., *P. neuffensis* (Opp.), *P. dorni* Ark. (= *P. ferruginea var. dorni* Róz.). В других местах обрамления найдены: *Parkinsonia subarietis* Wetz., *P. parkinsoni* (Sow.) *P. aff. depressa var. pseudoreineckia* Wetz., *P. cf. neuffensis* (Opp.), *P. acris* Wetz., *P. aff. radiata* Renz. В верхней части среднего куявия были определены *Parkinsonia schloenbachi* Schlippe, *P. schloenbachi* Schlippe sensu Dorn, *P. convergens* Buckm. (= *P. eimensis* Wetz.).

В среднем куявии почти на всей площади свентокшиского водоема господствовали одинаковые условия осадконакопления. В нижней части этого яруса, в горизонтах *Parkinsonia subarietis* и *Parkinsonia parkinsoni* образовались, главным образом, глинистые отложения, часто с прослоями сидеритов, местами оолитовых. В верхах среднего куявия, в горизонте *Parkinsonia schloenbachi*, преобладают песчаные отложения с богатой примесью органогенно-обломочного материала. Присутствием этого материала характеризуются и вышезалегающие горизонты средней юры Свентокшиского региона.

Максимальная мощность отложений среднего куявия наблюдалась в районе Брудзевице, где она достигает 180 м.

## ВЕРХНИЙ КУЯВИЙ

На песчаных отложениях, преобладающих в верхах среднего куявия, залегают осадки нового цикла, начинающегося конгломератами, ракушечниками и песчаниками, и заканчивающегося глинистыми отложениями. Возраст этих отложений определен по аналогии с отложениями верхнего куявия других регионов. Кроме того, возраст определяется бедной, но типичной фауной аммонитов верхнего куявия, найденной в местности Немоевице *Parkinsonia*, видовое определение которой по данным С. З. Ружицкого (1955) колеблется между *Parkinsonia compressa* (Quen.) (= *P. wuerttembergica* Opp.), *P. ferruginea* (Opp.) и обнаруженной в скважине Стшемешна *Parkinsonia cf. compressa* (Quen.).

В северо-восточном обрамлении площадь распространения отложений бесспорно отнесенных к верхнему куявию ограничивается районами местностей Островец-Свентокшиски и Цьмелюв. В остальной, северной части северо-восточного обрамления и на всем северо-западном обрамлении отмечается распространение верхнего куявия. Наибольшей мощности около 30 м породы этого возраста достигают в северной части обрамления. В юго-западном обрамлении единственно в северной части Мнинской мульды залегают отложения, которые можно отнести к верхнему куявию.

## БАТ

Батские породы наиболее слабо изучены из средней юры Свентокшиского региона. Их возраст определен на основании фауны пеллеципод и плеченогих из серии верхних песчаников в районах местностей Иновлудз, Оменцин и Цьмелюв. Из аммонитов были найдены единственно *Eohectiococeras costatum* (Roem.) в песчано-мергелистых отложениях, вскрытых скважиной Радванка и ? *Bullatimorphites* sp. из алевролита в скважине Невершин. В связи с бедностью фауны нет оснований для расчленения свентокшиского бата на подъярусы, а тем более для выделения аммонитовых горизонтов.

В восточной части северо-восточного обрамления, между местностями Вышмонтув и Цьмелюв, представлен предположительно только верхний бат в виде маломощного слоя известковых криноидных песчаников. С района г. Цьмелюв мощность бата возрастает и уже в районе Карчма-Куновска — Молдава она составляет 100 м. Здесь представлены известковые, доломитовые и мергелистые песчаники и крупнообломочные органогенные отложения. Среди органических остатков различаются членики криноидей, шипы мор-

ских ежей, обломки мшанок и крупнораковинных пеллеципод и брахиопод. В нижней части разреза бата появляются обычно конгломератовые отложения, достигающие местами несколько метров мощности. Подобное развитие батских отложений наблюдается и в остальных частях северо-восточного и северо-западного обрамления.

В юго-западном обрамлении батские отложения известны в северной части Мнинской синклинали, где они представлены в виде известковых песчаников с обильными остатками фауны, местами переходящих в органогенные обломочные породы.

На остальной части юго-западного обрамления, вдоль восточного крыла Мнинской и Велебновской синклиналей, в южном крыле складки Збжи и в Малешовой синклинали, в подошве песчано-мергелистых отложений келловея залегают известковые песчаники и глины, реже конгломераты с примесью органогенного материала. Эти породы считаются батскими, хотя их возраст в связи с отсутствием руководящей фауны является спорной проблемой.

## КЕЛЛОВЕЙ

Келловейские породы Свентокшиских гор были выделены уже давно благодаря большому количеству окаменелостей, среди которых представлены характерные формы как для нижнего, так и верхнего келловея.

Келловей распространен на всей площади обрамления. В северо-западном обрамлении нижняя часть разреза этих пород представлена известковыми и доломитовыми пес-

чаниками, переходящими местами в песчаные криноидные известняки, часто с кремнями. Верхняя часть сложена известковыми и доломитовыми песчаниками, местами криноидными, со следами перекристаллизованной фауны. На них залегают песчаные известняки и мергели, в кровельной части комковатые, содержащие обычно плохо сохранный фауну, в числе которой можно различить дивезийские формы.

В мульде Опочно и на антиклинали Радошице к келловее отнесены известковые и доломитовые песчаники, переходящие вверх в песчаные известняки и мергели, местами комковатого строения. В обнажениях последних, расположенных в с. Свинна близ Опочно, была найдена многочисленная фауна головоногих с руководящими формами всех аммонитовых горизонтов верхнего келловоя, а также дивезийская фауна. С. З. Ружицкий (1955) перечисляет следующие виды: *Erymnoceas coronatum* (Brug.), *Reineckeia* (*Reineckeia*) *anceps* (Rein.), *Kosmoceras* (*Zugokosmoceras*) *jason* (Rein.), *K.* (*Spinikosmoceras*) *pollux* (Rein.), *K.* (*Spinikosmoceras*) *ornatum* (Schloth.), *Hecticoceras* (*Putealicerias*) *krakoviense* (Neum.), *H.* (*Putealicerias*) *punctatum* (Stahl), *H.* (*Rossienceras*) *rossiense* (Teiss.), *H.* (*Rossienceras*) *metomphalum* Bon. sensu Neum., *H.* (*Lunuloceras*) *lunula* (Rein.) sensu Zieten, *Peltoceras at-*

*hleta* (Phill.), *Quenstedticeras* sp., *Perisphinctes* sp. div (20 видов).

В юго-западном обрамлении известны многочисленные обнажения келловоя. В Мнинской, Фаниславицкой и Велебновской синклиналих нижняя часть келловоя представлена известковыми песчаниками красного цвета, местами окремнелыми, содержащими фауну. Выше залегают зеленовато-серые окремнелые мергели с фауной *Kosmoceras* (*Spinikosmoceras*) *pollux* (Rein.) из мергелей в с. Лясоец и др.). В южном крыле складки Збжи и Радомице и в Малешовской синклинали келловей представлен песчаными мергелями содержащими в верхней части разреза кремни и скудную, плохо сохранный фауну (*Macrocephalites* и др.). На них залегают тонкий слой мергелей с белемнитами, желвачные мергели и известняки с фауной *Kosmoceras* sp., *Reineckeia* sp. и др.

### ПРИМЕЧАНИЯ К ПАЛЕОГЕОГРАФИИ

Морская трансгрессия, наступавшая с северо-запада, достигла площади Свентокшиского региона в аалене. Ааленский бассейн распространялся на меньшей или по крайней мере одинаковой площади, какая была занята морем в нижнем тоаре. После обмеления в верхнетоарское время проявляется новое углубление. Песчаные отложения верхнего тоара и затем нижнего аалена составляют промежуточное звено между опресненными отложениями эстериовой серии и типичными морскими отложениями глинистой серии верхнего аалена. Площадь распространения аалена намного уступает площади распространения тоара. Предположительно вначале отложения аалена занимали большую площадь, но впоследствии, во время раннего куявия, они были размыты в периферических зонах.

Ааленская трансгрессия захватила все северо-восточное и северо-западное обрамление Свентокшиских гор. Северо-восточный берег бассейна располагался примерно вдоль линии Рахув — Радом. Ааленское море наступало узким заливом к юго-востоку. На западе прибрежная зона располагалась в районе Пшедбуж и Радомско. На площади всего бассейна господствовали примерно одинаковые условия осадконакопления. Вначале преобладала песчаная седиментация, а после углубления бассейна глинистая. Согласно распределению фаций и мощностей срединная часть бассейна располагалась в зоне оси современной Гельнёвской антиклинали.

В верхах верхнего аалена глинистые отложения уступают место песчаным. Последние получили широкое распространение в байосе. Море тогда захватило новые районы, на юго-востоке переступая за линию Вислы.

В нижнем куявии отмечаются некоторые колебания береговой линии бассейна. Район Радошицкой антиклинали был приподнят по отношению к окружающей территории и периодически породы этого района подвергались разрушению. Остальная же часть бассейна претерпела погружение и на этой территории накапливались мощные глинистые и песчаные отложения, часто с сидеритами. Одновременно граница моря передвигается дальше на юго-восток. В конце раннекуявского века в срединной части бассейна начинается преобладание глинистого осадконакопления, а на площади Радошицкой антиклинали появляются песчаные отложения.

На средний куявий приходится новое расширение моря. Оно захватывает новые территории, не охваченные ранее

трансгрессией, достигая площади юго-западного обрамления, где наблюдается залегание среднего куявия непосредственно на нижних горизонтах верхней части нижней юры.

В среднем куявии на значительной площади свентокшиского водоема господствовали приблизительно одинаковые условия седиментации. Первоначально накапливались глинистые отложения, а в конце среднего куявия они сменяются песчаными, органогенно-обломочными и конгломератовыми отложениями. Изменение характера осадка было обусловлено обмелением водоема. Прибрежная зона располагалась в крайней юго-восточной части северо-восточного обрамления и на значительной части юго-западного обрамления. Мелководные зоны располагались на площади между местностями Цьмелюв, Островец-Свентокшиски и Молдава на востоке, а также на значительной части Радошицкой антиклинали и Мнинской мульды на западе. На этих площадях накапливались песчаники, конгломераты и органогенные обломочные породы. В центральной части бассейна отлагались, главным образом, песчаные осадки.

В верхнекуявское время границы бассейна в Свентокшиском регионе снова расширяются. Вначале образуются преимущественно крупнокластические отложения и характерные ракушечники, а в конце этого века появляются глинистые отложения.

В начале бата происходили частые колебания береговой линии, которые, однако, не распространялись дальше предыдущих заливов. На значительной территории свентокшиского бассейна образовались кластические отложения с большим количеством крупной фракции. Достигают также значительной мощности и органогенно-обломочные осадки. Обилие мелководной фауны и фациальная изменчивость осадков определяют мелководный характер бассейна. В периферической зоне этого бассейна, расположенной в крайней части северо-восточного обрамления и, вероятно, на значительной площади юго-западного обрамления, периодически происходило разрушение ранее образовавшихся осадков. Это доказывается появлением конгломератов с галькой известковых песчаников и ракушечника, следовательно характерных пород верхней части куявия и бата.

В середине бата, а несомненно в конце этого века, море захватывает весь Свентокшиский район и распространяется на дальние районы южной и восточной Польши. Максимальное развитие трансгрессии приходится на келловей,

ОБЪЯСНЕНИЯ К ФИГУРЕ

Фиг. 1. Сопоставление разрезов средней юры северо-западного и северо-восточного обрамления Свентокшиских гор  
 1 — глина, аргиллит, 2 — песчаная глина, 3 — алевролит, 4 — песчаник, 5 — известковый песчаник, 6 — доломитовый песчаник, 7 — сидеритический песчаник, 8 — конгломерат, 9 — раку-

шечник, 10 — известняк, 11 — мергель, 12 — сидерит, 13 — конкреции, сидеритовая галька, 14 — оолиты, 15 — гравий, 16 — обломки фауны, фауна, 17 — остатки флоры, флора, 18 — следы жизнедеятельности червей

Перевел: Е. Федак

## MIDDLE JURASSIC

(with 1 Fig.)

### SUMMARY

**Abstract.** In the present article, the author discusses the stratigraphy and lithological development of Middle Jurassic deposits occurring in the Mesozoic margin of the Góry Świętokrzyskie. She also deals with the palaeogeography of the Middle Jurassic in these mountains.

The fullest development of Middle Jurassic deposits can be observed in the northern part of the margin, where they are about 800 m thick. All Middle Jurassic members, from the Aalenian to the Callovian, are represented here. Clastic material plays the dominant role in these deposits, while a considerable amount of organodetrital material is observed only in the upper members.

It was already in the Aalenian that marine transgression, proceeding from the north-west, reached the area of the Góry Świętokrzyskie. The arenaceous sediments occurring at the boundary between the Toarcian and the Aalenian are characterized by continuous sedimentation and represent an intermediate member between the brackish deposits of the Esteria Series and the typically marine deposits of the Upper Aalenian argillaceous series. The distribution of the facies and the

thickness of the deposits show that the sedimentation basin was elongated towards the south-east, its central part being identical with the axis of the Gielniów anticline.

The inundation began to increase during the Bajocian.

At the beginning of the Lower Kuiavian, the area of the Radoszyce anticline was partly elevated, while the central part of the basin became deeper. The boundaries of the inundation were extended towards the end of the Lower Kuiavian.

In the Middle Kuiavian, the sea covered new areas and reached the south-western part of the margin of the Góry Świętokrzyskie. The beginning of the Middle Kuiavian was marked by the predominance of argillaceous sedimentation. Towards the end of the Middle Kuiavian and in the Upper Kuiavian arenaceous deposits were formed together with organodetrital and conglomeratic deposits, which are also characteristic of the upper members of the Middle Jurassic.

The area of the sedimentary basin changed at the beginning of the Bathonian, but towards the end of this period and during the Callovian the whole area of the Góry Świętokrzyskie was inundated by the sea.

### INTRODUCTION

Middle Jurassic deposits form part of the Mesozoic cover which surrounds the Palaeozoic core of the Góry Świętokrzyskie. In the north-west part of the margin they form portion of the Gielniów and Radoszyce anticline and the Opoczno trough. In the south-west part they make up several minor tectonic units, for example the Maleszowa syncline and the Lisów, Radomice and Zbrza anticlines together with the Muin and Wielebnow synclines. In the north-east part of the margin they dip monoclinally towards the north-east at a small angle. Only in the neighbourhood of Młodawa are they found in an anticlinal form at the core of which are Bathonian and Callovian deposits surrounded by Oxfordian limestones. There is a transverse dislocation in the area of Ożarów which causes considerable displacement of the Middle Jurassic outcrops towards the south. To the south-east of this dislocation the deposits are covered by Tertiary sediments.

The fullest development of Middle Jurassic deposits may be seen in the northern area of the north-east part of the margin where they reach a thickness of about 800 m. In this part of the margin sedimentation took place in conditions similar to those in the Polish Lowlands. The axis of the Gielniów anticline on the whole marks the central parts of the sedimentational basin

which extended towards the south-east. For this reason the Middle Jurassic deposits have the greatest thickness and the fullest stratigraphical sequence in the neighbourhood of Inowódz and Brudzewice. To the south-east, that is, roughly along the axis of the sedimentational basin, a small gradual reduction in thickness may be observed in the deposits associated with slight changes in the facies. In the directions perpendicular to the axes of the basin, these changes are more distinct.

The deposits are mainly composed of clastic material, often with a large admixture of coarser fractions. Besides terrigenous material a considerable proportion of organodetrital matter is found, particularly in the upper members of the Middle Jurassic. This is often the main rock-forming component. A considerable facies variety in the deposits, traces of erosion, the presence of pebbles of previously deposited layers, and the rich shallow-water fauna provide evidence that sedimentation took place in a mobile marine basin with a shifting coast line. In some places shallows were formed from time to time, where newly sedimented deposits were exposed to the action of waves and consequently destroyed.

The appreciable facies variety of the deposits and the poverty of index fauna often give rise to difficulties in determining

the age of particular layers. In describing the stratigraphy use has been made of the classification given by S. Z. Różycki (1953, 1955) with the supplementary work of J. Znosko (1957, 1958). The name „Kuiavian” has been accepted for the Ve-

soulian stage distinguished by these authors, in accordance with the resolution of the Ist Jurassic Colloquium in Poland (Resolution of the Ist Jurassic Colloquium in Poland, Warsaw, June, 1964. *Biul. Inst. Geol.* 203, Warszawa 1967).

## AALENIAN

Aalenian deposits occur over the whole of the north-east and north-west parts of the Góry Świętokrzyskie margin. They are divided into two members, of which the lower is sandy and the upper clayey. The presence of *Reinholdella dreheri* (Bart.) and *Lenticulina varians f. recta* (Franke) has been reported in the clayey deposits. These are regarded as typical of the Upper Aalenian. In addition fragments of ammonites have been found, only one of which may be designated and has been determined as *Costileioceras opalinoides* (Mayer). On the basis of the fauna and the similarities with the Kujawy Aalenian sequence the age of the clayey series has been accepted as Upper Aalenian. The sandy deposits lying between the uppermost Lower Jurassic and the Upper Aalenian have been assigned to the Lower Aalenian in view of their position in the stratigraphical sequence.

At all sites in the Świętokrzyski Region where the Aalenian has been discovered, it always occurs directly in the top of the uppermost Lower Jurassic. This follows from the continuity in sedimentation between the Toarcian and Aalenian, so that the sandy formations from an intermediate member between the brackish Lower Toarcian deposits and the marine deposits of the Upper Aalenian.

The greatest thickness of Aalenian deposits is found in the northern area of the north-east part of the margin. The clayey deposits here exceed 150 m in thickness while the sandy deposits reach about 80 m. Towards the south-east these deposits become gradually thinner; at Wyszmontów their thickness attains hardly 11 m. In the north-west part of the margin the site the furthest to the south where it is possible to be certain that Aalenian deposits are present is Czeremno.

## BAJOCIAN

The sandy and clayey deposits that lie between the sandy deposits of the Upper Aalenian and the sandy-clayey deposits of the Lower Kuiavian have been assigned to the Bajocian. Their age has been determined from their position in the stratigraphic sequence of the Middle Jurassic. The ammonite fauna, i. e. — *Stemmatoceras lohndorfense* Schm. et Krumb.

discovered recently at Zalesie Antoniowskie, and *Wüchellia deltafalcata* (Quen.) as well as *Wüchellia* sp. ex gr. *regrediens* Haug. at Gutwin prove to the presence of the Upper Bajocian—*Stephanoceras humphresianum* Zone. The Bajocian deposits are thought to extend further than those of the Aalenian in at least some areas.

## KUIAVIAN

Kuiavian deposits occur over the whole area of the north-east part of the margin and in the northern area of the south-west part of the margin. They are most fully developed in the axial parts of the Gielniów anticline where they reach a thickness of about 500 m.

The Kuiavian yields the greatest number of ammonites found in the Middle Jurassic in the margin of the Góry Świętokrzyskie, and as a result the stratigraphy is best known for this member.

### LOWER KUIAVIAN

Lower Kuiavian deposits occur in the north-east and north-west part of the margin. Their thickness is about 280 m in the neighbourhood of Brudzewice, about 100 m in the eastern area of the north-east part of the margin, and from 150 to 200 m in the Opoczno district. In the western limb of the Opoczno trough they are completely missing in places or else greatly reduced in thickness.

The age of these deposits has been determined from the ammonite fauna found at several places in the margin. This includes: *Strenoceras subfurcatum* var. *oolithicum* (Quen.),

*Apsoroceras (Baculatoceras?) cylindricus* Baug. et Sauz., *Garantiana (Orthogarantiana) crassa* Bentz, *G. (Hlawiceras) subangulata* Wetz., *G. (Hlawiceras) suevica* Wetz., *G. (Pseudogarantiana) dichotoma* Bentz. These forms are characteristic of the Lower Kuiavian and indicate that all three ammonite zones distinguished in it by S. Z. Różycki (1953, 1955) are represented in the Świętokrzyski Region.

The deposits of the *Strenoceras subfurcatum* Zone occur as clays and siltstones over an appreciable part of the area. In some stretches their place is taken by sandstones. In the *Garantiana garantiana* Zone sandstones predominate over the whole of the area. In the *Garantiana tetragona* Zone clayey deposits predominate and sometimes include layers of siderites.

### MIDDLE KUIAVIAN

The deposits of this member occur over the whole north-east and north-west parts of the margin. They also appear in the south-west margin, where their presence indicates the first encroachment of the Middle Jurassic sea into this terrain.

A relatively large number of ammonites are found in the Middle Kuiavian deposits. The list given by S. Z. Różycki

(1955) of *Parkinsonia* from Parczów in the Opoczno district is particularly rich. It includes the following forms: *Parkinsonia subarietis* Wetz., *P. cf. subarietis* Wetz., *P. cf. parkinsoni* (Sow.), *P. cf. pseudoparkinsoni* Wetz., *P. fredericiaugusti* Wetz., *P. cf. depressa* (Quen.), *P. cf. depressa* var. *robusta* Wetz., *P. neuffensis* (Opp.), *P. dorni* Ark. (= *P. ferruginea* var. *dorni* Róż.). At other sites in the margin the following are found: *Parkinsonia subarietis* Wetz., *P. parkinsoni* (Sow.), *P. aff. depressa* var. *pseudoreineckia* Wetz., *P. cf. neuffensis* (Opp.), *P. acris* Wetz., *P. aff. radiata* Renz. In the deposits of the upper part of the Middle Kuiavian the following have been found: *Parkinsonia schloenbachi* Schlippe, *P. schloenbachi* Schlippe sensu Dorn, *P. convergens* Buckm. (= *P. eimensis* Wetz.).

During the Middle Kuiavian similar sedimentation conditions obtained over virtually the whole of the Świętokrzyski Basin. The clayey deposits, with frequent intercalations of siderites, sometimes with oolites, come into existence at the beginning of this period in the *Parkinsonia subarietis* and *P. parkinsoni* Zones. Towards the top of the Middle Kuiavian in the *Parkinsonia schloenbachi* Zone, sandy deposits predominate with an appreciable proportion of organodetrital material. This feature is also characteristic for the following, younger, local member of the Middle Jurassic.

The thickest Middle Kuiavian deposits are found in the neighbourhood of Brudzewice where they reach about 180 m.

## BATHONIAN

In the Świętokrzyski Region Bathonian deposits form the least well known member of the Middle Jurassic. Their date has been determined on the basis of pelecypod and brachiopod fauna from the upper sandstone at Inowlódz and in the neighbourhood of Omięcin and Ćmielów. The only ammonite fauna found is *Eohecticoceras costatum* (Roem.) in sandy-clayey deposits from the Radwanka bore-hole and? *Bullatimorphites* sp. in the siltstone from the Niewierszyn bore-hole. With such a lack of fauna there are no grounds for dividing the local Bathonian into individual substages, let alone ammonite horizons.

In the eastern portion of the north-east part of the margin between Wyszmontów and Ćmielów it is thought that only the uppermost Bathonian is present, in the form of a not very thick layer of calcareous crinoid sandstones. Starting from Ćmielów the thickness of the Bathonian deposits increases markedly and already in the Karczma Kunowska—Mołdawa neighbourhood it reaches about 100 m. Calcareous, dolomitic and marly sandstones occur here together with organogenic, clastic rocks. Amongst the organic remains it is possible to distinguish crinoid columnals, the spines of echinoids, fragments of bryozo-

## UPPER KUIAVIAN

Above the sandy formations which predominate in the uppermost part of the Middle Kuiavian, a new cycle of sedimentation occurs starting with conglomerates, coquinas and sandstones and finishing with clayey deposits. A clear analogy between these deposits and those of the Upper Kuiavian found in other regions allows them to be regarded as of the same age. This age is indicated by the scanty but typical ammonite fauna such as the *Parkinsonia* found at Niemojewice — the species identification of which varies, as gives S. Z. Różycki (1955), from *Parkinsonia compressa* (Quen.) (= *P. wuerttembergica* Opp.), *P. ferruginea* (Opp.) and *Parkinsonia cf. compressa* (Quen.) found at bore-holes at Strzemieszna.

In the north-east margin deposits that can without hesitation be assigned a date in the Upper Kuiavian are confined to the neighbourhood of Ostrowiec Świętokrzyski and Ćmielów. In the northern area of the north-east part of the margin and over the whole of the north-west part of the margin the presence of the Upper Kuiavian has been noted. The greatest thickness of about 30 m, is found in the northern part of the margin. In the south-west part of the margin deposits which may be regarded as Upper Kuiavian occur only in the northern part of the Mnin trough.

ans and of thick shelled pelecypods and brachiopods. In the lower part of the Bathonian sequence conglomerate deposits usually appear and sometimes reach a thickness of several metres. A similar development of the Bathonian deposits is observed in the remaining areas of the north-east and the north-west parts of the margin.

In the north-west part of the margin Bathonian deposits have been found in the northern part of the Mnin syncline they are represented by calcareous sandstones with quantities of faunal detritus. In places they change to organogenic clastic rocks.

In the remaining area of the north-west part of the margin, along the eastern limb of the Mnin and the Wielebnów synclines, in the southern limb of the Zbrza fold, and in the Maleszowa syncline, calcareous sandstones and clays lie at the bottom of the sandy-marly Callovian deposits. Less frequently conglomerates are found with a proportion of organogenic material. These formations are regarded as Bathonian although the question of their age must be regarded as open in view of the lack of index fauna.

## CALLOVIAN

Callovian deposits in the margin of the Góry Świętokrzyskie were recognized some time ago on the basis of fairly numerous fossils, amongst which forms are found that are characteristic of both Lower and Upper Callovian.

Callovian deposits occur over the whole area of the margin.

In the north-east part of the margin the lower portion consists of calcareous and dolomitic sandstones sometimes changing to sandy crinoid limestones, often with flints. Their upper part consists of calcareous and dolomitic, sometimes crinoidal sandstones with traces of crystallized moulds of fauna. On top

of them lie limestones and sandy marls which are nodular in their top part and usually contain badly preserved fauna, amongst which it is possible to distinguish Divesian forms.

In the Opoczno trough and the Radoszyce anticline calcareous and dolomitic sandstones are included in the Callovian, changing towards the top to limestones and sandy marls, sometimes of a nodular habit. The outcrops of these latter at Świnna near Opoczno contain numerous cephalopod fauna amongst which index forms can be found for all the ammonite zones of the Upper Callovian, and also Divesian forms. S. Z. Różycki (1955) mentions the following species: *Erymnoceras coronatum* (Brug.), *Reineckeia* (*Reineckeia*) *anceps* (Rein.), *Kosmoceras* (*Zugokosmoceras*) *jason* (Rein.), *K.* (*Spinikosmoceras*) *polux* (Rein.), *K.* (*Spinikosmoceras*) *ornatum* (Schloth.), *Hecticoceras* (*Putealicerias*) *krakoviense* (Neum.), *H.* (*Putealicerias*) *punctatum* (Stahl), *H.* (*Rossienceras*) *rossiense* (Teiss.), *H.* (*Rossienceras*) *metomphalum* Bou. sensu Neum., *H.* (*Lunuloceras*) *lunula* (Rein.) sensu Zieten.

*Peloceras athleta* (Phill.), *Quenstedticeras* sp., *Perisphictes* sp. div. (20 species).

Many Callovian outcrops have been found in the south-west part of the margin. In the Mnin, Fanislawice and Wielebnów synclines the lower portion of the Callovian consists of calcareous sandstones with a red colour, silicified in places and containing fauna. Higher up lie silicified greenish-grey marls with fauna that includes, among other forms, *Kosmoceras* (*Spinikosmoceras*) *pollux* (Rein.) in the marls from Lasocin. In the southern limb of the Zbrza and Radomice fold and also in the Maleszowa syncline the Callovian is represented by sandy marls sometimes with flints. The marls in their upper portion contain numerous flints and poor, badly preserved fauna (amongst others *Macrocephalites* sp.). Above them lies a thin layer of marls with belemnites and nodular marls and limestones with fauna that includes, among other forms, *Kosmoceras* sp., *Reineckeia* sp. and others.

### NOTES ON THE PALAEOGEOGRAPHY

The marine transgression encroaching from the north-west reached the discussed area in the Aalenian. The Aalenian sedimentation basin covered somewhat less or almost the same area as that in the Lower Toarcian. This basin first became shallower, as had happened in the Upper Toarcian, and subsequently deepened again. The sandy deposits of the Upper Toarcian, followed by the Lower Aalenian, form an intermediate member between the brackish deposits of the Estheria Series and the typical clayey marine series of the Upper Aalenian. The area over which Aalenian deposits are found is considerably less than for the Toarcian. It may be assumed that originally the Aalenian deposits extended somewhat further but later, in the Lower Kuiavian, their peripheral part was removed.

The Aalenian transgression covered the whole of the north-east and north-west parts of the margin of the Góry Świętokrzyskie. The north-eastern margin of the basin runs approximately along the Rachów Radom line. Aalenian sea ingraded toward the south-east, forming a narrow gulf. In the west the coastal zone fell in the Przedbórz and Radomsko area. Fairly uniform sedimentational conditions obtained over the whole of the basin. In the initial stage sandy sedimentation predominated and later, after the deepening of the basin, clayey sedimentation. The distribution of the facies and the thickness of the deposits indicate that the central axial part of the basin lay along the present-day axis of the Gielniów anticline.

Towards the end of the Upper Aalenian clayey deposits were replaced by the sandy ones. These are widely distributed in the Bajocian. During the Bajocian the sea goes further towards the south-east, beyond the River Vistula line.

In the Lower Kuiavian there are indications of certain changes in the extent of the basin. The Radoszyce anticline area became elevated in relation to the remaining part of the basin and the destruction of previously deposited formations took place there for a time. On the other hand, the remaining part of the basin became deeper and an appreciable thickness of sandy-clayey deposits was put down in it, often with siderites. At the same time the sea advanced further towards the south-east. Towards the end of the Lower Kuiavian, clayey

sedimentation began to predominate in the axial part of the basin, while in the area of the Radoszyce anticline sandy formations were deposited.

The Middle Kuiavian period saw a renewed extension of the area covered by the sea. Territory was submerged which hitherto had been beyond the extent of the inundations. The sea encroached into the south-west part of the margin where Middle Kuiavian deposits are found directly on top of older members from the upper part of the Lower Jurassic.

In the Middle Kuiavian the same sedimentation conditions obtained over considerable areas of the Świętokrzyski basin. At the beginning of this period clayey deposits were mainly put down. Towards the end of the Middle Kuiavian their place was taken by sandy, organodetritic, and conglomerate deposits. This change was caused by the basin becoming more shallow. The area of the north-east part of the margin extending furthest to the south-east, together with an appreciable part of the south-west margin, lay in the coastal zone or beyond the extent of the sea. The area lying between Ćmielów, Ostrowiec Świętokrzyski and Moldawa to the east and an appreciable part of the Radoszyce anticline and Mnin trough to the west were covered by shallow zones. In these areas sandy deposits, conglomerates and organogenic clastic rocks were laid down. In the central part of the basin sandy rocks were mainly deposited.

The Upper Kuiavian saw a renewed and increased extension of the basin in the Świętokrzyski Region. At the beginning coarse clastic deposits were for the most part put down together with the typical coquinas. Towards the end of the period clayey deposits appeared.

With the beginning of the Bathonian the extent of the basin frequently changed, but it did not, however, encroach beyond the extent of the previous inundations. Over an appreciable area of the Świętokrzyski Basin clastic material was deposited in which coarser fractions played a large part. Organodetritic deposits also came into existence and reached an appreciable thickness. Shallow water fauna developed copiously, which together with the facial variety of the deposit indicates that this was a shallow marine basin. In its peripheral zone, which included the extreme area of the

north-east part of the margin and presumably also an appreciable area of the south-west part of the margin, previously formed deposits were destroyed several times over. This is indicated by the appearance of conglomerates containing pebbles of calcareous sandstones and zoogenic clastic rocks, that is rocks typical of the upper part of the Kuyavian and Bathonian.

In the middle part of the Bathonian, and certainly by the end of that period, the whole of the Świętokrzyski Region lay under the sea, which also encroached on to further territory in eastern and southern Poland. The transgression reached its maximum in the Callovian.

Translated by D. C. Williamson

1946 MALINOWSKA

JURA GÓRNA

WSTĘP

Stratygofia

Najlepiej znane są na razie przedstawienia stratygrafii warstw jurajskich w północno-wschodniej części województwa świętokrzyskiego. Schemat stratygrafii porównawczy według tradycyjnego podziału dawnych autorów odnosi się do czasu porządku. Terminy stratygraficzne takie jak: raurak, astari, bonon i parbek przetrwały w literaturze do obecnych czasów. Konieczna jest aktualizacja tych terminów z podziału jury górnej i zastąpienie ich jednolitymi terminami chronostratygraficznymi. Nie można jednak mówić w tej chwili o całkowitej likwidacji takich terminów jak: raurak, astari, bonon i parbek w Górach Świętokrzyskich, lecz jest konieczne odwołanie się do terminów stratygraficznych. Niewątpliwie w najbliższej przyszłości w najbliższym czasie zostanie tego

problem. Ślady jury górnej w północno-wschodniej części województwa świętokrzyskiego należą do najstarszych porażek pod względem geologicznym utworów tego wieku w Polsce. Na tym to obszarze krystalizują się także terminy jak: raurak, astari, bonon, parbek, kimeryd, bonon i parbek. Stają się one pojęcia reprezentacji stratygraficznej, do których nawiązywane są wydzielenia w pozostałych obszarach Polski. Te określenia w randze pięter przetrwały w Polsce przeszło pół wieku, a także trwały jak raurak, astari, bonon, parbek które wiążą się z jurą górą Gór Świętokrzyskich.

WSTĘP

Na ten temat znajdujemy w literaturze szereg słownych wypowiedzi (S. Z. Białecki, J. Kutak, H. Świdziński i inni). Jednak aby to było możliwe do przeprowadzenia, konieczne jest szczegółowe opracowanie zespołów faunologicznych porównawczych profili, powiązanie ich w jedną całość i w konsekwencji nawiązanie do obowiązujących poziomów amonitowych.

Wydaje się, że w obecnej chwili, mówiąc o znacząco uśrednionych faunologicznych odciskach górnej jury świętokrzyskich odwołujemy się do poziomu amonitowych.

Wydaje się, że w obecnej chwili, mówiąc o znacząco uśrednionych faunologicznych odciskach górnej jury świętokrzyskich odwołujemy się do poziomu amonitowych.

Rozróżniamy tutaj trzy odciski, a w związku z tym wykluczają się możliwości w interpretacji stratygraficznej porównawczych wydzieleni, mianowicie odwołanie się w rozdziale „Historia badań”. Powstawienie przestarzałych określeń w wymienionym rozdziale było skutkiem konieczności z uwagi na możliwość nawiązania do podziałów stosowanych przez ówczesnych badaczy.

Tabela 1  
Podział jury górnej w I Kalokrowie Jurajskim w Polsce

		Podział stosowany do 1964 r.	Podział po I Kalokrowie Jurajskim w Polsce - 1964 r.
Jura górna	Parbek		(Fauna parbecka)
	Bonon		Parthead
	Kimeryd		Kimeryd
	Astari		
	Raurak		
Jura dolna	angow		
	newic		
	stycza		

Działaj już niestety, że większość tych terminów została już z porażką faunologiczną i że należy je stopniowo eliminować z podziałów, zastępując je jednolitymi terminami chronostratygraficznymi. Tym to problemem poświęcone było między innymi I Kalokrowie Jurajskim w 1964 r. (tab. 1).

Lidia MALINOWSKA

## JURA GÓRNA

(z 8 fig. i 5 tabl.)

### Streszczenie

Niniejsza praca ma na celu przedstawienie stratygrafii osadów górnourajskich występujących w obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich. Schemat stratygrafii omawianych osadów nakreślony przez dawnych badaczy odbiega znacznie od dzisiaj przyjętego. Terminy litostratygraficzne takie jak: raurak, astart, bonon i purbek przetrwały w randze pięter do obecnych czasów. Konieczna jest eliminacja tych terminów z podziału jury górnej i zastąpienie ich jednoznacznymi terminami chronostratygraficznymi. Nie można jednak mówić w tej chwili o całkowitej likwidacji takich terminów jak „raurak” i „astart”, jeśli chodzi o Góry Świętokrzyskie, brak jest bowiem adekwatnych terminów stratygraficznych. Niewątpliwie szczegółowe badania przyniosą w najbliższym czasie rozwiązanie tego

problemu. Osady jury górnej w obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich zostały zaliczone do piętra oksford, kimeryd i portland. W oksfordzie dolnym przeważają wapienie gąbkowe, tworzące nierzadko biohermy i margle w postaci przelawień. W oksfordzie środkowym dominują wapienie płytowe, a w oksfordzie górnym — wapienie rafowe stromatoporowo-koralowcowe i wapienie oolitowe, nerineowo-dicerasowe. W kimerydzie obserwujemy wapienie oolitowe, margle i ily z wkładkami muszlowców i grochowców w dole oraz wapienie płytowe i margle oraz ily z muszlowcami egzogyrowymi w górze. W portlandzie występują ciemnoszare ilowce margliste i wapienie płytowe.

### WSTĘP

Osady jury górnej w obrębie obrzeżenia Gór Świętokrzyskich należą do najwcześniej poznanych pod względem geologicznym utworów tego wieku w Polsce. Na tym to obszarze krystalizują się takie terminy jak oksford, raurak, astart, kimeryd, bonon i purbek. Stają się one później reperami stratygraficznymi, do których nawiązywane są wydzielenia w pozostałych obszarach Polski. Te określenia w randze pięter przetrwały w Polsce przeszło pół wieku, a takie terminy jak raurak, astart, bonon, purbek ściśle związały się z jurą górną Gór Świętokrzyskich.

Rozwój badań nad tymi osadami, a w związku z tym wylaniające się rozbieżności w interpretacji stratygraficznej poszczególnych wydzieleni, ma swoje odzwierciedlenie w rozdziale „Historia badań”. Pozostawienie przestarzałych określeń w wymienionym rozdziale było zatem koniecznością z uwagi na możliwość nawiązania do podziałów stosowanych przez ówczesnych badaczy.

Dzisiaj już wiemy, że większość tych terminów związana jest z pojęciem facjalnym i że należy je stopniowo eliminować z podziałów, zastępując je jednoznacznymi terminami chronostratygraficznymi. Tym to problemom poświęcone było między innymi I Kolokwium Luksemburskie w 1962 r. i I Jurajskie Kolokwium w Polsce w 1964 r. (tab. 1).

Na ten temat znajdujemy w literaturze szereg słusznych wypowiedzi (S. Z. Różycki, J. Kutek, H. Świdziński i inni). Jednak żeby to było możliwe do przeprowadzenia, konieczne jest szczegółowe opracowanie zespołów faunistycznych poszczególnych profilów, powiązanie ich w jedną całość i w konsekwencji nawiązanie do obowiązujących poziomów amonitowych.

Wydaje się, że w obecnej chwili, mówiąc o znacznie zróżnicowanych facjalnie osadach górnej jury zawierających nieliczną faunę przewodnią, jest

Tabela 1  
Podział jury górnej po I Kolokwium Jurajskim w Polsce

Podział stosowany do 1964 r.		Podział po I Kolokwium Jurajskim w Polsce — 1964 r.	
Jura górna	Purbek	(Facja purbecka)	
	Bonon	Portland	
	Kimeryd	Kimeryd	
	Astart	Oksford	górnym
	Raurak		środkowy
	Oksford		dolny
	argow		
	newiz		
	dywez		

jeszcze za wcześnie, by całkowicie można było zrezygnować z takich terminów jak „raurak” i „astart”, jeśli chodzi o obszar Gór Świętokrzyskich. Brak jest bowiem adekwatnych terminów stratygraficznych. Będzie to dopiero możliwe wtedy gdy opracowana zostanie szczegółowa biostratygrafia omawianych osadów.

Stratygrafia osadów górnourajskich w Górach Świętokrzyskich opracowana została w większości

na danych z literatury, z wyjątkiem osadów oksfordu dolnego i środkowego, które to osady autorka sama badała i wyniki przedstawiła w publikacjach z 1961, 1965, 1967 r.

Przy zestawianiu materiałów autorka wykorzystwała także opracowania archiwalne udostępnione przez dr Z. Dąbrowską i prof. dr W. Pożaryskiego, za co składa im w tym miejscu podziękowanie.

## HISTORIA BADAŃ

Badania osadów jury górnej<sup>1</sup> w obrębie obrzeżenia Gór Świętokrzyskich zostały zapoczątkowane w pierwszej połowie XIX wieku. Początkowo dotyczyły one całego mezozoicznego obrzeżenia. W miarę jednak upływu lat i zawężania się pojęć stratygraficznych, badania geologiczne rejonizują się i obejmują swym zasięgiem północno-wschodnie, północno- i południowo-zachodnie obrzeżenie.

Pierwszą wzmiankę o osadach jury górnej Gór Świętokrzyskich znajdujemy w pracy J. B. Puscha (1836). Autor omawia w niej litologię poszczególnych ogniw, zatrzymując się dłużej nad wapieniami oolitowymi, muszlowcowymi i litograficznymi wyższych części jury górnej. Wymieniona przez tego autora nieliczna fauna pozwalała jedynie na określenie górnourajskiego wieku osadów. W 1837 r. J. B. Pusch w monograficznym opracowaniu wymienia faunę małżów, ślimaków i jeżowców z osadów jury górnej z okolic Małogoszczy i Sulejowa. Dalsza praca tego autora z 1883 r. stanowi jedynie przyczynek do geologii Polski.

Bardziej szczegółowe i dokładniejsze obserwacje znajdujemy u L. Zejsznera (1864, 1868, 1869). Autor ten ustala prawidłowy wiek górnourajskich osadów południowo-zachodniego obrzeżenia i przeprowadza ich korelację, nawiązując równocześnie do podziału F. Quenstedta.

Badania A. Michalskiego (1883, 1884, 1887, 1888) nie wnoszą wiele nowego w dotychczasowe wiadomości o jurze górnej Gór Świętokrzyskich. Na uwagę zasługuje jednak fakt znalezienia przez tego autora amonitów po raz pierwszy w kimerydzie okolic Hły, zaliczanych przez tego autora do rodzaju *Perisphinctes*.

Studia J. Siemiradzkiego (1888, 1891, 1893) przyniosły bliższe sprecyzowanie wieku poszczególnych kompleksów litologicznych na podstawie zawartej w nich fauny głowonogowej, a także nakreślony został przez tego badacza zasięg utworów oksfordu i kimerydu w obszarze południowo zachodniego obrzeżenia.

Wiek XX przynosi radykalną zmianę. Osady jury górnej są bardziej szczegółowo badane, a zainteresowania osadami tego wieku koncentrują się częściowo w północno-wschodnim a częściowo

w południowo- i północno-zachodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich.

**Południowo-zachodnie obrzeżenie.** W pracy pt. „Utwory jurajskie przy stacji Chęciny i ich fauna” J. Lewiński (1908a) omawia szczegółowo następstwo osadów triasowych i jurajskich odsłaniających się na omawianym obszarze. Ponad udowodnionym faunistycznie kelowejem górnym J. Lewiński wyróżnia piaski żelaziste wypełniające kawerny, powyżej których notuje białe wapienie argowu. Osadów dywezu i newizu autor ten nie stwierdził w badanym profilu.

W tym samym roku J. Lewiński (1908b) przeprowadza studia nad utworami jurajskimi „pasma przedborskiego”, zajmując się oprócz tego wychodniami w Kodrąbiu, w siodle Chelma, w synklinie Zapolic i antyklinie Smotryszowa (okolice Radomska).

Syntezę geologiczną ówczesnych badań na obszarze południowo-zachodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich znajdujemy w pracy J. Lewińskiego z 1912 r. Autor ten, poprzez analizę paleontologiczną fauny, dochodzi do ustalenia następstwa stratygraficznego warstw począwszy od batonu do kimerydu włącznie. Szczególnie ważne jest stwierdzenie przez J. Lewińskiego na badanym obszarze osadów newizu, dotychczas w profilach nie notowanych.

J. Siemiradzki w pracy z 1922 r. w rozdziale „Pasma Nadnidziańskie” omawia stratyografię utworów jurajskich, nawiązując niejednokrotnie do opracowań J. Lewińskiego. Częściej jednak zwraca uwagę na osady kimerydu i astartu ze względu na ich znaczne rozprzestrzenienie. Faunę z poszczególnych odsłoneń J. Siemiradzki cytuje za J. B. Puschem, L. Zejsznerem i J. Lewińskim.

Od 1925 do 1927 r. przeprowadzane są w obszarze zachodniej części Gór Świętokrzyskich badania przez J. Czarnockiego. Wyniki tych prac znajdujemy w Sprawozdaniach z Posiedzeń Naukowych Państwowego Instytutu Geologicznego. Autor ten nawiązuje do prac J. Lewińskiego, wprowadzając pewne uzupełnienia do schematu stratygrafii jury górnej zachodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich.

Po raz pierwszy E. Passendorfer (1927) stwierdza w Stobnicy wapienie kimerydu z fauną amonitową. Autor ten zapoczątkowuje tym samym badania osadów jury górnej na północ od Przedborza,

<sup>1</sup> W rozdziale „Historia badań” utrzymuje się podział stratygraficzny na podpiętra oksfordu: dywez, newiz i argow, oraz piętra raurak, astart, kimeryd, bonon i purbek dla nawiązania do podziału stosowanego przez ówczesnych badaczy.

Osady jury górnej zawarte w obszarze południowo-zachodniego obrzeżenia były badane przez H. Świdzińskiego (1931, 1932, 1935, 1962). Całość tych prac o charakterze stratygraficznym poparta była szczegółową analizą faunistyczną, co w konsekwencji pozwoliło na bardziej szczegółowy podział stratygraficzny w stosunku do poprzednich prac. W publikacji z 1962 r. autor podsumowuje dotychczasowe wiadomości o jurze górnej obszaru między Przedborzem a Małogoszczą i wydziela 20 ogniw litologicznych, grupując je w siedem kompleksów litologiczno-facjalnych. Dzięki temu podziałowi możliwą stała się korelacja poszczególnych kompleksów jury górnej na znacznych przestrzeniach. H. Świdziński przyjmuje umowną granicę między astartem i kimerydem w okolicy Przedborza i prowadzi ją powyżej wapieni „pasiastych”.

Dokładne omówienie osadów jury radomskiej znajdujemy w pracy A. Łuniewskiego (1947). Szczególnie utwory rauraku, astartu i kimerydu są poddane analizie z uwzględnieniem fauny ramienionogów, ślimaków i małżów.

O występowaniu wapieni bonońskich w Stobnicy i ilów kimerydzkich w okolicy Przedborza informuje nas notatka I. Jurkiewiczowej, zamieszczona w Sprawozdaniach z Posiedzeń Naukowych Państwowego Instytutu Geologicznego (1952).

Najbardziej ku południowi wysuniętą wychodnię osadów kimerydu górnego opisali W. Jurkiewicz i A. Morawiecki (1956) w Zajączkiej Górze koło Buska. Podstawą ustalenia wieku tych warstw była mikrofauna.

Szczegółowe badania litologii wapieni górnoujarskich na południe od Chęcina zawdzięczamy C. Peszatosi i M. Moroz-Kopeczyńskiej (1959). Autorzy ci podali opisy litologicznych serii następujących od keloweju do kimerydu włącznie i omówili typy strukturalne wapieni zaobserwowanych w obrębie astartu i kimerydu.

Prace kartograficzne w obszarze między Jędrzejowem a rzeką Nidą prowadzi w latach 1953—1956 E. Senkiewicz.

W 1960 r. ukazuje się drukiem opracowanie paleontologiczne koralowców z osadów astartu jury radomskiej E. Roniewicz. Jest to pierwsze tego rodzaju opracowanie tej grupy zwierząt z osadów jury górnej Polski. Autorka wraca do tego tematu jeszcze raz w 1966 r. Dzięki temu opracowaniu mamy opisanych 70 gatunków koralowców z osadów oksfordu górnego.

W 1960 r. A. Radwański stwierdza w osadach jury górnej osuwiska podmorskie. Ten sam temat podejmuje J. Kutek (1962b) prowadząc badania nad utworami kimerydu dolnego w okolicy Małogoszczy.

Do problemu wieku osadów w okolicy Stobnicy powrócił w swej pracy J. Kutek (1961a). Na podstawie fauny amonitowej autor ten stwierdza dwudzielność kimerydu górnego oraz występowanie osadów bononu dolnego i środkowego.

Osady jury górnej w zachodniej części „rygla” przedborskiego stały się tematem opracowania K. Jaworowskiego (1962).

Badania nad litologią i zróżnicowaniem facjalnym osadów jury górnej południowo-zachodniego obrzeżenia kontynuuje C. Peszat. W pracy z 1964 r. kreśli autor syntetyczny obraz litologiczny poszczególnych jednostek tektonicznych na obszarze między Tokarnią a Chmielnikiem, omawiając drobiazgowo następujące po sobie serie skalne od keloweju do kimerydu włącznie.

Dotychczasowe prace publikowane o przebiegu badań nad jurą górną południowo-zachodniego obrzeżenia zamyka praca L. Karczewskiego (1965). Praca ta omawiająca biostratygrafię osadów jury górnej okolic Radomska poświęcona została pamięci A. Łuniewskiego, badacza jury górnej w tym obszarze.

**Północno-zachodnie obrzeżenie.** Zainteresowanie osadami jury górnej w północno-zachodnim obrzeżeniu sięga XIX wieku. O osadach tych występujących w okolicy Tomaszowa Mazowieckiego pisze J. B. Pusch (1836), a A. Michalski (1887) określa liczną faunę bononu z wapieni w Brzostówce.

Dokładną stratygrafię osadów w okolicy Sulejowa przedstawił J. Lewiński (1907), cytując liczną faunę dla poszczególnych wydzieleni stratygraficznych.

Badania w obszarze północno-zachodniego obrzeżenia podsumowuje J. Siemiradzki (1922) w rozdziale „Pasma Sulejowskie”. Autor ten wzbogaca dotychczasowe wiadomości o osadach jury górnej własnymi obserwacjami w okolicy Sulejowa, Tomaszowa Mazowieckiego i Opoczna.

Badania nad jurą górną północno-zachodniego obrzeżenia uwieńczone zostały piękną publikacją o bononie J. Lewińskiego (1922), która to praca do dzisiaj jest podstawą przy szczegółowych studiach nad osadami tego wieku. Zawiera ona oprócz danych stratygraficznych także bogatą część paleontologiczną.

W latach 1925—1935 E. Passendorfer prowadził badania geologiczne w okolicach Sulejowa. Wyniki tych prac zawarte są w Sprawozdaniach z Posiedzeń Naukowych Państwowego Instytutu Geologicznego. W opracowaniu z 1925 r. autor ten podaje profil stratygraficzny osadów w okolicach Sulejowa z omówieniem rauraku, astartu i kimerydu. Dla tych pięter cytuje charakterystyczną faunę.

Tak E. Passendorfer (1925) jak i S. Z. Różycki (1939) ustalają słusznie wiek „wapieni opoczyńskich” na raurak, gdy tymczasem I. Dmoch (1958) stara się udowodnić, że wapienie te należą stratygraficznie do argowu.

O występowaniu szczątków roślin z rodzaju *Zamites* w osadach jury górnej okolic Sulejowa dowiadujemy się z opracowania J. Premika i J. Zablockiego (1925).

W miarę upływu lat wiadomości o bononie w Polsce stają się coraz pełniejsze. W 1928 r. E. Passendorfer omawia warstwy wirgatowe.

Osady oksfordu w północno-zachodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich nie mają bogatej literatury ze względu na brak odsłoneń osadów tego wieku.

W 1955 r. S. Z. Różycki wyróżnia po raz pierwszy w Świnnej koło Opoczna osady dywezu.

Najbardziej ku północy wysuniętym miejscem występowania osadów kimerydu górnego jest Nowe Miasto nad Pilicą. Pisze o tym W. Karaszewski (1955) omawiając mikrofaunistyczne podstawy stratygrafii tych osadów.

O nowym gatunku ślimaka *Ptygmatis convexospirata* z wapieni astartu Sulejowa dowiadujemy się z opracowania L. Karczewskiego (1959).

Jurą sulejowską zajmuje się W. Barczyk (1961) dając szczegółową stratygrafię osadów od rauraku do kimerydu.

Zainteresowanie problemem bononu w Górach Świętokrzyskich było bardzo znaczne. Świadczą o tym dotychczasowe prace publikowane i podejmowanie nowych badań. Krokiem naprzód w stosunku do pracy J. Lewińskiego (1922) było stwierdzenie obecności osadów bononu dolnego i udowodnienie ciągłości stratygraficznej między kimerydem a bononem (J. Kutek 1961b, 1962a; A. Witkowski, 1961; J. Kutek, A. Witkowski 1963).

**Północno-wschodnie obrzeżenie.** Badania nad utworami jury górnej omawianego obrzeżenia były przeprowadzane już przez J. B. Puscha. Następnie osadami tego wieku zajął się A. Michalski (1888) i J. Siemiradzki (1893). Powyższe prace nie uwzględniały jednak pełnej stratygrafii osadów jury górnej.

Dopiero badania J. Lewińskiego (1902) przyczyniły się do stwierdzenia w omawianym obrzeżeniu nie tylko osadów kimerydu ale także utworów starszych. Do oksfordu, nie stwierdzonego dotychczas, J. Lewiński zalicza osady z Bałtowa, Borii i Zarzecza. W okolicy Ilży i Radomia autor ten wydziela osady astartu wykształcone w postaci wapieni pylastych i oolitycznych z pasiastymi krzemieniami. Opisany przez J. Lewińskiego bonon w Krzyżanowicach okazał się, na podstawie późniejszych badań, kimerydem.

W „Geologii Ziemi Polskiej” (1922) J. Siemiradzki nawiązuje do pracy J. Lewińskiego (1902), uzupełniając ją szczegółowymi obserwacjami odsłoneń w okolicach Śniadkowa, Woli Lipienieckiej, Wierzbicy, Ilży, Błazina, Bałtowa, Zarzecza i Skarbkii Dolnej. O prawdopodobnym występowaniu wapieni jury górnej w okolicy Zawichosta J. Siemiradzki wspomina tylko marginesowo.

Więcej szczegółów na ten temat dostarczają nam badania A. Łuniewskiego (1923). Autor ten bliżej zajmuje się geologią tego obszaru, przeprowadzając obserwacje odsłoneń i ustalając wiek osadów, na podstawie fauny, na raurak, astart i kimeryd.

Do głównych badaczy jury północno-wschodniego obrzeżenia zaliczyć należy J. Samsonowicza (1923, 1932, 1934). Autor ten dzięki szczegółowym pracom

stratygraficznym dał podstawy do ustalenia profilu osadów jury górnej tego obszaru i tym samym wprowadził szereg uzupełnień do poprzednich prac J. Lewińskiego (1902) i A. Łuniewskiego (1923). Profil jury górnej omawianego obszaru według tego autora rozpoczynają osady wapienno-margliste poziomu *Cardioceras cordatum*, ponad nimi leżą wapienie argowu, a następnie wapienie gąbkowe z krzemieniami rauraku. W obrębie koralowcowo-oolitowych osadów astartu J. Samsonowicz wyróżnia dwa poziomy krzemieni: pasiastych i czekoladowych, a ponad astartem osady ilasto-margliste kimerydu. Wapienie nerineowe i zlepy muszlowcowe w okolicy Ilży i Rachowa autor ten zalicza do bononu.

W 1948 r. W. Pożaryski zajmuje się osadami jury górnej na obszarze między Radomiem, Zawichostem i Kraśnikiem. Omawia wiele nowych punktów obserwacyjnych, wnosząc wiele ciekawych danych do stratygrafii astartu i kimerydu.

Osady jury górnej w obszarze dorzecza Kamiennej były terenem badań wielu geologów. K. Pożaryska i W. Pożaryski (1953) omawiają osady oksfordu i rauraku w Bałtowie i podają szczegółowy profil utworów odsłoneń w Skarbce Dolnej.

J. Dembowska i Z. Dąbrowska (1953) określają stratygrafię osadów jury górnej w obszarze Wióry — Drygulec — Borowina (okolice Ćmielowa).

W 1953 r. o osadach rauraku, astartu i kimerydu w obszarze między Radomiem i Jastrzębiem pisze J. Dembowska. Autorka szczegółowo omawia osady astartu, lokalizując znalezienie przez A. Łuniewskiego okazy rodzaju *Ringsteadia* w odpowiedniej warstwie w kamieniołomie Marylin (Śniadków), gdzie zostały znalezione.

Jak z przeglądu literatury wynika, problem rozwiązania szczegółowej stratygrafii kimerydu północno-wschodniego obrzeżenia (w okolicach Ilży) był stale żywy. Szczególnie stropowe warstwy kimerydu, tzw. „wapienie nerineowe”, stanowiły problem sporny. Według J. Samsonowicza (1932), J. Lewińskiego (1902), S. Z. Różyckiego (1939), W. Pożaryskiego (1948) i Z. Dąbrowskiej (1953) wapienie te są wieku bonońskiego. Dalsze jednak badania prowadzone w rejonie Ilży przez Z. Dąbrowską (1957) i znalezienie amonitów właśnie w tych wapieniach dowiodły, że wapienie „nerineowe” są wieku górno-kimerydzkiego. Zostało to także potwierdzone w pracy stratygraficzno-paleontologicznej L. Karczewskiego (1960).

Ponownie obszar dorzecza Kamiennej staje się terenem badań, L. Malinowska (1961, 1965, 1967) ustala biostratygrafię osadów dolnego i środkowego oksfordu w okolicy Bałtowa i Przepaści, a J. Liszkowski (1962) opracowuje rafa raurackie w okolicy Bałtowa.

## OKSFORD

Osady oksfordu występują w całym obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich. Nie tworzą one ciągłego pasa wychodni, a jedynie grupują się w pewnych obsza-

rach. Przeważnie są to odsłoneńca fragmentaryczne, pozwalające jednak na przeprowadzenie faunistycznej analizy osadów.

W północno-wschodnim obrzeżeniu osady oksfordu znane są w obszarze między Zawichostem a Radomiem, w północno-zachodnim zaś w rejonie Sulejowa i Opoczna, a następnie w obszarze od Przedborza do okolic Chmielnika w południowo-zachodnim obrzeżeniu (fig. 1).

Według zaleceń I Krajowego Kolokwium Jurajskiego (L. Malinowska, 1964; E. Passendorfer, 1964) oksford podzielony został na dolny — obejmujący dyweż i newiz, środkowy — argow i górny odpowiadający „raurakowi” i „astartowi”. W tym też ujęciu będzie oksford omawiany w niniejszej pracy.

W obrębie osadów oksfordu stwierdza się znaczne zróżnicowanie facjalne. W oksfordzie dolnym przeważają wapienie gąbkowe, które nierzadko tworzą biohermy w otoczeniu wapieni krynowidowych i dolomitycznych oraz margle w postaci przeławień. W oksfordzie środkowym dominują wapienie płytowe, a w oksfordzie górnym natomiast wapienie rafowe stromatorporowo-koralowe (w dole) i wapienie oolitowe, nerineowo-dicerasowe (ku górze). Począwszy od oksfordu środkowego, osadom towarzyszą krzemienie, które w wyższych częściach oksfordu górnego tworzą dwa poziomy stratygraficzne.

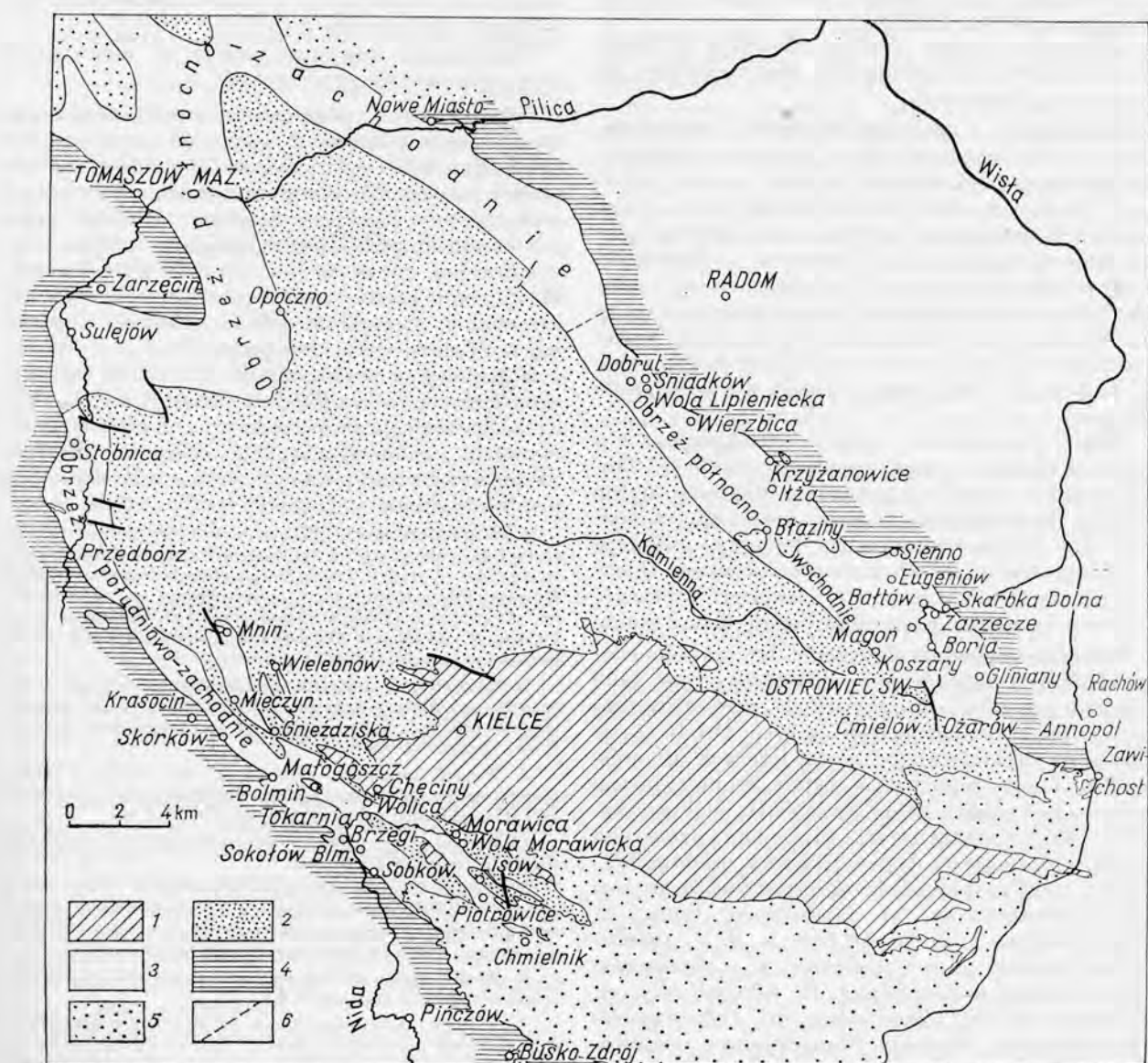


Fig. 1. Zarys geologii regionu świętokrzyskiego według mapy w skali 1:200 000

1 — utwory paleozoiku, 2 — utwory triasu oraz jury dolnej i środkowej, 3 — utwory jury górnej, 4 — utwory kredy, 5 — utwory trzeciorzędu, 6 — zarys regionów

Geological sketch map of the Góry Świętokrzyskie based on a map to a scale of 1:200 000

1 — Palaeozoic formations, 2 — Triassic together with Lower Jurassic and Middle Jurassic formations, 3 — Upper Jurassic formations, 4 — Cretaceous formations, 5 — Tertiary formations, 6 — outlines of regions

## OKSFORD DOLNY

## D y w e z

Miejsca występowania osadów dywezu w obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich są dotychczas nieliczne. Po raz pierwszy osady tego wieku zostały stwierdzone przez S. Z. Różyckiego (1955) w Świnnej koło Opoczna. Ponadto osady dywezu zostały udowodnione faunistycznie w Podgrodziu koło Ćmielowa (L. Malinowska, 1967; tabl. I, fig. 1) i w Szwedach koło Mnina (L. Malinowska, 1961). Znany jest także dywez koło Lasocina (na północ od Małogoszczy) potwierdzony przez licznie występujący gatunek *Peltoceras athleta* (Phill.).

Litologiczne osady dywezu odbiegają od siebie w poszczególnych odsłonięciach stąd omówienie ich wydaje się konieczne.

**Południowo- i północno-zachodnie obrzeżenie.** Osady dywezu południowo- i północno-zachodniego obrzeżenia wykształcone są jako warstwa bulasta, o miąższości około 30 cm. Zawiera ona w swoim składzie faunę dywezu przemieszaną z formami górnokelowejskimi rodzaju *Kosmoceras* i *Reineckeia*. Typowy przykład warstwy bulastej mamy w odsłonięciu Szwedów koło Mnina. Litologicznie warstwa ta nie odbiega od typowej warstwy bulastej rejonu częstochowskiego. Za warstwę bulastą uważa także S. Z. Różycki (1955) osady dywezu w Świnnej koło Opoczna.

Dywez południowo- i północno-zachodniego obrzeżenia charakteryzuje typowa, lecz nieliczna fauna, wśród której są gatunki: *Peltoceras athleta* (Phill.), *Quenstedticeras* (*Lamberticeras*) sp. (cf. *lamberti* Sow.), *Quenstedticeras* sp. Fauna ta świadczy o występowaniu dwóch poziomów dywezu: *Quenstedticeras flexicostatum* i *Q. lamberti*. Obecność poziomu *Q. mariae* nie została potwierdzona fauną.

**Północno-wschodnie obrzeżenie.** Dywez północno-wschodniego obrzeżenia wykształcony jest jako wapienie gąbkowe, silnie zwietrzałe, przeważnie szare, z przelawiczeniami margli ilastych. Osady te nie różnią się litologicznie od wyżej leżących utworów newizu. Osady tego wieku zostały zaobserwowane tylko w Podgrodziu koło Ćmielowa (L. Malinowska, 1961, 1967). Tam też została znaleziona i oznaczona fauna, która określa dywezyjski wiek osadów. Wymienić tutaj można między innymi: *Quenstedticeras* (*Bourkelamberticeras*) cf. *intermissum* Buck., *Q.* (*Quenstedticeras*) cf. *leachi* (Sow.), *Q.* (*Lamberticeras*) *lamberti* (Sow.), *Collotites* sp., *Hecticoceras* (*Putealicerias*) *svevum* (Bon.), *H.* (*Putealicerias*) cf. *punctatum* (Stahl), *Hecticoceras* sp., *Peltoceratoides* (?) *athletulum* (Mayer), *Parapeltoceras pseudocaprinum* Prieser. Z analizy fauny wynika, że reprezentowane tu mogą być trzy poziomy dywezu.

## N e w i z

Osady newizu znane są w południowo- i północno-zachodnim a także w północno-wschodnim obrzeże-

niu. Większe ich rozprzestrzenienie i bardziej ciągłe występowanie notuje się jednak w południowo-zachodnim obrzeżeniu. Wykształcenie litologiczne osadów zaliczonych do tego podpiętra jest nieco różne w wymienionych rejonach. W północno-wschodnim obrzeżeniu obserwuje się częściej newiz wykształcony w postaci bioherm gąbkowych lub wapieni gąbkowych, jamistych, w południowo- i północno-zachodnim zaś przeważają wapienie i margle ilaste wzajemnie się przelawicające. W osadach tych występuje bardzo liczna fauna głowonogowa z rodzajów: *Pseudaganides*, *Calliphylloceras*, *Soverbyceras*, *Metalytoceras*, *Glochiceras*, *Campylites*, *Cardioceras*, *Taramelliceras*, *Perisphinctes*, *Peltoceratoides*, *Parawedekindia*, *Scaphitodites* i *Lissoceratoides* ściśle określająca wiek osadów (tab. 2).

Maksymalna miąższość newizu w omawianym wyżej obszarze nie przekracza 10 m.

**Południowo- i północno-zachodnie obrzeżenie.** Osady newizu znane z odsłoneń występują od okolic Mnina do Grabowca koło Chmielnika. Ogólnie można powiedzieć, że newiz omawianego obszaru wykształcony jest jako wapienie gąbkowe szare lub kremowe, przelawicone marglem ilastym, warstwowanym, rdzawym lub szarym i zielonkawym. W wapieniu gąbkowym spotyka się niebieskoszare krzemienie, szczególnie dobrze widoczne w odsłonięciu Michała Góra koło Gnieździsk.

Najpełniejszy profil warstw newizu stwierdzono w odsłonięciu Wolica (Siedlce — tabl. I, fig. 2). Osady te spoczywają bezpośrednio na marglach piaszczystych, zielonobrunatnych keloweju górnego. Szczegółowy profil osadów newizu o miąższości 4 m jest następujący (od dołu):

1. Wapień kremowy, gąbkowy, gruzłowaty, silnie splekany ze śladami chlorytu (?) i nalotami żelazistymi z fauną: *Lissoceratoides* cf. *erato* (d'Orb.), *Taramelliceras oculatum* (Phill.), *Parawedekindia choffati* (Lor.), *Perisphinctes* sp. sp., *Creniceras* cf. *erenatum* (Brug.), *Peltoceratoides* cf. *pseudocostantii* Prieser, *P.* cf. *eugenii* (Rasp.), *Rhopaloteuthis spissus* (Gill.), *Serpula* sp. (miąższość 0,33 m).

2. Margiel jasnoszary, nieregularnie warstwowany, z nielicznymi gruzelkami wapienia, z liczną fauną: *Lissoceratoides* cf. *erato* (d'Orb.), *Peltoceratoides* sp. sp., *Lacunosella stephani* Wiśn. (miąższość 0,05 m).

3. Wapień kremowy, zbliżony do płytowego z fauną: *Lissoceratoides rollieri* (Lor.), *Peltoceratoides* sp. sp., *Perisphinctes* (*Mirosphinctes*) *mirus* Buk. (miąższość 0,1 m).

4. Margiel szary, warstwowany, z nielicznymi gruzelkami wapienia (miąższość 0,03 m).

5. Wapień kremowy z licznymi przekrojami żabek i liczną fauną: *Campylites delmontanus* (Opp.), *Parawedekindia arduennensis* (d'Orb.), *Phylloceras* sp., *Lacunosella* sp. sp., *Terebratula* sp. sp., *Entolium demissum* (Phill.) (miąższość 0,12 m).

6. Margiel szary, drobno warstwowany z nielicznymi gruzelkami wapienia (miąższość 0,03 m).

7. Wapień szary, zwięzły, o przelamie zadziórzystym, z nielicznymi przekrojami żabek i fauną: *Peltoceratoides* cf. *bodeni* Prieser, *P. mairei* Malin., *Nucleata nucleata* (Schloth.) i inne (miąższość 0,15 m).

8. Margiel szary, warstwowany z licznymi gruzelkami wapienia, bez fauny (miąższość 0,04 m).

9. Wapień szary, zwięzły z fauną: *Lissoceratoides* cf. *erato* (d'Orb.), *L. rollieri* (Lor.), *Goliathiceras pseudogoliath* (Maire), *Peltoceratoides mairei* Malin., *P. interscissus* (Uhl.), *Peltoceratoides* sp. sp., *Parawedekindia choffati* (Lor.), *P. arduennensis* (d'Orb.) (miąższość 0,15 m).

10. Margiel gruzłowaty, ze słabo widocznym warstwowaniem, z nieliczną fauną: *Hibolites* sp. sp. (miąższość 0,04 m).

11. Wapień gąbkowy, zwięzły ze skupieniami chlorytu (?) i liczną fauną: *Lissoceratoides rollieri* (Lor.), *L. cf. erato* (d'Orb.), *Peltoceratoides* sp. sp., *Taramelliceras cf. bukowski* (Siem.), *Cardioceras* sp. sp. (miąższość 0,17 m).

12. Margiel szary, z licznymi gruzkami wapienia, bez fauny (miąższość 0,06 m).

13. Wapień gąbkowy, szary, zwięzły o przelamie zadziorzystym z liczną fauną rodzaju *Peltoceratoides* (miąższość 0,20 m).

14. Margiel szary, drobno warstwowany, z licznymi gruzkami wapienia, bez fauny (miąższość 0,04 m).

15. Wapień szary, wietrzejący na kolor biały, z żyłkami kalcytu, o przelamie zadziorzystym, silnie spękany, z liczną fauną, wśród której jest: *Parawedekindia arduennensis* (d'Orb.) *Taramelliceras oculatum* (Phill.), *Taramelliceras* sp., *Goliathiceras* sp., *Metalytoceras orbigny* (Lor.), *Cardioceras* sp. sp., *C. (Scoticardioceras) excavatum* (Sow.), *C. (Vertebriceras) quadrarium* Buck. var. *colloti* Maire (miąższość 2,20 m).

Osady newizu południowo-zachodniego obrzeżenia udokumentowane są bardzo liczną fauną. Głównymi stanowią jednak najliczniejszą grupę i określają newizyjski wiek osadów. Wśród charakterystycznych gatunków wymienić można: *Cardioceras (Scoticardioceras) excavatum* (Sow.), *C. (Subvertebriceras) cf. zenaidae* (Ilov.), *C. (Scarburgiceras) cf. bukowski* (Maire), *C. (Vertebriceras) rachis* Buck., *C. (Vertebriceras) quadrarium* Buck. var. *colloti* (Maire), *Cardioceras (Vertebriceras) sp. (ex gr. vertebrale* Sow.), *Perisphinctes (Prososphinctes) consociatus* Buk., *P. (Prososphinctes) claromontanus* Buk., *P. (Kraaosphinctes) cf. decurrens* Buck., *P. (Miroosphinctes) mirus* Buk., *Parawedekindia arduennensis* (d'Orb.), *P. choffati* (Lor.), *Peltoceratoides pseudoconstantii* Prieser, *Taramelliceras polonicum* Malin., *Peltoceratoides mairei* Malin. Fauna amonitów pozwoliła na wyróżnienie dwóch poziomów *Cardioceras bukowski* (dolny) i *C. excavatum* (górnny).

W obszarze północno-zachodniego obrzeżenia osady tego wieku stwierdzone zostały tylko w wierceniach, z których wiercenie Józefów I na północ od Przedborza uważane być może za podstawowe. Osady newizu w tym wierceniu wykształcone są jako wapień gąbkowy z nieliczną fauną małżów i brachiopodów.

**Północno-wschodnie obrzeżenie.** Najdalej na południe wysunięte i znane dzisiaj odsłonięcie newizu znajduje się w Wyszmontowie i Drygulcu koło Ćmielowa. Odsłonięcia osadów tego wieku wymieniane przez J. Samsonowicza (1934), a wyznaczające południową granicę zasięgu newizu, nie są dzisiaj prawie znane. Największe rozprzestrzenienie obecnie mają osady newizu w okolicy Przepaści i Podgrodzia w rejonie Ćmielowa.

Newiz tego obszaru wykształcony jest jako wapień gąbkowy, zwięzły, niekiedy tylko przelawicowe marglem ilastym, tworzące biohermy gąbkowe. Otaczają je wapień nierządno płytowe tego samego wieku. Prawie zawsze osadom newizu towarzyszą krzemienie.

Osobną i ciekawą pozycję stanowią odsłonięcia w Przepaści koło Ćmielowa, gdzie obserwuje się typową biohermę (L. Malinowska, 1965). Tworzą ją

wapień gąbkowy o maksymalnej miąższości około 10 m. Wapieniami okalającymi, tego samego wieku, są wapień dolomityczny i wapień krynowidowy. Bioherma gąbkowa w Przepaści jest niewątpliwie częścią większego elementu biohermalnego. Powstała ona przy współdziałaniu organizmów takich jak gąbki, mszywioty i serpule. Zespół amonitów występujących w tej biohermie dowodzi jej newizyjskiego wieku. Znane są tu gatunki: *Cardioceras (Vertebriceras) cf. costulosum* Buck., *C. (Plasmatoceras) cf. tenuicostatum* (Nik.), *Goliathiceras (Goliathites) goliathium* (d'Orb.), *Campylites delmontanus* (Opp.), *Lissoceratoides erato* (d'Orb.), *L. rollieri* (Lor.), *Creniceras crenatum* (Brug.), *Glochiceras (Coryceras) distortum* (Buk.), *Scaphitodites paucirugatus* (Buk.), *Euaspidoceras perarmatum* (Sow.), *Perisphinctes (Kraaosphinctes) decurrens* Buck., *Sowerbyceras tortisulcatum* (d'Orb.) (tab. 2).

Na uwagę zasługują tutaj także ramienionogi, które prawie zawsze towarzyszą utworom biohermalnym. Do ciekawszych gatunków należą: *Cheirothyris fleuriauxa* (d'Orb.), *Ch. fleuriauxa* (d'Orb.) var. *polonica* Malin., *Dictyothyris rollieri* Haas, *Terebratella loricata* (d'Orb.), *T. roemeri* Roll.

Najpełniejszy jednak profil osadów oksfordu na omawianym obszarze obserwować można w Podgrodziu koło Ćmielowa. W odsłonięciu tym udowodniono paleontologiczne osady dywezu, newizu i argowu (tab. I, fig. 1).

Bardziej na północ osady newizu znane były jedynie tylko w studniach w rejonie Ostrowca Świętokrzyskiego.

Newiz północno-wschodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich potwierdzony jest bardzo liczną fauną, wśród której głównymi odgrywają dominującą rolę (tab. 2).

#### OKSFORD ŚRODKOWY (ARGOW)

Osady oksfordu środkowego mają bardzo duży zasięg w południowo- i północno-zachodnim a także północno-wschodnim obrzeżeniu. Ogólnie można powiedzieć, że oksford środkowy w Górach Świętokrzyskich wykształcony jest jako wapień płytowy, w dół cienkopłytkowy ku górze przechodzący w grubolawicowy. W północno-wschodnim obrzeżeniu mamy do czynienia raczej z dolnymi partiami oksfordu środkowego, brak jest natomiast odpowiedników wyższych ogniw.

Fauna zawarta w osadach tego wieku jest głowonogowo-małżowa, z tym, że w południowo-zachodnim obrzeżeniu przeważają jednak amonity pozwalające na przeprowadzenie ściślejszego podziału i nawiązanie do oksfordu środkowego Jury Częstochowskiej (L. Malinowska, 1967).

Maksymalna miąższość osadów środkowego oksfordu wynosi około 150 m.

**Południowo- i północno-zachodnie obrzeżenie.** Utwory środkowego oksfordu znane z odsłoneń rozprzestrzeniają się od okolic Mnina na północy do okolic Chmielnika na południu, Odsłonięcie w Szwec-

Tabela 2

Stratygraficzne zestawienie fauny\*\* jury górnej Gór Świętokrzyskich

Fauna	Oksford			Kimeryd		Portland		
	dolny	środkowy	górnny	dolny	górnny	dolny	środkowy	facja purbecka
Cephalopoda								
* <i>Amoeboceras alternans</i> (Buch)		+						
* <i>Amoeboceras</i> cf. <i>anglicum</i> (Salf.)								
* <i>Amoeboceras krausei</i> (Salf.)					+			
* <i>Ataxioceras</i> aff. <i>barbatum</i> Schneid								
* <i>Ataxioceras</i> ( <i>Parataxioceras</i> ) cf. <i>lothari</i> (Opp.)				+				
* <i>Ataxioceras semistriatum</i> Schneid				+				
* <i>Ataxioceras</i> cf. <i>semistriatum</i> Schneid				+				
* <i>Ataxioceras</i> sp.				+				
* <i>Aulacostephanus autissiodorensis</i> (Cott.)					+			
* <i>Aulacostephanus eudoxus</i> (d'Orb.)					+			
* <i>Aulacostephanus jasonoides</i> (Pavl.)					+			
* <i>Aulacostephanus pseudomutabilis</i> (Lor.)					+			
* <i>Aulacostephanus pinguis</i> Duv.					+			
* <i>Aulacostephanus undorae</i> (Pavl.)					+			
* <i>Aulacostephanus volgensis</i> (Visch.)					+			
* <i>Campylites delmontanus</i> (Opp.)								
* <i>Cardioceras</i> ( <i>Cavtoniceras</i> ) cf. <i>tenuiserratum</i> (Opp.)	+							
* <i>Cardioceras</i> ( <i>Plasmaticeras</i> ) cf. <i>tenuicostatum</i> (Nik.)		+						
* <i>Cardioceras</i> ( <i>Scarburgiceras</i> ) cf. <i>bukowskii</i> (Maire)	+							
* <i>Cardioceras</i> ( <i>Scoticardioceras</i> ) <i>excavatum</i> (Sow.)	+							
* <i>Cardioceras</i> ( <i>Subvertebriceras</i> ) cf. <i>zenaidae</i> (Ilov.)	+							
* <i>Cardioceras</i> ( <i>Vertebriceras</i> ) cf. <i>costulosum</i> Buck.	+							
* <i>Cardioceras</i> ( <i>Vertebriceras</i> ) <i>quadrarium</i> Buck. var. <i>colleti</i> Maire	+							
* <i>Cardioceras</i> ( <i>Vertebriceras</i> ) <i>rachis</i> Buck.	+							
* <i>Cardioceras</i> ( <i>Vertebriceras</i> ) sp. (ex gr. <i>vertebrale</i> Sow.)	+							
* <i>Cardioceras</i> sp. sp.	+							
* <i>Collotites</i> sp.	+							
* <i>Creniceras crenatum</i> (Brug.)	+							
<i>Epipeltoceras</i> cf. <i>bimammatum</i> (Quen.)								
<i>Epipeltoceras toucasi</i> (d'Orb.)			+					
<i>Euaspidoceras edwardsianum</i> (d'Orb.)	+							
* <i>Euaspidoceras perarmatum</i> (Sow.)	+							
* <i>Glochiceras</i> ( <i>Coryceras</i> ) <i>distortum</i> (Buk.)	+							
* <i>Goliathiceras</i> ( <i>Goliathites</i> ) cf. <i>goliathum</i> (d'Orb.)	+							
* <i>Goliathiceras pseudogoliath</i> (Maire)	+							
* <i>Hectioceras</i> ( <i>Putealicerias</i> ) cf. <i>punctatum</i> (Stahl)	+							
* <i>Hectioceras</i> ( <i>Putealicerias</i> ) sp. (ex gr. <i>punctatum</i> Stahl)	+							
* <i>Hectioceras</i> ( <i>Putealicerias</i> ) <i>svevum</i> (Bon.)	+							
* <i>Hectioceras</i> sp.	+							
* <i>Hibolites hastatus</i> (Blainv.)	+							
* <i>Hibolites</i> sp. sp.	+							
<i>Holcophylloceras zignodianum</i> (d'Orb.)	+	+	+					
* <i>Involuticeras involutum</i> (Quen.)					+			
* <i>Involuticeras</i> sp.								
* <i>Lissoceratoides erato</i> (d'Orb.)	+				+			
* <i>Lissoceratoides rollieri</i> (Lor.)	+							
* <i>Lithacoceras</i> ( <i>Progeronia</i> ) <i>ernesti</i> (Lor.)					+			
* <i>Lithacoceras</i> ( <i>Lithacoceras</i> ) <i>lictor</i> (Front.)					+			
* <i>Metalytoceras orbignyi</i> (Lor.)	+							
<i>Michalskia</i> cf. <i>miatschkoviensis</i> (Ilov. et Flor.)					+			
<i>Nautilus</i> cf. <i>inflatus</i> (d'Orb.)					+			

Tabela 2 (c. d.)

Fauna	Oksford			Kimeryd		Portland		
	dolny	środkowy	górnny	dolny	górnny	dolny	środkowy	facja purbecka
<i>Nautilus</i> sp.				+				
* <i>Ochetoceras canaliculatum</i> (Buch)		+						
* <i>Paracnoceras giganteum</i> (d'Orb.)				+				
* <i>Parapeltoceras pseudocaprinum</i> Prieser	+							
* <i>Parawedekindia arduennensis</i> (d'Orb.)	+							
* <i>Parawedekindia hoffati</i> (Lor.)	+							
* <i>Peltoceras athleta</i> (Phill.)	+							
* <i>Peltoceratoides</i> (?) <i>athletulum</i> (Mayer)	+							
* <i>Peltoceratoides</i> cf. <i>bodeni</i> Prieser	+							
* <i>Peltoceratoides eugenii</i> (Rasp.)	+							
* <i>Peltoceratoides interscissus</i> (Uhl.)	+							
* <i>Peltoceratoides mairei</i> Malin.	+							
* <i>Peltoceratoides</i> cf. <i>pseudoconstantii</i> Prieser	+							
* <i>Peltoceratoides</i> sp. sp.	+							
* <i>Phylloceras</i> sp.	+							
<i>Perisphinctes aeneas</i> Gemm.		+						
<i>Perisphinctes birmensdorfensis</i> Moesch	+							
<i>Perisphinctes indogermanus</i> Waag.	+							
* <i>Perisphinctes lewiński</i> Oppenh.					+			
<i>Perisphinctes mindovae</i> Siem.					+			
* <i>Perisphinctes</i> cf. <i>marcoui</i> Lor		+						
<i>Perisphinctes trichoplocus</i> Gemm.					+			
<i>Perisphinctes vaydelota</i> Siem.					+			
* <i>Perisphinctes</i> ( <i>Dichotomosphinctes</i> ) cf. <i>antecedens</i> Salf.		+						
* <i>Perisphinctes</i> ( <i>Dichotomosphinctes</i> ) cf. <i>wartae</i> Buk.		+						
* <i>Perisphinctes</i> ( <i>Dichotomoceras</i> ) <i>bifurcatus</i> (Quen.)					+			
* <i>Perisphinctes</i> ( <i>Discosphinctes</i> ) <i>lucingensis</i> Favre		+						
* <i>Perisphinctes</i> ( <i>Discosphinctes</i> ) sp. (ex gr. <i>lucingensis</i> Favre)		+						
* <i>Perisphinctes</i> ( <i>Discosphinctes</i> ) cf. <i>virgulatus</i> (Quen.)		+						
* <i>Perisphinctes</i> ( <i>Kranaosphinctes</i> ) cf. <i>decurrans</i> Buk.	+							
* <i>Perisphinctes</i> ( <i>Liosphinctes</i> ) sp. (cf. <i>berlieri</i> Lor.)		+						
* <i>Perisphinctes</i> ( <i>Mirosphinctes</i> ) <i>mirus</i> Buk.	+							
* <i>Perisphinctes</i> ( <i>Orthosphinctes</i> ) <i>fontannesii</i> Hoff.					+			
* <i>Perisphinctes</i> ( <i>Prososphinctes</i> ) <i>claromontanus</i> Buk.	+							
* <i>Perisphinctes</i> ( <i>Prososphinctes</i> ) <i>consociatus</i> Buk.	+							
* <i>Proscaphites anar</i> (Opp.)		+						
* <i>Perisphinctes</i> ( <i>Pseudortosphinctes</i> ?) <i>pseudobreviceps</i> Weg.					+			
* <i>Physodoceras uhlandi</i> (Opp.)					+			
* <i>Quenstedticeras</i> ( <i>Lamberticeras</i> ) sp. (cf. <i>lamberti</i> Sow.)	+							
* <i>Quenstedticeras</i> ( <i>Lamberticeras</i> ) <i>lamberti</i> (Sow.)	+							
<i>Quenstedticeras</i> sp.	+							
* <i>Quenstedticeras</i> ( <i>Bourkelamberticeras</i> ) cf. <i>intermissum</i> Buk.	+							
* <i>Quenstedticeras</i> ( <i>Quenstedticeras</i> ) cf. <i>leachi</i> (Sow.)	+							
* <i>Rasenia elegantula</i> Schneid					+			
* <i>Rasenia</i> cf. <i>mutabilis</i> (Sow.)					+			
* <i>Rasenia</i> sp.					+			
* <i>Rasenia</i> ( <i>Eurasenia</i> ) <i>trimera</i> (Opp.)					+			
* <i>Rasenia</i> ( <i>Prorasenia</i> ) <i>stephanoides</i> (Opp.)					+			
* <i>Rhopaloteuthis argovianus</i> (Mayer)					+			
* <i>Rhopaloteuthis spissus</i> (Gill.)	+	+						
* <i>Ringsteadia anglica</i> Salf.								
* <i>Ringsteadia pseudocordata</i> Bl. et Hudl.								
* <i>Scaphitodites paucirugatus</i> (Buk.)	+							
* <i>Sowerbyceras tortisulcatum</i> (d'Orb.)	+							

Tabela 2 (c. d.)

Fauna	Oksford			Kimeryd		Portland		
	dolny	środkowy	górný	dolny	górný	dolny	środkowy	facja purbecka
* <i>Subplanites ianschini</i> Ilov. et Flor.						+		
* <i>Subplanites klimovi</i> Ilov. et Flor.						+		
* <i>Subplanites pseudoscythicus</i> (Ilov. et Flor.)						+		
* <i>Taramelliceras bukovskii</i> (Siem.)	+							
* <i>Taramelliceras callicerum</i> (Opp.)		+						
* <i>Taramelliceras minax</i> (Buk.)	+							
* <i>Taramelliceras oculatum</i> (Phill.)	+							
* <i>Taramelliceras pichleri</i> (Opp.)			+					
* <i>Taramelliceras polonicum</i> Malin.	+							
* <i>Taramelliceras pseudoculatum</i> (Buk.)	+							
* <i>Trimarginites baylei</i> (Coq.)	+							
* <i>Zaraiskites bohdanoviczi</i> (Lew.)							+	
* <i>Zaraiskites quenstedti</i> (Rouill.)							+	
* <i>Zaraiskites sawagei</i> (Lew.)							+	
* <i>Zaraiskites scythicus</i> (Visch.)							+	
* <i>Zaraiskites tschernyschovi</i> (Mich.)							+	
* <i>Zaraiskites zarajskensis</i> (Mich.)							+	
Gastropoda								
* <i>Acteonina acuta</i> (d'Orb.)			+					
* <i>Acteonina dermoisiana</i> (d'Orb.)			+					
* <i>Alaria berlieri</i> Lor.	+							
* <i>Aphanoptyxis substriata</i> (d'Orb.)			+					
* <i>Aptyxiella cf. cottaldina</i> (d'Orb.)			+	+				
* <i>Aptyxiella cf. sexcostata</i> (d'Orb.)			+					
* <i>Cryptoplocus blazinensis</i> Karcz.			+					
* <i>Cryptoplocus cingulatus</i> Zitt.			+					
* <i>Cryptoplocus consobrinus</i> Zitt.					+			
* <i>Cryptoplocus depressus</i> (Voltz)			+					
* <i>Cryptoplocus subpyramidalis</i> (Münst.)			+	+	+			
* <i>Cryptoplocus pyramidalis</i> (Münst.)			+					
* <i>Cryptoplocus succedens</i> Zitt.			+					
* <i>Harpagodes oceani</i> (Brongn.)				+	+			
* <i>Itieria clymene</i> (d'Orb.)			+					
* <i>Itieria moreana</i> (d'Orb.)			+					
* <i>Natica cf. allica</i> d'Orb.			+					
* <i>Natica amata</i> d'Orb.			+					
* <i>Natica orithea</i> d'Orb.			+					
* <i>Natica cf. cymba</i> d'Orb.			+					
* <i>Natica girardoti</i> Lor.			+	+				
* <i>Natica globosa</i> Roem.			+	+				
* <i>Natica hemisphaerica</i> Roem.			+	+				
* <i>Natica cf. suprajurensis</i> Buv.					+			
* <i>Natica vespa</i> Lor.			+					
* <i>Nerinea acreon</i> d'Orb.			+	+	+			
* <i>Nerinea bernardiana</i> d'Orb.			+					
* <i>Nerinea cf. defraci</i> Desh.			+					
* <i>Nerinea desvoidyi</i> d'Orb.					+			
* <i>Nerinea fallax</i> Thurm.			+					
* <i>Nerinea incisa</i> Etall.			+					
* <i>Nerinea jeanjeani</i> Roman			+					
* <i>Nerinea cf. lorteti</i> Cossmann			+					
* <i>Nerinea cf. mariae</i> d'Orb.			+					
* <i>Nerinea nantuacensis</i> d'Orb.			+					

Tabela 2 (c. d.)

Fauna	Oksford			Kimeryd		Portland		
	dolny	środkowy	górnny	dolny	górnny	dolny	środkowy	facja purbecka
<i>Nerinea pseudospeciosa</i> Lor.			+					
<i>Nerinea quehenensis</i> Lor.					+			
<i>Nerinea</i> aff. <i>subcylindrica</i> d'Orb.			+					
<i>Nerinea tuberculosa</i> Defr.			+	+	+			
<i>Nerinea zejszneri</i> var. <i>sztrambergensis</i> Peters			+					
* <i>Nerinella</i> cf. <i>bicristata</i> Etall.			+					
* <i>Nerinella caecilla</i> (d'Orb.)			+					
<i>Nerinella</i> aff. <i>canaliculata</i> (d'Orb.)					+			
* <i>Nerinella chantrei</i> (Lor.)			+	+	+			
* <i>Nerinella cyane</i> (Lor.)			+					
* <i>Nerinella cynthia</i> (d'Orb.)			+					
<i>Nerinella</i> cf. <i>danusensis</i> (d'Orb.)				+				
<i>Nerinella jollyana</i> (d'Orb.)			+	+	+			
<i>Nerinella</i> cf. <i>ornata</i> (d'Orb.)			+					
* <i>Nerinella turitella</i> (Voltz)			+	+				
<i>Patella vassiacensis</i> Lor.							+	
<i>Patella</i> sp.							+	
* <i>Phaneroptyxis clymena</i> (d'Orb.)			+					
* <i>Pleurotomaria marginacensis</i> Lor.				+				
<i>Pleurotomaria</i> sp.		+						
<i>Pseudomelania bienensis</i> Etall.			+					
* <i>Pseudomelania</i> sp.		+						
* <i>Pseudonerinea clio</i> (d'Orb.)					+			
* <i>Pseudonerinea clythia</i> (d'Orb.)			+					
<i>Pseudonerinea pupoidea</i> Pczel.					+			
* <i>Ptygmatis bruntrutana</i> (Thurm.)			+	+	+			
* <i>Ptygmatis carpathica</i> (Zejszn.)			+					
* <i>Ptygmatis clio</i> (d'Orb.)			+					
* <i>Ptygmatis convexospirata</i> Karcz.			+					
* <i>Ptygmatis curmontensis</i> (Lor.)			+					
<i>Ptygmatis meneghini</i> (Gemm.)			+					
<i>Ptygmatis mosae</i> (Desh.)			+					
* <i>Ptygmatis pseudobruntrutana</i> (Gemm.)			+	+	+			
* <i>Ptygmatis salomoniana</i> (Cott.)			+					
<i>Scurria maeotis</i> (Eichw.)					+		+	
<i>Turitella minuta</i> Dkr. et Koch.								+
Brachiopoda								
<i>Acanthothyris spinosa</i> (Opp.)	+							
<i>Acanthothyris spinulosa</i> (Opp.)	+	+	+					
* <i>Cheirothyris fleuriausa</i> (d'Orb.)	+							
* <i>Cheirothyris fleuriausa</i> (d'Orb.) var. <i>polonica</i> Malin.	+							
* <i>Dictyothyris rollieri</i> Haas	+							
* <i>Epithyris subsella</i> (Leym.)			+	+	+			
<i>Ismenia pectunculus</i> (Schloth.)	+	+	+					
*? <i>Ivanoviella spathica</i> (Lam. et Val.)	+							
* <i>Lacunosella arolica</i> (Opp.)	+							
* <i>Lacunosella cracoviensis</i> (Quen.)			+					
* <i>Lacunosella selliformis</i> (Lew.)		+						
* <i>Lacunosella stephani</i> Wiśn.	+							
* <i>Lacunosella trilobataeformis</i> Wiśn.		+	+					
* <i>Lacunosella visulica</i> (Opp.)	+	+	+					
* <i>Lacunosella</i> sp. sp.	+	+	+					
<i>Megerlea reticulata</i> Schloth.	+							

Tabela 2 (c. d.)

Fauna	Oksford			Kimeryd		Portland		
	dolny	środkowy	górnny	dolny	górnny	dolny	środkowy	facja purbecka
<i>Moniclarella strioplicata</i> (Quen.)			+					
* <i>Nucleata nucleata</i> (Schloth.)	+							
<i>Rhynchonella jaekeli</i> Fieb.							+	
<i>Rhynchonella loxiae</i> Fischer							+	
<i>Rhynchonella mactronensis</i> Lor.			+					
<i>Rhynchonella monsalvensis</i> Giell.		+						
<i>Rhynchonella aff. porrecta</i> Rouill.							+	
<i>Rhynchonella rouillieri</i> Eichw.							+	
<i>Septaliphoria corallina</i> Leym.			+		+			
* <i>Septaliphoria astieriana</i> (d'Orb.)		+	+					
<i>Septaliphoria moravica</i> (Uhlig)			+					
* <i>Septaliphoria pinguis</i> (Roem.)			+	+				
* <i>Septaliphoria pinguis</i> var. <i>astrieriformis</i> Wiśn.			+	+				
<i>Septaliphoria pinguis</i> var. <i>bononiensis</i> Lew.					+			
<i>Septaliphoria</i> sp.			+				+	
* <i>Terebratella loricata</i> (d'Orb.)	+							
* <i>Terebratella roemeri</i> Roll.	+							
<i>Terebratula andelotensis</i> Haas	+	+						
* <i>Terebratula bauhini</i> Etall.			+					
<i>Terebratula bicanaliculata</i> Ziet. et Douv.		+						
<i>Terebratula birmensdorfensis</i> Escher	+							
<i>Terebratula bisuffarcinata</i> Schloth.	+		+	+				
<i>Terebratula cracoviensis</i> Siem.			+	+				
* <i>Terebratula formosa</i> Suess				+	+			
* <i>Terebratula immanis</i> Zejsz.				+				
* <i>Terebratula insignis</i> (Schübl.)				+	+			
* <i>Terebratula moravica</i> Glock.				+				
* <i>Terebratula rollieri</i> Haas.	+			+				
<i>Terebratula stutzi</i> Haas.				+				
<i>Terebratula suprajurensis</i> Etall.				+	+			
<i>Terebratula valfinensis</i> Lor.				+				
* <i>Terebratula zitteni</i> Lor.				+	+			
<i>Terebratula</i> sp. sp.	+			+	+			
<i>Zeilleria</i> cf. <i>bucculenta</i> (Sow.)	+	+						
* <i>Zeilleria</i> cf. <i>delmontana</i> (Opp.)	+							
* <i>Zeilleria emarginata</i> (Sow.)	+							
* <i>Zeilleria humeralis</i> (Roem.)			+	+	+			
<i>Zeilleria moeschi</i> Haas	+							
<i>Zeilleria royeri</i> (d'Orb.)							+	
Lamellibranchiata								
<i>Aequipecten</i> cf. <i>acusticostata</i> (Lam.)			+					
* <i>Aequipecten strictus</i> (Münst.)			+					
* <i>Aequipecten vimineus</i> (Sow.)			+	+				
<i>Anisocardia liesbergensis</i> Lor.			+	+				
<i>Anisocardia parvula</i> Roem.								+
<i>Anisocardia pulchella</i> Lor.				+				
<i>Anomia corrugata</i> Lew.							+	
<i>Anomia costulata</i> Lew.							+	
<i>Anomia jurensis</i> Roem.							+	
<i>Anomia suprajurensis</i> Buv.				+			+	
<i>Arca</i> cf. <i>bipartita</i> Roem.				+			+	
* <i>Arca burensis</i> Lor.			+	+				
* <i>Arca censoriensis</i> Cott.			+	+				



Tabela 2 (c. d.)

Fauna	Oksford			Kimeryd		Portland		
	dolny	środkowy	górný	dolny	górný	dolny	środkowy	facja purbecka
<i>Exogyra cf. quadrata</i> Etall.				+				
<i>Exogyra thurmani</i> Etall.					+			
<i>Exogyra cf. welschi</i> Jourdy				+				
* <i>Exogyra virgula</i> Deufr.				+	+			
* <i>Gervillia aviculoides</i> Sow.			+	+				
<i>Gervillia linearis</i> Buv.							+	
<i>Gervillia cf. pernoides</i> Desl.					+			
<i>Gervillia aff. striatula</i> Ctj.							+	
* <i>Gervillia tetragona</i> Roem.							+	
* <i>Gervillia</i> sp.		+						
* <i>Goniomya litterata</i> (Sow.)				+				
* <i>Goniomya ornata</i> (Münst.)			+	+				
<i>Goniomya trapezina</i> Bm.				+				
* <i>Gryphaea dilatata</i> Sow.		+						
<i>Gryphaea (Liogryphaea)</i> sp.						+		
* <i>Gryphaea</i> sp.		+						
* <i>Hinnites cf. astartinus</i> Lor.				+				
* <i>Hinnites cornuelli</i> Lor.			+					
<i>Hinnites velatus</i> Goldf.		+						
<i>Hinnites cf. spondyloides</i> Roem.			+	+	+			
<i>Isoarca inflata</i> Etall.				+				
* <i>Isoarca regularis</i> Boehm				+				
<i>Isoarca cf. texta</i> Etall.		+						
<i>Isocardia cornuta</i> Klod.			+	+				
<i>Isocardia striata</i> d'Orb.			+	+				
<i>Isognomon subplana</i> Etall.			+	+				
* <i>Lima (Plagiosstoma) aciculata</i> Münst.			+	+				
<i>Lima aequilatera</i> Buv.			+	+				
* <i>Lima burensis</i> Lor.			+					
<i>Lima denticulata</i> d'Orb.			+					
<i>Lima halleyana</i> Etall.				+				
<i>Lima notata</i> Goldf.		+	+	+				
<i>Lima ovatissima</i> Quen.	+							
<i>Lima cf. picteti</i> Etall.				+				
<i>Lima pygmaea</i> Thurm.							+	
* <i>Lima rigida</i> Desh.			+					
<i>Lima rudis</i> Sow.			+					
<i>Lima cf. subantiquata</i> Roem.				+				
<i>Lima sublaevis</i> Thurm.				+				
* <i>Lima tumida</i> Roem.			+	+				
<i>Lithophaga corallinum</i> d'Orb.			+					
<i>Lithophaga aff. munieri</i> Lor.				+				
<i>Lithophaga pidanceti</i> Guiv.				+				
<i>Lithophaga socialis</i> Thurm.				+				
* <i>Lopha gregarea</i> (Sow.)		+	+					
* <i>Lopha marshi</i> (Sow.)			+	+				
<i>Lopha multiformis</i> Dkr. et Koch.			+	+	+			
* <i>Lopha pulligera</i> (Goldf.)			+	+				
<i>Lopha pulligera</i> Goldf. var. <i>ascendes</i> Quen.			+	+				
* <i>Lopha solitaria</i> (Sow.)			+	+				
* <i>Lopha</i> sp.				+				
<i>Lucina cf. aliena</i> Etall.				+				
<i>Lucina cf. beaugrandi</i> Lor.					+			
<i>Lucina cf. cardinalis</i> Ctj.				+				

Tabela 2 (c. d.)

Fauna	Oksford			Kimeryd		Portland		
	dolny	środkowy	górnny	dolny	górnny	dolny	środkowy	facja purbecka
<i>Lucina plebeja</i> Ctj.				+				
<i>Lucina</i> cf. <i>plebeja</i> Ctj.				+				
<i>Lucina procumbens</i> Lew.							+	
* <i>Lucina ratheriana</i> Cotteau				+	+			
<i>Lucina rugosa</i> Sow.				+				
<i>Lucina substriata</i> Roem.					+			
<i>Lyriodon siliceum</i> Quen.				+	+			
<i>Macrodiceras rotundatum</i> (Bayle)				+				
* <i>Macrodon</i> cf. <i>pictum</i> Mil.				+				
<i>Mactronya rugosa</i> Ag.					+			
<i>Modiola aequiplicata</i> Stromb.				+	+			
* <i>Modiola bipartita</i> Sow.				+				
<i>Modiola cancellata</i> Roem.		+						
<i>Modiola longaeva</i> Ctj.				+				
<i>Modiola</i> cf. <i>lorioli</i> Ziet.				+				
<i>Modiola morinica</i> Lor.							+	
<i>Modiola perplicata</i> Etall.								
<i>Modiola plicata</i> (Sow.)				+	+			
* <i>Modiola tulipaea</i> Lam.				+				
<i>Modiola</i> aff. <i>vicinalis</i> Eichw. (= <i>Modiolus</i> )							+	
* <i>Modiolus leilus</i> (d'Orb.)				+	+			
* <i>Myoconcha portlandica</i> Blake							+	
* <i>Mytilus furcatus</i> Münst.				+				
* <i>Mytilus</i> cf. <i>furcatus</i> Münst.				+				
* <i>Mytilus</i> cf. <i>lombricalis</i> d'Orb.								
* <i>Mytilus lonsdalei</i> Morr. et Lyc.				+	+			
<i>Mytilus perplicatus</i> Etall.				+				
<i>Mytilus sublaevis</i> Goldf.					+			
* <i>Mytilus subpectinatus</i> d'Orb.				+	+			
* <i>Mytilus subplanites</i> d'Orb.				+				
<i>Mytilus thirriai</i> Voltz				+				
* <i>Mytilus (Arcomytilus) pectinatus</i> Sow.				+	+			
<i>Mytilus (Modiolus) jurensis</i> Mer.				+	+			
* <i>Nanogyra nana</i> (Sow.)		+		+	+		+	
<i>Nucula menkei</i> Roem.				+	+		+	
* <i>Opis moreana</i> Buv.				+	+			
<i>Ostrea cotyledon</i> Ctj.							+	
<i>Ostrea dubiensis</i> Cont.					+			
<i>Ostrea</i> cf. <i>dubiensis</i> Ctj.							+	
<i>Ostrea expansa</i> Sow.							+	
<i>Ostrea expansa</i> var. <i>quadrata</i> Lew.							+	
<i>Ostrea gryphaea</i> Schloth.				+				
<i>Ostrea moreana</i> Buv.				+				
<i>Ostrea</i> cf. <i>quadrata</i> Etall.				+				
<i>Ostrea rugosa</i> Münst.				+				
<i>Ostrea</i> cf. <i>subreniformis</i> Etall.				+	+			
<i>Ostrea unguis</i> Mer.	+			+				
<i>Ostrea (Liostrea) deltoidea</i> Lom.				+	+			
* <i>Ostrea (Liostrea) quadrangularis</i> Arkell		+		+				
<i>Ostrea (Liostrea) unciformis</i> Bur.							+	
* <i>Oxytoma expansa</i> (Phill.)	+							
<i>Pachyerisma septiferum</i> Buv.				+	+			
<i>Pecten comatus</i> Motw.				+			+	
<i>Pecten</i> cf. <i>laurae</i> Etall.				+				



Tabela 2 (c. d.)

Fauna	Oksford			Kimeryd		Portland		
	dolny	środkowy	górnny	dolny	górnny	dolny	środkowy	faça purbecka
* <i>Trigonia costata</i> Lyc.					+			
<i>Trigonia</i> cf. <i>costata</i> Lyc.					+			
<i>Trigonia geographica</i> Ag.				+				
<i>Trigonia incurva</i> Berin							+	
* <i>Trigonia monilifera</i> Ag.				+				
<i>Trigonia papillata</i> Ag.				+	+			
<i>Trigonia pellati</i> Munier et Chalm.					+			
* <i>Trigonia perlata</i> Ag.		+						
<i>Trigonia</i> cf. <i>variegata</i> Cred.			+					
<i>Unicardium globosum</i> Roed.				+				
<i>Unicardium</i> cf. <i>verioti</i> Buv.							+	
<i>Veneropsis corallensis</i> Buv.				+				
<i>Venus acutriostris</i> Roem.				+				
Echinoidea								
<i>Cidaris blumenbachi</i> Münt.				+	+			
<i>Cidaris bologniensis</i> Right.					+			
<i>Cidaris coronata</i> Goldf.				+				
<i>Cidaris florigemma</i> Phill.					+			
<i>Cidaris</i> cf. <i>parandieri</i> Ag.				+				
<i>Cidaris spinigera</i> Rouill.							+	
<i>Clypeus</i> sp.					+			
<i>Diplopodia</i> cf. <i>subangularae</i> Des.	+							
<i>Echinobrissus baueri</i> Dames					+			
<i>Echinobrissus perroni</i> Etall.					+			
<i>Echinobrissus scutatus</i> (d'Orb.)					+			
<i>Echinobrissus</i> sp.	+							
<i>Echinus nodulosus</i> Goldf.	+							
<i>Glypticus hieroglyphicus</i> Ag.					+			
<i>Hemicidaris diademata</i> (Ag.)				+				
<i>Hemicidaris gressley</i> Etall.					+			
<i>Hemicidaris intermedia</i> Flemm.					+			
<i>Hemicidaris purbeckensis</i> Forbes							+	
<i>Hemicidaris</i> sp.				+				
* <i>Holectypus</i> cf. <i>corallinum</i> d'Orb.				+				
<i>Holectypus</i> sp.	+							
* <i>Hypodiadema hoffmani</i> (Roem.)				+	+			
<i>Hypodiadema</i> sp.				+				
* <i>Pygaster morrisoni</i> Wright					+			
* <i>Pygurus costatus</i> Wright					+			
<i>Pygurus</i> cf. <i>royerianus</i> Cot.					+			
<i>Rhabdocidaris</i> cf. <i>megalacanthæ</i> Ag.					+			
<i>Rhabdocidaris orbignyana</i> Desh.					+			
* <i>Rhabdocidaris orbignyi</i> Ag.				+				
<i>Rhabdocidaris remus</i> Desh.				+				
<i>Rhabdocidaris spinosa</i> (Ag.)		+						
<i>Salenia</i> sp.				+				
<i>Stomechinus perlatus</i> Desor					+			
* <i>Stomechinus semiplacenta</i> (Ag.)					+			
<i>Stomechinus</i> sp.				+				
* <i>Trochotiara mamillanum</i> (Roem.)				+	+			
Anthozoa								
* <i>Actinaraea minuta</i> Ron.				+				
* <i>Actinaraea robusta</i> Ron.				+				

Tabela 2 (c. d.)

Fauna	Oksford			Kimeryd		Portland		
	dolny	środkowy	górný	dolny	górný	dolny	środkowy	facja purbecka
<i>Allocoenia furcata</i> Etall.			+					
* <i>Aplophyllia sexradiata</i> Ron.			+					
* <i>Comoseris baltovensis</i> Ron.			+					
* <i>Complexastrea burgundiae</i> (Blainv.)			+					
* <i>Complexastrea carinata</i> Ren.			+					
* <i>Complexastrea hemisphaerica</i> Geyer			+					
* <i>Complexastrea sobcoviensis</i> Ron.			+					
* <i>Convexastrea semiradiata</i> Etall.			+					
* <i>Complexastrea thevenini</i> (Etall.)			+					
* <i>Cyathophora richardi</i> Michelin			+					
* <i>Dermosmilia laxata</i> (Etall.)			+					
* <i>Fungiastraea multicincta</i> (Koby)			+	+				
* <i>Gonicora annulata</i> Ron.			+					
* <i>Gonicora pumila</i> (Quen.)			+					
* <i>Heliocoenia (Hexaheliocoenia) orbigny</i> Ron.			+					
* <i>Heliocoenia (Hexaheliocoenia) stellata</i> Ron.			+					
* <i>Heliocoenia (Decaheliocoenia) variabilis</i> Etall.			+					
* <i>Myriophyllia rastellina</i> Michelin			+	+				
* <i>Pseudocoenia baltovensis</i> Ron.			+					
* <i>Pseudocoenia fallax</i> (Becker)			+					
* <i>Pseudocoenia haxaphyllia</i> (d'Orb.)			+					
* <i>Pseudocoenia limbata</i> (Goldf.)			+					
* <i>Pseudocoenia longiseptata</i> Ron.			+					
* <i>Pseudocoenia novemseptata</i> Ron.			+					
* <i>Puschastraea kamiennae</i> n. gen., Ron.			+					
* <i>Smilostylia bukovensis</i> n. gen., Ron.			+					
* <i>Stylina stellata</i> Etall.			+					
* <i>Stylina subornata</i> (d'Orb.)			+	+				
* <i>Stylosmilia suevica</i> Becker			+	+				
* <i>Stylosmilia corallina</i> Koby			+	+				
* <i>Thamnasteria concinna</i> (Goldf.)			+	+				
* <i>Thecosmilia trichotoma</i> (Goldf.)			+					
Crinoidea								
<i>Apiocrinus</i> cf. <i>mespiliformis</i> Schloth.				+				
<i>Apiocrinus</i> cf. <i>rosacens</i> Schloth.				+				
<i>Millericrinus escheri</i> Lor.			+					
<i>Millericrinus</i> cf. <i>hofer</i> Mer.			+					
<i>Millericrinus milleri</i> Schloth.			+					
<i>Millericrinus sigmeringensis</i> Quen.	+		+					
<i>Pentacrinus subteres</i> Goldf.	+		+					
<i>Pentacrinus</i> sp.				+				
Bryozoa								
<i>Cellepora orbiculata</i> Goldf.				+				
<i>Ceriopora compacta</i> Quen.	+		+					
<i>Ceriopora radiceformis</i> Goldf.	+							
* <i>Lichenopora phillipsi</i> Haim	+							
* <i>Rosacilla corallina</i> Sauvage	+							
* <i>Rosacilla</i> sp.	+							
Annelida								
* <i>Serpula coacervata</i> Blumb.								+
* <i>Serpula</i> sp.	+				+			

Tabela 2 (c. d.)

Fauna	Oksford			Kimeryd		Portland		
	dolny	środkowy	górny	dolny	górny	dolny	środkowy	facja purbecka
* <i>Serpula (Cycloserpula) gordialis</i> (Schloth.)	+		+					
<i>Serpula (Cycloserpula) socialis</i> Goldf.							+	+
* <i>Serpula (Dorsoserpula) conformis</i> Goldf.	+							
* <i>Serpula (Dorsoserpula) crispocristata</i> Parsch		+						
<i>Serpula (Dorsoserpula) delphinula</i> Goldf.	+							
<i>Serpula (Dorsoserpula) cf. spirolinites</i> (Münst.)	+							
<i>Serpula (Tetraserpula) deshayesi</i> Münst.	+							
* <i>Serpula (Tetraserpula) tricarinata</i> Goldf.		+						
* <i>Serpula (Tetraserpula) vertebralis</i> Sow.	+							
Crustacea								
* <i>Nodoprosopon heydeni</i> (Mayer)			+					
* <i>Nodoprosopon torosum</i> (Mayer)			+					
* <i>Pithonoton marginatum</i> (Mayer)			+					
* <i>Pithonoton rostratum</i> (Mayer)			+					
* <i>Prosopon</i> sp.		+						

\* Gatunki opisane lub cytowane w nowszej literaturze.

\*\* Spis fauny zawiera wybrane gatunki fauny.

dach koło Mnina uznać należy za najdalej wysunięte ku północy wschodnie osadów tego wieku. Bardziej na południe utwory argowu znane są w Wielebnowie, Gnieździskach, Polichnie i Podzamczu (okolice Chęcina). Wschodnie osadów oksfordu środkowego znane są także w obszarze od Morawicy do Grabowca (okolice Chmielnika).

Najpełniejszy profil osadów oksfordu środkowego odsłonięty jest w Morawicy, Woli Morawickiej, Tokarni (tabl. II, fig. 1) i Wolicy.

W dole przeważają wapienie zwarte, cienkopłytkowe, szarokremowe lub kremowe o przełamie muszlowym. Wzdłuż uławicenia obserwuje się krzemienie, najczęściej o nieregularnych kształtach. W wyższych częściach profilu dominują natomiast wapienie grubopłytkowe, jasnokremowe lub wapienie szare plamkowe.

Wapienie oksfordu środkowego południowo-zachodniego obrzeżenia mają charakterystyczny zespół faunistyczny. Wśród gatunków wymienić należy takie jak: *Perisphinctes (Dichotomosphinctes) cf. wartae* Buk., *P. (Dichotomosphinctes) antecedens* Salf., *P. lewiński* Oppenh., *P. cf. marcoui* Lor., *P. (Discosphinctes) lucingensis* Favre, *Taramelliceras callicerum* (Opp.), *Ochetoceras canaliculatum* (Buch). Amonity te pozwalają na wydzielenie dwóch poziomów: górnego — *Perisphinctes wartae* i dolnego — *Perisphinctes chloroolithicus*.

W północno-zachodnim obrzeżeniu osady oksfordu środkowego zostały stwierdzone w wierceniach (Józefów 1, Wąglany). Reprezentowane są one przez wapienie zwarte płytkowe, miejscami jeszcze z wkładkami wapieni gąbkowych. W osadach tych nierząd-

kie są krzemienie. Fauna tu zawarta jest nieliczna i zawiera szczątki ramienionogów i małżów, liczne są fragmenty amonitów, które zaliczyć można do rodzaju *Perisphinctes*. Liczne są tutaj stawonogi: *Pithonoton marginatum* (Mayer), *P. obtusus* Mayer, *P. rostratum* (Mayer).

**Północno-wschodnie obrzeżenie.** Osady oksfordu środkowego tego obrzeżenia rozprzestrzeniają się wzdłuż rzeki Kamiennej, od okolic Ćmielowa do okolic Bałtowa. Szczególnie dobre ich odsłonięcia obserwuje się w okolicy Bałtowa (tabl. II, fig. 2). Bardziej na północny zachód wapienie oksfordu środkowego stwierdzone zostały tylko w studniach, między innymi w Eugeniewie.

Oksford środkowy północno-wschodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich wykształcony jest jako wapienie płytowe lub łupkowate, margliste lub nieco margliste. Barwa tych wapieni jest zwykle biała lub kremowa. Podrzednie mają wkłady wapieni żółtawych, twardych z krzemieniami czarnymi lub szarymi, różnych kształtów, które są ułożone równoległe do warstwowania. W wierceniach wykonanych w rejonie Ostrowca Świętokrzyskiego (Koszary, Kąty Denkowskie) obserwuje się nieznacznie dolomitację osadów a ponadto wkłady wapieni jamistych nierządki gąbkowych. Całkowita miąższość osadów tego wieku północno-wschodniego obrzeżenia wynosi 50 m i stwierdzona została w wiercieniu Ciepiałów. Poza tym wszystkie odsłonięcia osadów tego wieku są fragmentaryczne i miąższość utworów nie przekracza 6 m. Uważa się, że wapienie obserwowane w odsłonięciach są dolnymi ogniwami oksfordu środkowego (tab. 3).

Tabela 3

## Biostratygrafia dolnego i środkowego oksfordu Gór Świętokrzyskich

Stratygrafia		Obrzeżenie			
		południowo-zachodnie	północno-zachodnie	północno-wschodnie	
środkowy	Argow	<p><i>Perisphinctes cf. tizianiformis</i>  <i>Perisphinctes cf. richiei</i>  <i>Perisphinctes lucingensis</i>  <i>Perisphinctes cf. wartae</i>  <i>Taramelliceras szajnochai</i>  <i>Taramelliceras callicerum</i></p>	Wapienie płytowe w dole cienkopłytkowe ku górze grubopłytkowe	Wapienie płytowe z przewarstwieniami wapieni gąbkowych z krzemieniami i licznymi <i>Perisphinctes</i> sp. sp. <i>Pithonoton marginatum</i> <i>Pithonoton obtusus</i> <i>Pithonoton rostratum</i>	?
	<p><i>Perisphinctes chloroolithicus</i>  <i>Cardioceras tenuiserratum</i></p>	<p><i>Perisphinctes antecedens</i>  <i>Perisphinctes</i> sp. (cf. <i>virgulatus</i>)  <i>Perisphinctes cf. marcoui</i>  <i>Perisphinctes lewiński</i>  <i>Ochetoceras canaliculatum</i></p>			
Oksford	Newiz	<p><i>Cardioceras excavatum</i>  <i>Cardioceras cf. zenaidae</i>  <i>Cardioceras quadrarium</i>            Buck. var. <i>colloti</i>  <i>Popanites paturattensis</i></p>	Wapienie gąbkowe i margle wzajemnie przelawiające się, niebieskawe krzemienie	Biohermy gąbkowe z otaczającymi wapieniami krynowidowymi i dolomitycznymi <i>Cardioceras cf. costulosum</i> <i>Cardioceras cf. tenuicostatum</i> <i>Goliathiceras goliathum</i>	
	<p><i>Cardioceras cf. bukowskii</i>  <i>Cardioceras rachis</i>  <i>Cardioceras</i> sp. (ex gr. <i>vertebrale</i>)  <i>Taramelliceras polonicum</i>  <i>Peltoceratoides mairei</i></p>				
dolny	Dyweż	<p><i>Quenstedticeras mariae</i></p>	?	<i>Peltoceratoides athletulum</i>	Wapienie gąbkowe z przelawieniami margli
		<i>Quenstedticeras lamberti</i>		<i>Quenstedticeras lamberti</i> <i>Quenstedticeras cf. leachi</i>	
		<p>Warstwa bulasta  <i>Quenstedticeras</i> sp. (ex gr. <i>lamberti</i>)  <i>Peltoceras athleta</i></p>		<i>Quenstedticeras cf. intermissum</i> <i>Parapeltoceras pseudocaprinum</i> <i>Parapeltoceras</i> sp. <i>Collotites</i> sp.	

W osadach oksfordu środkowego oprócz nielicznych zresztą głowonogów dominują małże, a także ramienionogi i ślimaki. Wśród gatunków wymienić należy: *Cardioceras* (*Cavtoniceras*) cf. *tenuiserratum* (Opp.), *Proscaphites anar* (Opp.), *Perisphinctes* (*Discosphinctes*) cf. *virgulatus* (Quen.), *P.* (*Liosphinctes*) sp. (cf. *berlieri* Lor.), *Terebratula insignis* (Schübl.), *T.* cf. *bauhini* Etall., *Lacunosella visulica* (Opp.), *Pinna lanceolata* Sow., *Cercomya undulata* (Sow.), *Gryphaea dilatata* Sow., *Pholadomya canaliculata* Roem., *Trigonia perlata* Ag., *Nanogyra nana* (Sow.) i inne (pozostała fauna na tab. 2).

## OKSFORD GÓRNY

### Część dolna („raurak”)

Osady dotychczas znane pod nazwą „rauraku” występują w całym obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich. W północno-wschodnim notuje się odsłonięcia tego wieku od okolic Ożarowa do okolic Bałtowa, w niecce magońskiej oraz w rejonie Hży. Najbardziej ku północy znanymi wystąpieniami „rauraku” są odsłonięcia w Woli Lipienieckiej Małej i Dużej oraz we wsi Kuźnice (okolice Radomia). W północno-zachodnim obrzeżeniu „raurak” znany jest z odsłonięć w Sulejowie i Opocznie, a następnie w południowo-zachodnim obrzeżeniu między rzeką Łośnią i Nidą oraz w okolicy Radomska (fig. 1).

„Raurak” Gór Świętokrzyskich cechuje duża zmienność litologiczna. O ile w południowo- i północno-zachodnim obrzeżeniu dominują wapienie białe kredowate, to w północno-wschodnim główną rolę odgrywają wapienie rafowe stromatoporowo-koralowe tworzące serię górną lub tworzące przewarstwienia wśród wapieni gąbkowych dolnej serii. Mimo, że powyższe osady obfitują w faunę to jednak przy nielicznych amonitach trudno jest sprecyzować ściśle określone poziomy faunistyczne. Występujące wśród amonitów gatunki: *Perisphinctes* (*Orthosphinctes*) *fontannesi* Hoff., *P.* (*Dichotomoceras*) *bifurcatus* (Quen.), *Taramelliceras pichleri* (Opp.) i *Amoeboceras alternans* (Buch) mogą jedynie wskazywać przez porównanie z podziałem francuskim (R. Enay, 1966), angielskim (W. J. Calmon, 1964) i profilami z Jury Częstochowskiej (L. Malinowska, 1968) i z Niżu Polskiego na istnienie poziomu *Perisphinctes cautisnigrae* Ostateczne rozwiązanie tego problemu nastąpi jednak po uprzednim, szczegółowym zbadaniu osadów w obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich.

Miąższość „rauraku” w Górach Świętokrzyskich ocenia się na około 200—400 m, przy czym maksymalna występuje w południowo-zachodnim obrzeżeniu.

**Południowo-zachodnie obrzeżenie.** Osady „rauraku” najlepiej poznane zostały w obszarze od Małogoszczy na północy do okolic Chmielnika na południu. Występują one w pięciu równoległych do siebie strefach: w synklinie ostrowskiej, maleszowskiej, w obrzeżeniu fałdu lisowskiego, zbrzańskiego i sob-

kowskiego (C. Peszat, 1964). Głównymi osadami „rauraku” tego obszaru to wapienie, które w niektórych profilach mają głównie charakter wapieni skalistych, w innych natomiast występują częściej wapienie płytowe.

Wapienie skaliste są skałami zwięzłymi o przelaminie muszlowym lub zadziorowym, barwy jasnokremowej. Wapieniom tym rzadko towarzyszą silnie skrzemieniałe, jak np. w Celinach koło Chmielnika, gdzie krzemienie dochodzą do 30 cm. W wapieniach tych spotyka się szczątki ramienionogów, szkarłupni i gąbek oraz liczne małże. Amonitów nie znaleziono. Wśród wymienionych grup zwierzęcych poszczególne gatunki ramienionogów są znane w oksfordzie górnym: *Zeilleria humeralis* Roem., *Lacunosella cracoviensis* (Quen.), *Septaliphoria astieriana* (d’Orb.), pozostała fauna w tabeli 2.

Wapienie płytowe występują zazwyczaj w bezpośrednim sąsiedztwie wapieni skalistych, z którymi tworzą różnego rodzaju przejścia. Ponadto spotyka się wapienie margliste a miejscami margle. W wapieniach płytowych licznie występują małże i ramienionogi. Ze względu na brak przewodniej fauny, nie jest możliwy bardziej szczegółowy podział.

Wykonane wiercenia w rejonie Radomska (Granice, Rzejowiec) pozwoliły na określenie miąższości „rauraku” na 150 m.

**Północno-zachodnie obrzeżenie.** Osady „rauraku” omawianego obrzeżenia znane są zarówno z rejonu Sulejowa jak i Opoczna. W głównej masie są to wapienie białe, kredowate lub wapienie płytowe, zwięzłe kremowe z bulami krzemiennymi. W rejonie Opoczna wśród tych wapieni obserwuje się wkłady wapieni gąbkowych oraz oolity, które tworzą w skałce nieprawidłowe skupienia. Znane są także budy krzemienne o kształtach owalnych lub kulistych. Amonity są dość liczne, natomiast notuje się bardzo liczne gatunki z rodzajów zaliczanych do różnych grup zwierzęcych: *Pithonoton*, *Nodoprosopon*, *Rhabdocidaris*, *Holectypus*, *Millericrinus*, *Natica*, *Pterocera*, *Pholadomya*, *Goniomya*, *Cardium*, *Trigonia*, *Arca*, *Macrodon*, *Mytilus*, *Lima*, *Entolium*, *Lacunosella*, *Terebratula*. Wiek tych osadów ustalono na podstawie następujących gatunków: *Perisphinctes* (*Orthosphinctes*) *fontannesi* Hoff., *P.* (*Dichotomoceras*) *bifurcatus* (Quen.), *Amoeboceras alternans* (Buch), *Taramelliceras pichleri* (Opp.), *Lacunosella cracoviensis* (Quen.), *L. trilobataeformis* Wiśn.

**Północno-wschodnie obrzeżenie.** Seria dolna „rauraku”. Wschodnie osadów dolnej serii zostały stwierdzone na tym obszarze od okolic Ożarowa do okolic Ostrowca Świętokrzyskiego. Południowa granica zasięgu osadów tego wieku wyznaczona została szczegółowo przez J. Samsonowicza (1934) i W. Pożaryskiego (1948).

Wszędzie, gdzie stwierdza się osady dolnej serii, mamy do czynienia z wapieniami gąbkowymi, żółtawymi i szarymi, zwięzłymi, zawierające krzemienie nieregularnych kształtów. Wśród tych wapieni obserwuje się przewarstwienia wapieni rafowo-koralowcowych, białych z licznymi stromatoporami.

Tabela 4

Biostratygrafia oksfordu górnego — część dolna („raurak”) Gór Świętokrzyskich\*

Stratygrafia	Obrzeżenie			
	południowo-zachodnie	północno-zachodnie	północno-wschodnie	
Oksford górny — część dolna („raurak”)	Wapienie skaliste jasnokremowe i wapienie płytowe tworzące przejścia między sobą z fauną: <i>Zeilleria humeralis</i> , <i>Lacunosella cracoviensis</i> , <i>Septaliphoria astieriana</i>	Wapienie białe kredowate lub wapienie płytowe z krzemieniami, z wkładkami wapieni gąbkowych i skupieniami oolitów <i>Perisphinctes fontannesi</i> , <i>P. bifurcatus</i> , <i>Amoeboceras alternans</i> , <i>Taramelliceras pichleri</i> , <i>Lacunosella cracoviensis</i> , <i>Lacunosella trilobataeformis</i>	Seria górna	Wapienie rafowe stromatoporo-wo-koralowcowe masywne z kulistymi krzemieniami i z wkładkami wapienia marglistego z detrytusem faunistycznym
			Seria dolna	(?) <i>Epipeltoceras</i> cf. <i>bimammatum</i> , <i>Perisphinctes bifurcatus</i> Wapienie gąbkowe, zwarte, z krzemieniami i z przewarstwieniami wapieni rafowo-koralowych z licznymi stromatoporami

\* Na podstawie danych z literatury.

Fauna występująca w wapieniach dolnej serii jest bardzo liczna. Przeważają jednak gatunki, które jakkolwiek są dobrymi wskaźnikami facjalnymi, nie stanowią natomiast form przewodnich. Udało się znaleźć nieliczne zresztą amonity, których zasięg występowania obejmuje jednak tak dolną jak i górną serię. Są to: *Epipeltoceras* cf. *bimammatum* (Quen.), *Perisphinctes* (*Dichotomoceras*) *bifurcatus* (Quen.).

Seria górna „rauraku”. Najbardziej na północ wysuniętymi wychodniami osadów górnej serii są odsłonięcia w Woli Lipienieckiej i Kuźni w okolicy Radomia. Bardziej na południe osady tego wieku można stwierdzić w okolicy Bałtowa.

Do najlepszych odsłonień na omawianym obszarze należą odsłonięcia w Eugeniowie, Bałtowie i Zarzeczcu (tabl. III, fig. 1).

We wszystkich tych odsłonięciach osady górnej serii wykształcone są jako wapienie rafowe stromatoporowo-koralowcowe. Wapienie te zawierają kuliste konkretce ciemnego krzemienia, są niewyraźnie warstwowane i zawierają wkłady wapieni marglistych z detrytusem koralowców i skorup małżów (tab. 4).

#### Część górna („astart”)

Utwory dotychczas znane pod nazwą „astartu” występują w całym prawie obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich. Ciągną się one wąskim pasem od Zawichostu do Radomia w północno-wschodnim obrzeżeniu, a następnie od Sulejowa przez Małogoszcz do Sobkowa i bardziej na południe do Chmielnika. Osady tego wieku zostały częściowo także natrafione w wierceniach między Wierzbicą a Rzeczkowem w okolicy Radomia oraz w wierceniach Gliniany w okolicy Ożarowa<sup>2</sup>.

Znaczne podobieństwo osadów tego wieku istnieje w północno-wschodnim obrzeżeniu i w rejonie Sule-

jowa w północno-zachodnim obrzeżeniu. Dominują tutaj w dole wapienie oolitowe z fauną nerineowo-dicerasową i krzemienie pasiaste, w górze wapienie nieco margliste z krzemieniami czekoladowymi.

Począwszy od Przedborza do Sobkowa w południowo-zachodnim obrzeżeniu stwierdza się występowanie w profilach nowych typów skał, co pozwoliło H. Świdzińskiemu (1962) na wyodrębnienie w osadach „astartu” tego obszaru kompleksów skalnych. W dole przeważają wapienie płytowe z ławicami wapieni oolitowych i grochowcowych, natomiast w górze wapienie litograficzne, oolitowe i wapienie pasiaste z krzemieniami. Te ostatnie stanowią warstwy graniczne z kimerydem. Przyjęto, że „astart” północno-zachodniego i północno-wschodniego obrzeżenia jest dwudzielny. Natomiast w południowo-zachodnim obrzeżeniu ze względu na skomplikowaną litologię „astartu” można podzielić lokalnie na trzy części.

Stratygrafia osadów zaliczanych dotychczas do „astartu” w Górach Świętokrzyskich oparta jest na skąpych przesłankach amonitowych. Podziały lokalne osadów tego wieku opierały się głównie na różnicach facjalnych, stąd też dzisiaj stwierdzamy niezgodności w interpretacji zasięgu poszczególnych wydziałów. Bardzo liczna fauna (ramienionogi, małże, ślimaki, koralowce i inne) dostarcza niewątpliwie wiele danych ekologicznych, nie może jednak służyć jako reper przy porównaniach z obowiązującymi podziałami. Jedyne tylko znalezione przez A. Łuniewskiego w kamieniołomie Marylin (Śniadków) amonity określone jako *Ringsteadia pseudocordata* Bl. et Hudl. i *R. anglica* Salf. mogą precyzować wiek i pozwalają na korelację z poziomem angielskim oksfordu górnego — „R. pseudocordata”.

Miąższość „astartu” w Górach Świętokrzyskich ocenia się maksymalnie na 200 m.

**Południowo-zachodnie obrzeżenie.** „Astart dolny”. Osady „astartu dolnego” stwierdzone zostały na obszarze między Krasocinem a Sobkowem nad

<sup>2</sup> Opisy i profile syntetyczne tych wierceń zostały udostępnione autorce przez W. Pożaryskiego.

Nidą. Reprezentowane są one przez wapienie płytowe, pylaste i wapienie oolitowe drobno- i równoziarniste, białe. Należy sądzić, że wapienie oolitowe tworzą przewarstwienia wśród wapieni płytowych. Spotyka się także ławice wapieni grochowcowych. Cały ten kompleks zawiera faunę, zwłaszcza kolce jeżow-

ców, trochity, liczne korale, gruboskorupowe małże i ślimaki.

Osady te zostały ujęte przez H. Świdzińskiego (1962) nazwą I kompleksu „podrafowego” i obejmują warstwy od 1 do 3 według H. Świdzińskiego (1962) (fig. 2).

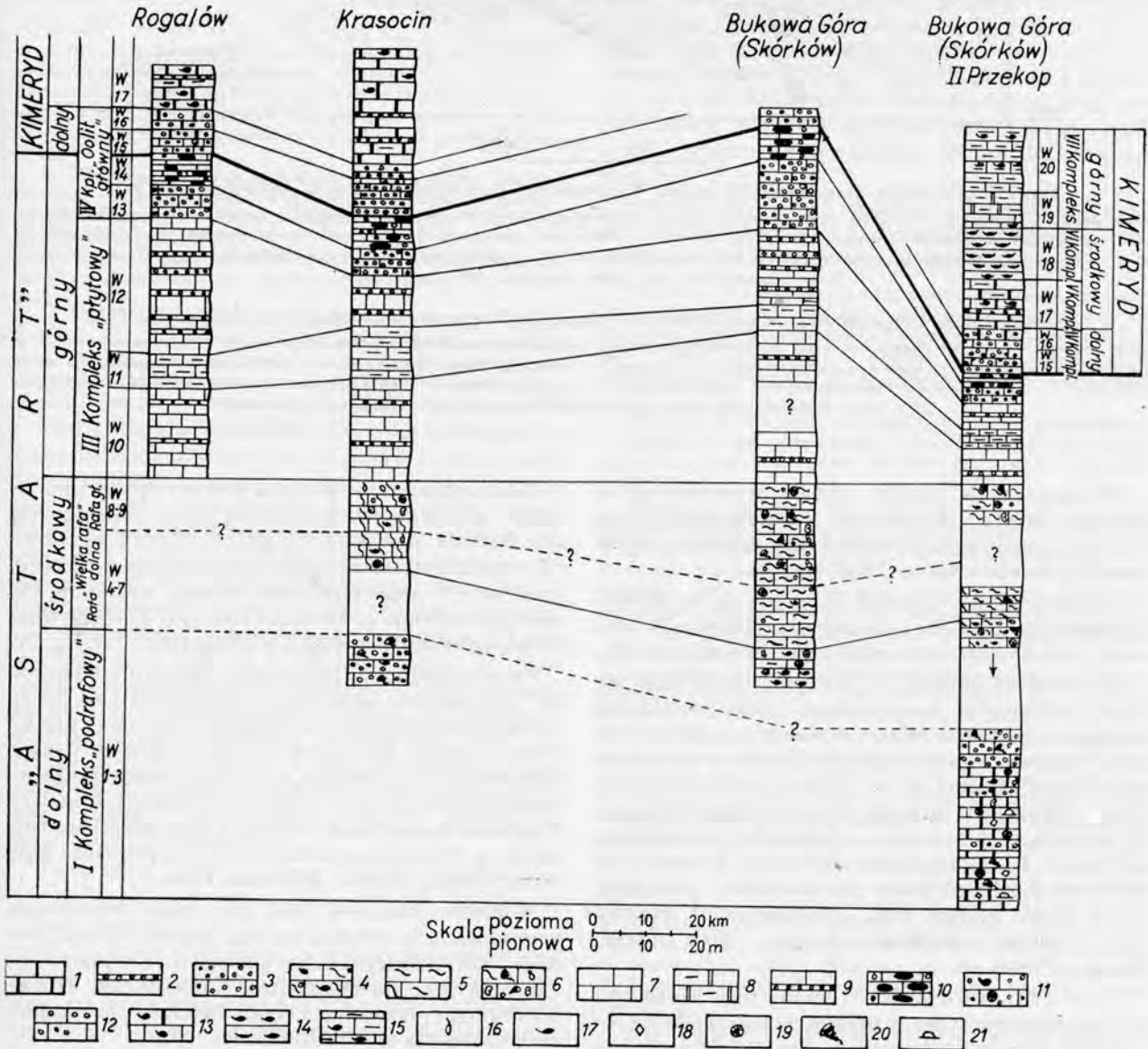


Fig. 2. Próba korelacji osadów astartu i kimerydu południowo-zachodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich (według profili H. Świdzińskiego, 1962)

1 - wapienie płytowe, 2 - wapienie z przewarstwieńiami ikrowca, 3 - wapienie oolitowe, drobno- i różnoziarniste, 4 - wapienie rafowe z *Diceras*ami, koralami i solenoporami, 5 - wapienie rafowe białe, 6 - wapienie rafowo-oolityczne z *Nerinea*mi, koralami, *Diceras*ami i solenoporami, 7 - wapienie „litograficzne”, 8 - wapienie żółte nieco margliste i dolomityczne, 9 - wapienie płytowe ze smugami materiału oolitowego, 10 - wapienie pasiaste z krzemieniami i oolitami, 11 - wapienie oolitowe z wkładkami muszlowców, 12 - wapienie grochowcowe i pizolityczne, 13 - wapienie margliste z wkładkami muszlowców egzogyrowo-ostrogowych, 14 - ławica ostrogowo-egzogyrowa, 15 - margle i wapienie margliste z wkładkami muszlowców, 16 - ramienionogi, 17 - małże, 18 - trochity, 19 - korale, 20 - ślimaki, 21 - jeżowce

An attempt at correlating Astartian and Kimmeridgian deposits in the south-west part of the Góry Świętokrzyskie margin (based on the sequences of H. Świdziński, 1962)

1 - platy limestones, 2 - limestones with interbeds of pisolites, 3 - oolitic limestones, fine- and unequigrained, 4 - reef limestones with *Diceras*, corals and solenopora, 5 - white reef limestones, 6 - oolitic reef limestones with *Nerinea*, corals, *Diceras* and solenopora, 7 - lithographic limestones, 8 - somewhat marly and dolomitic yellow limestones, 9 - platy limestones with traces of oolitic material, 10 - striped limestones with flints and oolites, 11 - oolitic limestones with coquina intercalations and some ammonites, 12 - pisolitic limestones and pisolites, 13 - marly limestones with coquina intercalations containing oysters and *Exogyra*, 14 - layers with oysters and *Exogyra*, 15 - marls and marles limestones with coquina intercalations, 16 - brachiopods, 17 - pelecypods, 18 - trochites, 19 - corals, 20 - gastropods, 21 - echinoids

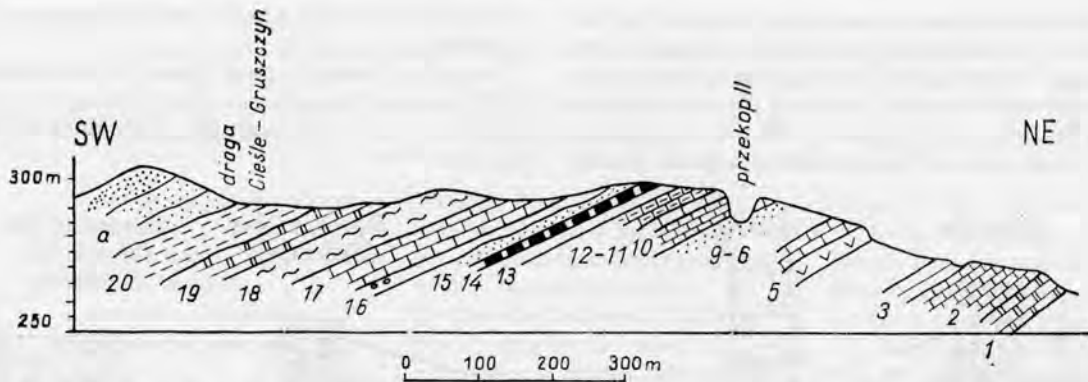


Fig. 3. Profil osadów górniojurajskich między Występami a Gruszczynem (według H. Świdzińskiego, 1962)

**Astart dolny:** 1 — wapienie nieco ilaste, 2 — wapienie ścierające się, 3 — wapienie oolityczne. **Astart środkowy:** 4 — zasyp, 5 — wapień z przelawieniami ikrowca, grochowca i liczną fauną rafową, 6 — wapień płytowy, 7, 8 — zasyp, 9 — seria rafowa. **Astart górny:** 10 — 12 — seria wapieni płytowych, 13 — wapień oolityczny, 14 — wapień pasiasty. **Kimeryd:** 15 — wapień oolityczny, 16 — rumosz grochowca, 17 — wapień płytowy, 18 — lawica „pulligerowo-exogyrowa”, 19 — wapienie ilaste z muszłowcami, 20 — gliny margliste. Alb.: a — piaskowce

Sequence of the Upper Jurassic deposits between Występy and Gruszczyno (according to H. Świdziński, 1962)

**Lower Astartian:** 1 — slightly clayey limestones, 2 — smearing limestones, 3 — oolitic limestones. **Middle Astartian:** 4 — slurry, 5 — limestones with interbeds of oolite, pisolite and numerous reef fauna, 6 — platy limestones, 7, 8 — slurry, 9 — reef series. **Upper Astartian:** 10 — 12 series of platy limestones, 13 — oolitic limestone, 14 — striped limestone. **Kimmeridgian:** 15 — oolitic limestone, 16 — pisolitic rubble, 17 — platy limestone, 18 — bank with *Pulligera* and *Exogyra*, 19 — clayey limestones with coquina intercalations, 20 — marly clays. **Albian:** a — sandstones

Obecność tych osadów została stwierdzona na obszarze między Rogalowem a Skórkowem (Góra Bukowa), gdzie został prześlędzony dokładny profil przez H. Świdzińskiego (1962) (fig. 3).

Ku południowi wapienie te znane są w okolicy Małogoszczy, Bolmina i na zachód od Chęcín. W osadach tych zostały stwierdzone krzemienie pasiaste.

Przechodząc bardziej na południe natrafiamy na liczne odsłonięcia osadów tego wieku w okolicy Brzegów i Sobkowa. Miąższość osadów „astartu dolnego” omawianego obszaru jest określona z pewnym przybliżeniem waha się od 26 m w profilu Bukowej Góry w Skórkowie do około 50 m w rejonie Sobkowa. W osadach tych oznaczono *Aptyxiella* cf. *cottaldina* (d'Orb.), *A.* cf. *sexcostata* (d'Orb.), *Nerinella* cf. *bicristata* Etall., *Mytilus* (*Arcomytilus*) *pectinatus* Sow., *Pecten neckeri* Lor., *Pholadomya* cf. *exaltata* Ag., *Cardium corallinum* Leym., *Lima tumida* Roem., *Pinna* sp.

„Astart środkowy”. Osady tego wieku zostały wyróżnione tylko w południowo-zachodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich. Stwierdzić je można od okolic Krasocina do Sobkowa w licznych odsłonięciach.

Osady tego typu zostały ujęte nazwą II kompleksu, tzw. „wielka rafa” i rozdzielone na dwa podkompleksy: A — jako rafa „dolna” i B — jako rafa „główna” (H. Świdziński, 1962) (fig. 2).

Rafę „dolną” tworzą wapienie białe, ścierające się, przepelnione koralowcami oraz wapienie szare i żółtawe, zwarte, rafowe, gruboławicowe z liczną fauną koralowców, dicerasów, trichitesów i solenopor, a także ostryg. Miejscami wapienie te są oolityczne przybierające niekiedy postać grochowców. Wapienie rafowe białe są szczególnie dobrze widoczne na Górze Frankowej w Skórkowie.

Rafa „główna” utworzona jest z wapieni niewyraźnie uławiconych, zwięzłych, także ścierających się. Rafa ta przepelniona jest koloniami koralowców, przekrystalizowanymi skupieniami *Diceras*ów i *Nerinei*. W omawianej serii skalnej występuje lawica utworzona z małżów rodzaju *Pachymytilus* i *Diceras*, cechująca spągowe partie (tabl. III, fig. 2).

Fauna dokumentująca osady „astartu środkowego” południowo-zachodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich jest liczna, ale często zniszczona i przekrystalizowana. Wymienić tu można przede wszystkim licznie występujące, choć nie zawsze dokumentujące tylko „astart środkowy” ślimaki i małże: *Ptygmatis bruntrutana* (Thurm.), *Pseudonerinea clio* (d'Orb.), *Nerinella turitella* (Volz), *Cryptoplocus depressus* (Volz), *Diceras arietinum* Lam.

W profilu Bukowej Góry (Skórków) stwierdzono nagromadzenie rozgałęzionych, dużych kolonii koralowców, należących do rodzajów: *Cryptocoenia*, *Pleurophyllia*, *Calamophyllia*, *Cladophyllia*, *Microphyllia* oraz płytowych kolonii *Isastraea* sp. i bulastych *Comoseris* sp. (E. Roniewicz, 1960).

„Astart górny”. Typowe osady „astartu górnego” stwierdza się od okolic Krasocina do Sobkowa nad Nidą. Osobno omówione zostaną osady o odrębnym obrazie litologicznym, rozprzestrzeniające się w okolicy Przedborza i Radomska, a dotychczas zaliczane do „astartu”.

Osady „astartu górnego” omawianego obszaru (Krasocin — Sobków) konsekwentnie powtarzają się we wszystkich odsłonięciach tak, że stało się możliwe wykonanie syntetycznego profilu szczególnie w oparciu o dokładne przekroje i profile wykonane przez H. Świdzińskiego (1931, 1962) (fig. 2).

Osady „astartu górnego” objęte zostały przez H. Świdzińskiego (1962) nazwą III kompleksu „ply-

towego" i częściowo także obejmują osady IV kompleksu „oolitu głównego”. W obrębie tych kompleksów można wyróżnić kilka typów skalnych, występujących konsekwentnie w profilach na całym obszarze.

Na kontakcie z osadami „astartu środkowego” warstwy od 1 do 9 (według H. Świdzińskiego, 1962) wyróżnić można (fig. 2):

a. Wapienie litograficzne, drobnopelityczne, zwięzłe, jasnokremowe, o przełamie muszlowym. Wapienie te zawierają niekiedy cienkie smugi materiału grubszego, tworząc w ten sposób lokalnie „pseudopasiak”. Na obszarze Krasocin — Sobków wapienie te tworzą warstwę 10 (według H. Świdzińskiego, 1962).

b. Wapienie oolitowe, grubolawicowe, zwięzłe, drobnziarniste i równoziarniste. Wapienie te są często przekątnie warstwowane. Zawierają mało fauny (warstwa 11 według H. Świdzińskiego, 1962).

c. Wapienie płytowe szare, smugowane materiałem grubszym (drobnooolitowym) (warstwa 12 według H. Świdzińskiego, 1962).

d. Wapienie oolitowe grubolawicowe zwięzłe, ubogie w skamieniałości (warstwa 13 według A. Świdzińskiego, 1962).

e. Wapień pasiasty, biały, cienkopłytowy, smugowany materiałem drobnoolitowym zawierający płaskury krzemieni typu rogowców (warstwa 14 według H. Świdzińskiego, 1962)

Profil osadów stwierdzonych pod udokumentowanymi osadami kimerydu dolnego w rejonie Przedborza odbiega znacznie od profilu pozostałych rejonów występowania osadów jury górnej w Górach Świętokrzyskich. Wyznaczenie granicy między „astartem” i kimerydem w Przedborzu jest bardzo utrudnione. W osadach zaliczanych tam do „astartu” brak jest całkowicie wapieni typu „litograficznych”, nie stwierdzono także wapieni rafowych, które mogłyby posłużyć do korelacji warstw. H. Świdziński (1935) sugeruje, że „albo nastąpiły zmiany facjalne całego górnego i środkowego „astartu”, albo też mamy odsłoniętą tylko górną część powyższego ogniwa, ale i w tym przypadku nieco zmienną. Ta ostatnia możliwość na tle znacznie grubszej odsłoniętych utworów wydaje się mniej prawdopodobna”.

Taką samą niewyjaśnioną sytuację znajdujemy w okolicy Dobromierza, gdzie zmiany facjalne są jeszcze znaczniejsze.

W okolicach Radomska, stratygrafia osadów jury górnej jest oparta na faunie małżowo-ślizkowej. Pod stwierdzonymi osadami kimerydu odsłaniają się słabo ulawione, silnie spękane i zwięzłe wapienie oolitowe. Wapienie te są przepełnione fauną, wśród której dominują ślimaki z rodzaju *Ptygmatis* (L. Karczewski, 1962): *P. bruntrutana* (Thurm.), *P. clio* (d'Orb.), *P. carpathica* (Zejszn.), *P. curmontensis* (Lor.), *P. cf. convexospirata* Karcz., *P. pseudo-bruntrutana* (Gemm.), *P. salomoniana* Cott.).

Utworki „astartu” znane są z kamieniołomów Rogaszyn i Smotryszów, ponadto nawiercono je w Granicach i Rzejowicach. Wszędzie w osadach tych notuje się liczną faunę, na podstawie której można przypuszczać, że wapienie oolitowe rejonu Radomska można by zaliczyć do „astartu górnego” (L. Karczewski, 1965), znajdując pewną analogię z osadami północno-wschodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich zawierającymi, jak wiemy, nieliczne amonity.

**Północno-wschodnie i północno-zachodnie obrzeżenie.** „Astart dolny”. Osady „astartu dolnego” można było prześledzić w rejonie Zawichosta, następnie bardziej ku północy w rejonie Ożarów i w niecce magońskiej, ku północnemu zachodowi w rejonie Bałtowa i Ilży, dalej w rejonie Wierzbicy a następnie już w obrzeżeniu północno-zachodnim w okolicy Sulejowa. Najlepsze i największe odsłonięcia tego wieku zostały stwierdzone w Skarbee Dolnej, Błazinach, Wierzbicy, Śniadkowie i Dobrucie. Na podstawie fragmentarycznych profili z tego obszaru udało się wykonać syntetyczny profil osadów astartu w nawiązaniu do profilu Sulejowa (fig. 4).

Syntetyczny profil osadów „astartu dolnego” północno-wschodniego i północno-zachodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich (od dołu)

Warstwa A. Wapień jasnokawowy, płytkowy, zwięzły, drobnziarnisty, o szerokiej powierzchni, w niektórych miejscach przekształcony, z rzadkimi oolitami i dendrytami (Wola Lipieniecka — okolice Radomia, warstwa II według J. Dembowskiej, 1953). Miąższość stwierdzona około 15 m.

Warstwa B. Wapienie gruboolitowe, barwy rdzawożółtej, z wkładką zlepu muszlowego silnie przekształconego (Sulejów, warstwa 8 według W. Barczyka, 1961.) Miąższość około 29 m.

Warstwa C. Wapienie oolitowe, białe, drobnopylaste z otoczkami wapienia, z licznymi gruboskorupowymi małżami. Widoczne też nieregularne pizolityczne konkretacje (grochowce). W stropie (odsłonięcie Dobrut, warstwa IV według J. Dembowskiej, 1953) widoczna jest warstwa 5 m miąższości, szczególnie bogata w faunę dicerasowo-nerineową (C.), złożoną z takich gatunków jak: *Diceras arietinum* Lam., *Macrodiceras rotundatum* (Bayle), *Eodiceras eximium* (Bayle), *Plesiodiceras yailense* Pčel., *Ptygmatis bruntrutana* (Thurm.), *P. pseudo-bruntrutana* (Gemm.), *P. carpathica* (Zejszn.) (L. Karczewski, 1969). W odsłonięciu Błaziny odpowiednikiem tej warstwy jest prawdopodobnie 4,5 m miąższości wapień oolitowy, białokremowy, z fauną (Błaziny warstwy 1—5 według Z. Dąbrowskiej — praca archiwalna. Wapień ten można korelować z warstwą 10 w profilu Sulejów według W. Barczyka (1951).

Warstwa D. Wapienie zwięzłe, z rzadko rozrzuconymi oolitami, białe lub kremowe, z drobnym niekiedy detrytem muszlowym. Warstwa ta została stwierdzona w kamieniołomie Marylin (Śniadków) — warstwa V według J. Dembowskiej (1953) oraz w odsłonięciu Błaziny (warstwa 6—10 według Z. Dąbrowskiej). W tym ostatnim stwierdzono faunę nerineowo-dicerasową oraz nieliczne rychnonelle. Odpowiednikiem tej warstwy w rejonie Sulejowa jest warstwa 11 według W. Barczyka (1951). Miąższość maksymalna warstwy D wynosi 7,5 m.

Warstwa E. Wapienie kredowate, białe lub białokremowe, drobnopylaste, o chropowatej powierzchni, nierzadko ścieralne z przerostami wapienia drobnoolitowego (grochowce). Wśród tych wapieni widoczne są krzemienie pasiaste (tabl. IV, fig. 1) charakterystyczne dla „astartu dolnego”. Krzemienie te znane są z rejonu Zawichosta, w profilu Skarba Dolna i Błaziny. Bardziej na północ krzemienie te nie są spotykane mimo, że osady wykazują znaczne podobieństwo. Omawiane wapienie odsłaniają się w kamieniołomie Marylin (Śniadków) (warstwa VI (częściowo) według J. Dembowskiej, 1953). Odpowiednik warstwy E znajdujemy w Błazinach (warstwy od 11 do 17 według Z. Dąbrowskiej), a także w profilu Skarba Dolnej, gdzie obejmują warstwy od „c” do „g” (W. Pożaryski, K. Pożaryska, 1953). W Sulejowie do warstwy E zaliczyć można wapienie zawierające bogatą faunę nerineowo-korańcowo-dicerasową, wśród której najliczniej występuje *Pseudonerinea clythia* (d'Orb.) — Sulejów, warstwy 12—14 według W. Barczyka (1951).

W warstwie E występuje liczna fauna, która koncentruje się w stropie (E<sub>1</sub>), np. w Błazinach, chociaż znana jest z całej

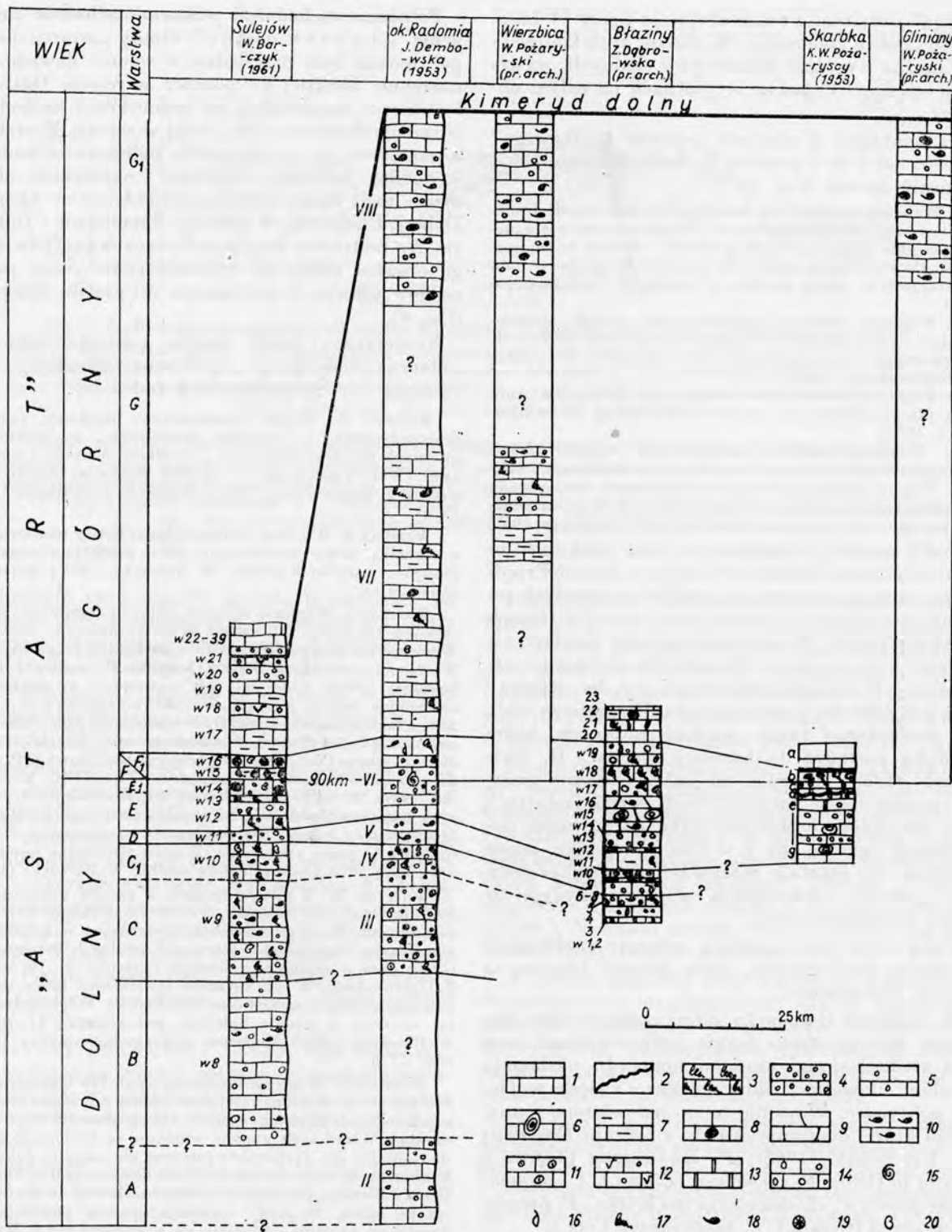


Fig. 4. Próba korelacji astartu północno-wschodniego i północno-zachodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich

1 - wapień pylasty, 2 - twarde dno, 3 - warstwa ptygmatisowa, 4 - wapień drobnoolitowy, 5 - wapień pylasty z drobnymi oolitami, 6 - krzemienie pasiaste, 7 - wapień marglisty, 8 - krzemienie czekoladowe, 9 - wapień kredowaty, 10 - zlep muszlowy, 11 - grochowce, 12 - wapień detrytyczne, oolitowe, 13 - dolomit, 14 - wapień gruboolitowy, 15 - amonity, 16 - ramienionogi, 17 - nerinee, 18 - małże, 19 - korale, 20 - dicerasy

An attempt at correlating the sequences of the Astartian in the north-east and north-west parts of the Góry Świętokrzyskie margin

1 - dusty limestone, 2 - hard-ground, 3 - Ptygmatis bed, 4 - fine-oolitic limestone, 5 - dusty limestone with fine oolites, 6 - striped flints, 7 - marly limestones, 8 - chocolate flints, 9 - chalky limestone, 10 - coquina, 11 - pisolites, 12 - detritic oolitic limestones, 13 - dolomite, 14 - coarse-oolitic limestone, 15 - ammonites, 16 - brachiopods, 17 - Nerinea, 18 - pelecypods, 19 - corals, 20 - Diceras

warstwy E. Wymienić tu można ławicowo występującą *Zeilleria humeralis* (Roem.) i *Septaliphoria pinguis* (Roem.), liczne małże i kolce jeżowców. Przy omawianiu kompleksu E należy zwrócić uwagę na zjawisko twardego dna w odsłonięciu Skarbka Dolna, jak również na występowanie wapieni dolomitycznych i dolomitów.

Fauna ślimaków opisana z „astartu dolnego” jest liczna (L. Karczewski, 1960). Wymienić tutaj można: *Nerinea bernardiana* d'Orb., *Nerinella cyane* (Lor.), *N. cynthia* (d'Orb.), *Ptygmatis mosae* (Desh.), *Cryptoplocus blazinensis* Karcz., *C. depressus* (Voltz), *C. cingulatus* Zitt., *C. succedens* Zitt., *Itieria clymene* (d'Orb.), *I. moreana* (d'Orb.).

„Astart górny”. Osady „astartu górnego” znane są od okolic Zawichosta do Radomia, a następnie w rejonie Sulejowa. Stropowe partie osadów tego wieku stwierdzone zostały także w wierceniach w rejonie Ożarowa i Radomia (W. Pożaryski — pra-

ce archiwalne) na kontakcie z osadami kimerydu dolnego. Ogólnie można powiedzieć, że osady „astartu górnego” omawianego obszaru cechują się większą w stosunku do dolnego marglistością i zawierają charakterystyczne krzemienie czekoladowe. W profilu Sulejowa nie zostały wprowadzone znalezione wyżej wspomniane krzemienie, niemniej ogólny charakter litologiczny osadów jest podobny jak w północno-wschodnim obrzeżeniu. Dla północno-wschodniego i północno-zachodniego obrzeżenia można ustalić syntetyczny profil „astartu górnego”. Ponad warstwą E, zaliczoną jeszcze do „astartu dolnego”, wydzieliła się warstwa od F do G<sub>1</sub>, wyróżnione dla „astartu górnego”.

Syntetyczny profil osadów „astartu górnego” północno-wschodniego i północno-zachodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich (fig. 4) (od dołu):

Tabela 5

Biostratygrafia oksfordu górnego — część górna („astart”) Gór Świętokrzyskich\*

Stratygrafia	Obrzeżenie				
	południowo-zachodnie		północno-zachodnie i północno-wschodnie		
Oksford górny — część górna („astart”)	IV kompleks** „oolit główny” (częściowo)	górny	Wapienie pasiaste z krzemieniami	górny	Wapienie nieco margliste, drobno-ławicowe z krzemieniami czekoladowymi.
	III kompleks „płytowy”		Wapienie oolitowe		Wapienie oolitowe okolic Przedborza i Radomska z liczną fauną <i>Ptygmatis</i> sp. sp.
	II kompleks „wielka rafa”	środkowy	Wapienie niewyraźnie uławicowane, związane z dicerasami i nerineami	dolny	Wapienie białe lub kremowe grubo- lub drobnooolitowe z fauną nerineowo-dicerasową. Charakterystyczne krzemienie pasiaste „salcesony” <i>Diceras arietinum</i> <i>Macrodiceras rotundatum</i> <i>Plesiodiceras yailense</i> <i>Ptygmatis carpathica</i> <i>Ptygmatis bruntruntana</i> <i>Itieria clymene</i> <i>Cryptoplocus blazinensis</i> <i>Zeilleria humeralis</i> <i>Septaliphoria pinguis</i>
			Rafa „główna”		<i>Diceras arietinum</i> <i>Cryptoplocus depressus</i> <i>Nerinella turitella</i> <i>Pseudonerinea clio</i> (?) <i>Ptygmatis bruntruntana</i> i liczne kolonie koralowców
I kompleks „podrafiowy”	dolny	Wapienie płytowe i wapienie oolitowe z ławicami wapieni grochowców z fauną <i>Aptyxiella</i> cf. <i>cottaldina</i> <i>Aptyxiella</i> cf. <i>sexcostata</i> <i>Cardium corallinum</i> <i>Nerinella</i> cf. <i>bicristata</i> <i>Mytilus pectinatus</i>			Ławica z <i>Pseudonerinea clythia</i> w Sulejowie
	Rafa „dolna”				

\* Na podstawie danych z literatury.

\*\* Wydzielenia litologiczne H. Świdzińskiego (1962).

Warstwa F. Wapień biały marglisty, zwięzły, miejscami oolitowy. Fauna liczna, bądź występująca w całej warstwie bądź też skupiona w lawice. Na odcinku od Skarżki Dolnej do Błaziny wyróżnić można tzw. „warstwę ptygmatisową” (F<sub>1</sub>) osiągającą miąższość od 0,5 do 1,30 m (L. Karczewski, 1960). Charakterystyczną cechą tej warstwy są występujące ślimaki z rodzaju *Ptygmatis* a to: *Ptygmatis curmontensis* (Lor.), *P. pseudobruntrutana* (Gemm.), *P. salomoniana* (Cott.), *P. clio* (dOrb.), *P. meneghini* (Gemm.), *P. bruntrutana* (Thurm.). Okazy te są rozrzucone w skale bezładnie, lecz ilość ich jest znaczna. Warstwa ta jest dobrze widoczna w Leśniczówce (na północ od Bałtowa), gdzie obserwuje się wśród wapieni twardych, zwięzłych i oolitowych nierównomierne nagromadzenie okazów (tab. IV, fig. 2). (Warstwy 15 i 16 według W. Barczyka (1951) z okolic Sulejowa, górna część warstwy VI według J. Dembowskiej (1953) z rejonu Jastrzębia, warstwy 18, 19 według Z. Dąbrowskiej w profilu Błaziny, war-

stwa „b” według K. Pożaryskiej i W. Pożaryskiego (1953) w Skarżce Dolnej). Miąższość całej warstwy około 10 m.

Warstwa G. Ustalenie kolejności warstw górnej części profilu jest nieco utrudnione ze względu na brak pełnego profilu. Można tylko stwierdzić, że mamy tu do czynienia z osadami wapienno-marglistymi, miejscami zawierającymi wkłady wapieni oolitowych lub wapieni gruzłowatych. Fauna mniej liczna rozszkana jest w całej warstwie. Kompleks osadów zawiera krzemienie czekoladowe stwierdzone w warstwie VII w profilu Jastrzęb według J. Dembowskiej (1953) i w warstwie 22 w profilu Błaziny według Z. Dąbrowskiej. Stropowe warstwy (G<sub>1</sub>) tworzą wapień oolitowy, muszłowcowe z detrytusem skorup małżów i ramienionogów. W osadach tych stwierdzono także krzemienie czekoladowe. Utwory te zanotowano w profilu Gliniany (okolice Ożarowa) i w rejonie Radomia (warstwa VIII według J. Dembowskiej, 1953) na kontakcie z kimerydem dolnym. Miąższość przypuszczalna około 100 m (tab. 5).

## KIMERYD

Osady kimerydu ciągną się pasem wzdłuż obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. Utwory te, w większości odsłaniające się w naturalnych odkrywkach, stwierdzone zostały od Zawichosta<sup>3</sup> do Nowego Miasta nad Pilicą, a następnie od Sulejowa i Przedborza do okolic Buska Zdroju (fig. 2).

Osady kimerydu zostały także udowodnione w wierceniach<sup>4</sup> wykonanych w obszarze między Wierzbicą a Rzeczkowem w rejonie Radomia i ponadto w wierceniach Potok, Kazub i Gliniany w rejonie Ożarowa.

Kimeryd północno-wschodniego obrzeżenia wykazuje dwudzielność. W południowo-zachodnim i północno-zachodnim obrzeżeniu wprowadzono natomiast trójdzielny podział kimerydu z poziomami: *Sutneria platynota* i *Ataxioceras suberinum* jako kimeryd dolny, *Glochiceras dentatus* odpowiednik kimerydu środkowego i *Aulacostephanus pseudomutabilis* jako kimeryd górny. Trójdzielny podział kimerydu był możliwy do opracowania ze względu na znacznie większą ilość amonitów zachowanych w osadach.

**Południowo-zachodnie i północno-zachodnie obrzeżenie. K i m e r y d d o l n y.** Osady kimerydu dolnego ciągną się od Sulejowa na północy do Nidy na południu. Wiele uwagi poświęcono stratygrafii tych utworów, o czym świadczą liczne prace badaczy jury. Utwory kimerydu dolnego wymienionego obrzeżenia zaliczone zostały do poziomu *Sutneria platynota* i *Ataxioceras suberinum*. To podpiętro kimerydu wykształcone jest ogólnie jako wapień oolitowy, żółtawe z wkładkami muszłowców i pizolitów. Często występują ily i margle barwy szarzielonej a niekiedy wapień gruzłowate. Miąższość osadów kimerydu dolnego stwierdzona w rejonie Sulejowa wynosi 70 m. Szczególnie piętno odrębności nadaje osadom kimerydu dolnego fauna. Znacznie większa ilość znalezionych amonitów pozwoliła na bardziej

pewne ustalenie wieku tych osadów w północno- i południowo-zachodnim obrzeżeniu.

Osady kimerydu dolnego w rejonie Sulejowa ciągną się po obu brzegach Pilicy od Podkurnędza do Sulejowa i na wschód aż do wsi Strzelece. Bardziej na południe osady tego piętra nie odsłaniają się i zostały dopiero stwierdzone w rejonie Przedborza. Profil osadów, który podał W. Barczyk (1961), jakkolwiek odnosi się do rejonu Sulejowa, to jednak może być korelowany z innymi profilami dzięki szczegółowemu wydzieleniu warstewek litologicznych udokumentowanych fauną (fig. 5).

Osady kimerydu dolnego w rejonie Sulejowa wykazują dużą zmienność litologiczną, o czym świadczy profil W. Barczyka (1961).

Fig. 5. Syntetyczny profil osadów kimerydu dolnego — poziom *Ataxioceras suberinum* (według W. Barczyka, 1961)

1 — wapień detrytyczny z pizolitami i z przewarstwowieniami łupków, 2 — wapień typu litograficznego i wapień z pojedynczymi oolitami, 3 — wapień gruzłowy z wkładką wapieni oolitowych, 4 — ily i margle z fauną *Exogyra*, 5 — wapień kredowaty i gruzłowy oraz margle, 6 — ily, 7 — margle pectenowe, 8 — wapień marglisty z pizolitami

A synthetic sequence for the *Ataxioceras suberinum* zone of the Lower Kimmeridgian deposits (according to W. Barczyk, 1961)

1 — detritic limestones with pisolites and interbeds of shales, 2 — limestones of the lithographic type and limestones with dispersed oolites, 3 — detritic limestones with an intercalation of oolitic limestones, 4 — clays and marls with *Exogyra* fauna, 5 — chalky limestones and detritic limestones and marls, 6 — clays, 7 — marls with *Pecten*, 8 — marly limestones with pisolites



<sup>3</sup> Jura Annapola i Gościeradowa opisana została w Geologii regionalnej Polski w tomie Region lubelski.

<sup>4</sup> Opisy i profile wierceń zostały autorze udostępnione w rękopisie przez W. Pożaryskiego.

W dole profilu obserwujemy wapienie detrytyczne, żółtawe z pizolitami lub pojedynczymi oolitami. Spotyka się w tej części profilu przewarstwienia łupków ilasto-mułkowych, ciemnoszarych, ulawicowych z fauną egzogyrową.

Wyżej występują częściowo wapienie gruzłowate, margliste z fauną ramienionogową.

Szczególnie ważne są zlepy muszlowcowe spotykane głównie w środkowej części profilu.

Fauna z omawianych warstw zawiera amonity przewodnie dla kimerydu dolnego oraz liczne małże ślimaki, ramienionogi, jeżowce i inne. Można tu wymienić: *Ataxioceras semistriatum* Schneid, A. cf. *semistriatum* Schneid, A. aff. *barbatum* Schneid, *Ataxioceras* sp., *Perisphinctes* (*Pseudortosphinctes*?) *pseudobreviceps* Weg., P. (*Pseudortosphinctes*?) cf. *pseudobreviceps* Weg., *Lithacoceras* (*Lithacoceras*) *licitor* (Font.), *Rasenia* (*Eurasenia*) *trimera* (Opp.), *Involuticeras involutum* (Quen.), *Rasenia* sp. liczne są także *Nanogyra nana* (Sow.), *Exogyra virgula* DeFr., *Lopha solitaria* (Sow.), *L. marshi* (Sow.), *Lopha* sp.

Z wyżej wymienionych osadów została oznaczona także fauna otwornicowa kimerydu dolnego: *Frankina kimeridensis* (Roem.), *Vaginulina* aff. *debilis* (Beath.), *Neobulimina varsowiensis* Biel. et Pożar.

Bardziej na południe, odsłonięcia kimerydu dolnego znane są w okolicy Radomska między Kodrąbami i Zakrzewiem. W kamieniołomie Rogaszyn i Smotryszów oraz w licznych łomach gospodarskich rozrzuconych na tym terenie obserwuje się osady kimerydu dolnego.

Profil kimerydu dolnego, na podstawie odsłonięcia w kamieniołomie Rogaszyn (tabl. V), według L. Karczewskiego (1965), jest następujący (od dołu):

a. Wapienie żółte oolitowe z brachiopodami, miąższość 3,5 m.

b. Wapienie muszlowe, szarżółte lub brązowe, zwięzłe, z nagromadzeniem skorup małżów szczególnie z rodzaju *Exogyra*, miąższość 2,5 m.

c. Wapienie żółte, płytowe, litograficzno-pelityczne, z amonitami i znaczną ilością małżów z rodzaju *Pleuromya*, miąższość 1 m.

Fauna uzyskana z osadów kimerydu dolnego rejonu Radomska jest stratygraficznie ważna i zawiera takie gatunki jak: *Ataxioceras* (*Parataxio-ceras*) cf. *lothari* (Opp.), *Involuticeras* sp. (?), *Perisphinctes* sp. (L. Karczewski, 1965). Pozostała fauna małżów i ramienionogów cytowana przez tegoż autora jest znacznie bogatsza od tej, którą podał A. Łuniewski (1947) dla tego obszaru.

Bardziej na południe od rejonu Sulejowa wychodnie kimerydu dolnego nie zostały stwierdzone, a jedynie znane są miejsca występowania niższych ogniw jury górnej. Osady dolnokimerydzkie przykryte są osadami czwartorzędowymi.

Następne odsłonięcia osadów kimerydu dolnego znajdują się w okolicy Przedborza i w okolicy Dobromierza.

Kimeryd dolny tego obszaru wykształcony jest jako wapienie oolitowe, oolitowo-detrytyczne i pelityczne, częściowo margliste. W osadach tych,

szczególnie w spagowych częściach profilów, zostały znalezione takie gatunki jak: *Involuticeras involutum* (Quen.), *Involuticeras* sp., *Rasenia elegantula* Schneid, R. (*Prorasenia*) *stephanoides* (Opp.), świadczące o dolnokimerydzkim wieku tych osadów.

Wychodnie kimerydu dolnego, o wykształceniu podobnym jak w okolicy Przedborza, ciągną się wzdłuż Gór Małogoskich ku południowi do Karsznicy.

Według H. Świdzińskiego (1962) osady kimerydu dolnego obejmują wyższą część kompleksu IV (warstwa 15 i 16 — fig. 2). Według tego autora oolit górny „kimerydzki” jest bogatszy w skamieniałości, wśród których liczne są *Septaliphoria pinguis* (Roem.) i *Epithyris subsella* (Leym.), a także dużych rozmiarów amonity.

Bardziej ku południowi stwierdza się osady kimerydu dolnego na południe od Małogoszczy (Mironice i Karsznice — fig. 6).

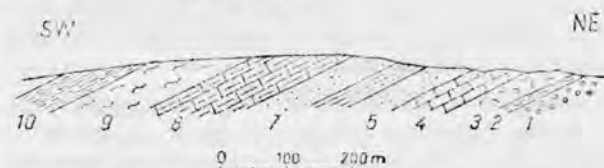


Fig. 6. Profil przez wzniesienie wysokości 299 m koło Karsznicy, okolice Małogoszczy (według H. Świdzińskiego, 1931)

**Astart:** 1 — wapienie oolitowe okrzuchowe z ziarnami grochowca, 2 — wapienie płytowe, 3 — wapień podobny do skalistego, 4 — wapienie płytowe szare, 5 — wapień oolitowy przekątnie warstwowany, 6 — wapień pasiasty z krzemieniami.  
**Kimeryd:** 7 — wapienie oolitowe margliste, 8 — wapienie płytowe szare, 9 — lawica ostrygowo-exogyrowa, 10 — wapienie płytowe szare

The section through a hill 299 m high near Karsznice, in the neighbourhood of Małogoszcz (according to H. Świdziński, 1931)

**Astartian:** 1 — oolitic-clastic limestone with grains of pisolite, 2 — grey, platy limestones, 3 — wapień podobny do skalistego, 4 — wapienie płytowe szare, 5 — oolitic limestone with cross-bedding, 6 — striped limestone with flints.  
**Kimmeridgian:** 7 — oolitic marly limestone, 8 — grey, platy limestones, 9 — a bank with oysters and *Exogyra*, 10 — grey, platy limestones

Bardziej na południowy wschód pas osadów kimerydu przecięty jest doliną Nidy. Na lewym brzegu Nidy wychodnie kimerydu dolnego koncentrują się w okolicy Sokołowa i Sobkowa.

Kimeryd środkowy (poziom *Glochiceras dentatum*). Utwory kimerydu środkowego zaliczone są w literaturze do poziomu *Glochiceras dentatum*.

Osady tego wieku stwierdzone zostały na północ, od Sulejowa w rejonie Przedborza a także w okolicy Dobromierza, dalej na południe wzdłuż Gór Małogoskich, przez Grząby Bolmińskie i w okolicy Małogoszczy. Po drugiej stronie Nidy osady kimerydu środkowego znane są w okolicy Sobkowa i Sokołowa.

Syntetyczny profil kimerydu środkowego na podstawie danych z rejonu Małogoszczy (fig. 2), według H. Świdzińskiego (1931, 1962) (od dołu):

a. Wapienie szare płytowe, margliste z przewarstwieniami ikrowca, z wkładkami muszlowców ostrygowo-exogyrowych oraz margli według H. Świdzińskiego, 1931—1962 — warstwa 4 w Bolominie, warstwa 5 w Skórkowie, kompleks V warstwa 17).

b. Ławica ostrygowa zbudowana wyłącznie ze skorup *Lopha pulligera* (Goldf.). Ławica ta ma zazwyczaj około kilkunastu metrów grubości, miejscami nawet do 30 m. Poszczególne skorupki spojone są spoiwem marglistym. Badania mikroskopowe próbek z Sobkowa wykazały, że oprócz wymienionych skorupek występują również ułamki ślimaków, innych małżów oraz otwornice. W omawianej ławicy oprócz ostryg spotkać można dość liczne *Pholadomya*, głównie *Pholadomya protei* (Brongn.) i duże formy *Epithyris subsella* (Leym.) (Według H. Świdzińskiego jest to ogniwo 18 z kompleksu VI).

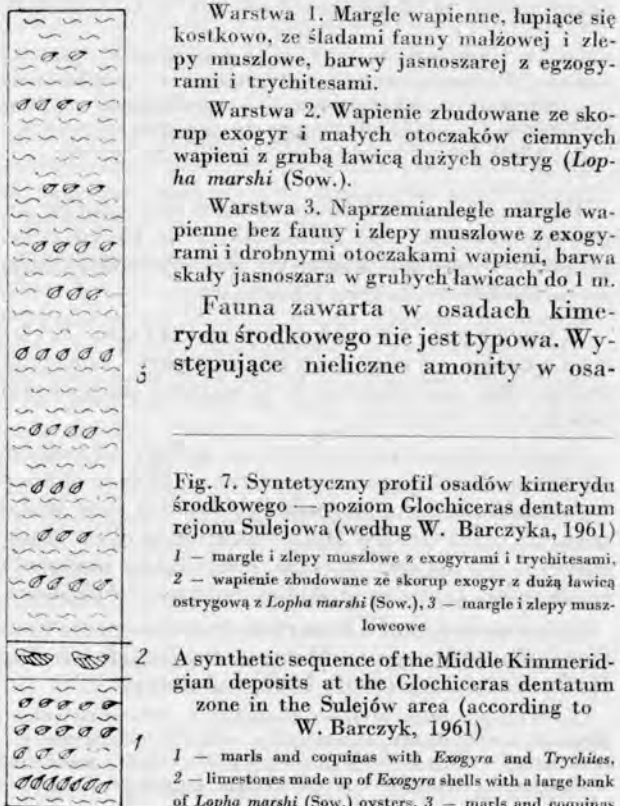
c. Wapienie płytowe, bardziej margliste, wyróżnione przez H. Świdzińskiego (1931) w rejonie Małogoszczy. Wapienie te mają często postać gruzłowatą.

Ławica pulligerowa dobrze odsłania się w wielu miejscach wzdłuż całego brzeżnego pasma jurajskiego od Przedborza aż po okolice Sobkowa nad Nidą. Natomiast w obrębie synkliny bolmińskiej zanika, a na jej miejsce zjawiają się ławice z *Nanogyra nana* (Sow.) i z *Epithyris subsella* (Leym.).

Ławica pulligerowa zaliczana była do stropowej części kimerydu dolnego. Wydaje się jednak, że ze względu na podobne wykształcenie litologiczne osadów nadległych — ławicę tę uznać należy za spąg kimerydu środkowego.

Szczegółowy opis odsłonięć kimerydu środkowego w okolicy Sulejowa zawdzięcza się W. Barczykowi (1961 — fig. 16). Autor ten uważa, że występująca w spągu ławica zlepionych muszlowych z *Lopha marshi* (Sow.) jest odpowiednikiem ławic pulligerowych z Dobromierza i Małogoszczy.

Syntetyczny profil osadów kimerydu środkowego okolicy Sulejowa (fig. 7 — według W. Barczyka, 1961) (od dołu):



dach koło Sulejowa takie jak: *Physodoceras uhlandi* (Opp.) i *Lithacoceras (Progeronia) ernesti* (Lor.) mogą sugerować środkowokimerydzki wiek osadów, lecz mogą występować także w kimerydzie dolnym.

Kimeryd górny (poziom *Aulacostephanus pseudomutabilis*). Osady tego wieku znane są z okolic Sulejowa, Stobnicy, a także stwierdzone zostały w wierceniach z okolic Zarzęcina. Bardziej ku południowi osady kimerydu górnego występują w rejonie Radomska, gdzie osady te leżą bezpośrednio pod piaskowcem albskim.

Począwszy od okolic Przedborza aż do Zajęcej Góry koło Buska Zdroju osady kimerydu górnego stwierdza się pod erozyjną granicą z kredą.

Najpełniej wykształcony jest kimeryd górny w okolicy Stobnicy. Ogólny schemat osadów kimerydu górnego omawianego obrzeżenia (J. Kutek, 1962a) można ująć następująco (od dołu):

1. Podpoziom *Aulacostephanus eudoxus*. Jest to dolny podpoziom obejmujący górną część „warstw stobnickich”. Dawniej podpoziom ten nosił nazwę poziomu z *Exogyra virgula*. Litologicznie są to ility, margle i muszlowce o łącznej miąższości 110 m, przy czym głównym elementem skalotwórczym muszlowców są egzogiry. W obrębie tego podpoziomu szare i pelityczne margle przeławiczone są ility silnie wapienistymi z odcieniem zielonawym. W muszlowcach stwierdzono faunę zrewidowaną przez B. Zieglera (1962): *Aulacostephanus eudoxus* (d'Orb.), *A. pseudomutabilis* (Lor.), *A. pinguis* Duv. Powyższy poziom został zaobserwowany jedynie w Stobnicy.

2. Podpoziom *Aulacostephanus autissiodorensis*. Podpoziom ten w dolnej części wykształcony jest jako czarne ility z wkładkami margli. Wydaje się, że jest to odpowiednik wydzielonego wcześniej w Stobnicy podpoziomu *Aulacostephanus kirghisensis* (J. Kutek, 1961a). W czarnych ilitych stwierdzono łącznie z gatunkami z rodzaju *Aulacostephanus* także amonity rodzaju *Amoeboceras*, czego wyżej nie obserwuje się (J. Kutek, 1962a).

Fauna występująca w tych ilitych obejmuje formy (rewizja B. Zieglera, 1962): *Aulacostephanus undorae* (Pavl.), *A. volgensis* (Visch.), *A. jasonoides* (Pavl.), *A. autissiodorensis* (Cott.), *Amoeboceras krausei* (Salf.), według J. Kutka *Amoeboceras volgae* (Pavl.)<sup>5</sup>.

W górnej części podpoziomu *Aulacostephanus autissiodorensis* występują margle jasnoszare, o gładkim przełamie z fauną *Aulacostephanus autissiodorensis* (Cott.), *A. undorae* (Pavl.).

Podpoziom *Virgataxioceras* sp. sp. Podpoziom ten został właściwie stwierdzony tylko w wierceniach w Zarzęcinie. Miąższość (tego podpoziomu) wynosi co najmniej 2 m.

Fauna *virgataxiocerasów* dokumentująca ten podpoziom nie została opracowana paleontologicznie,

<sup>5</sup> Autorka uważa, że gatunek *Amoeboceras volgae* (Pavl.) — typowy w tym poziomie nie występuje.

stąd brak jest ściślejszego gatunkowego nazwania jego.

Podpoziom *Virgataxioceras* sp. sp. wydzielony w Stobnicy (J. Kutek, 1961, 1962) jest niepewny, bowiem niepełny, źle zachowany i niedostatecznie dobrze zlokalizowany materiał faunistyczny nie może być należytych wskaźnikiem.

W rejonie Radomska osady kimerydu górnego wykształcone są jako osady margliste, przepelnione okazami *Exogyra virgula* Defr.

Począwszy od okolic Przedborza aż do Zajęzkiej Góry koło Buska Zdroju przeważają ility i muszłowce z bogatą fauną. Osady te znane są na całej długości począwszy od Przedborza (Góra Majowa) do Sobkowa na południu.

Najbardziej ku południowi znana jest wychodnia osadów kimerydu górnego w Zajęzkiej Górze koło Buska. Są to wapienie nieco piaszczyste lub związane zawierające obfity detrytus drobnych organizmów. Ławice wapienia mają miąższość 4 m i przedzielone są wkładkami margli. Miąższość całego kompleksu wynosi 22 m. W osadach tych zawarta jest mikrofauna, wskazująca na górnokimerydzki wiek osadów.

**Północno-wschodnie obrzeżenie.** Kimeryd dolny. Wschodnie warstw kimerydu dolnego omawianego obrzeżenia stwierdzone zostały od Zawichosta przez Ożarów, Bałtów, Ilżę do Radomia.

Wiek osadów dolnokimerydzkich definiuje bardzo liczna fauna, wśród której jednak znajdują się tylko znikome ilości amonitów.

Ogólnie można powiedzieć, że kimeryd dolny północno-wschodniego obrzeżenia wykształcony jest jako wapienie oolitowe, margle i ility z lokalnymi wkładkami muszłowcowymi i grochowcowymi oraz wapieni marglistych. Cały ten kompleks warstw cechuje nagromadzenie skorup małżów. Miąższość osadów kimerydu dolnego północno-wschodniego obrzeżenia wynosi, na podstawie wierceń i odsłoneń, od 20 do 100 m. Najmniejszą miąższość zanotowano w rejonie Bałtowa.

Odsłonecia w rejonie Zawichosta należą do najbardziej wysuniętych ku południowemu wschodowi, osadów kimerydu dolnego. Są to wapienie oolityczne i margle.

Tak A. Łuniewski jak J. Samsonowicz dla osadów kimerydu dolnego rejonu Zawichosta wymieniają liczną faunę małżów, ramienionogów, ślimaków, jeżowców, a z głowonogów tylko *Nautilus giganteus* d'Orb. (= *Paracenoceras*) i *Perisphinctes* sp. (pozostała fauna — patrz tab. 2).

Wiercenia w rejonie Ożarowa (Potok, Kazub koło Potoka, Gliniany) przebiły pod kredą osady kimerydu dolnego i astartu. Na podstawie tych wierceń W. Pożaryski opracował profil syntetyczny osadów kimerydu dolnego dla rejonu Ożarowa. Według tego autora miąższość osadów tego wieku w tym rejonie wynosi około 92 m.

Osady kimerydu dolnego wykształcone są jako wapienie oolitowe z wkładkami muszłowca i gro-

chowców. Na szczególne podkreślenie zasługują występujące w profilu wkładki margli wapienistych dolomitycznych.

Syntetyczny profil kimerydu dolnego dla rejonu Ożarowa (według W. Pożaryskiego) (od dołu):

1. Wapienie białe, rzadziej szare z oolitami rozrzuconymi w skale. Liczne skorupki małżów obserwuje się raczej w spągowej części. Dolomityczność osadów zwiększa się ku górze. Miąższość 10 m.

2. Margle wapieniste, dolomityczne, ciemnoszare, warstwowane z rzadką rozrzuconymi oolitami. Miąższość 1 m.

3. Wapienie grubooolitowe, tworzące w spągowej części wapienie grochowcowe. Grochowce spotyka się raczej sporadycznie. W kompleksie tym stwierdza się liczne dość grube wkładki margli dolomitycznych. Miąższość 19 m.

4. Wapienie i margle dolomityczne ułożone naprzemiennie z nierównomiernie rozrzuconymi oolitami. Skorupki małżów tworzą dość znaczne nagromadzenia, szczególnie w środkowej części kompleksu. W spągu obserwować można wkładki margli dolomitycznych, niekiedy z glaukonitem oraz wkładką ility. Miąższość 17 m.

5. Margle dolomityczne szarozółte, z drobnym oolitem i wkładkami wapieni szarozółtych. Oolity występujące w wapieniach tworzą skupienia łącznie z nierównomiernie rozrzuconymi w skale skorupkami małżów. Wkłady ility wynoszą od 1 do 3 m, przy czym największą miąższość ma spągowa warstwa. Miąższość 13 m.

6. Wapienie z oolitami drobno- lub średnioziarnistymi, rozrzuconymi jednostajnie w skale, bądź tworzącymi nieznaczne skupienia. Niektóre warstwy wapieni przepelnione są skorupkami małżów, tworząc muszłowce występujące przeważnie w stropowej części osadów. Wkłady margli dolomitycznych są dość częste, a wkładki ility wahają się od 0,5 do 2 m miąższości. Miąższość 17 m.

7. Wapienie muszłowcowe, drobnooolitowe, z wkładkami margli muszłowcowego i ility. Wapienie muszłowcowe zawierają oolit drobnoziarnisty i nieliczne ziarna glaukonitu, obserwowane szczególnie w górnej, kilkumetrowej warstwie. Miąższość 15 m.

Osady kimerydu dolnego zostały stwierdzone w rejonie Ożarowa w naturalnych odsłoneciach i w studniach. Wszędzie występują muszłowce żółtawobiałe, ility margliste, wapienie oolitowe nawzajem przeławicające się. Odsłonecia kimerydu dolnego znane są także na prawym brzegu Kamiennej. Miąższość osadów kimerydu dolnego stwierdzona w okolicy Duranowa wynosi około 40 m.

Fauna dolnokimerydzka rejonu Ożarowa to przeważnie fauna małżowa (*Trigonia*, *Mytilus*, *Modiola* i inne). Ponadto występują ślimaki, jeżowce.

W rejonie Siemno — Bałtów utwory kimerydu dolnego tworzą bardzo wąski pas osadów. W rejonie tym osady kimerydu dolnego reprezentowane są przez wapienie margliste żółte lub szarozółte, z przeławiczeniami drobnoziarnistymi oolitów lub margle jasnopopielate naprzemiennie z muszłowcami oolitycznymi.

Utwory kimerydu dolnego rejonu Ilży znane są z odsłonecia na Górze Zamkowej.

Fauna wydobyta z wyżej wymienionych odsłoneń jest bardzo liczna i zawiera liczne gatunki: *Trigonia costata* Lyc., *T. cf. costata* Lyc., *T. monilifera* Ag., *T. cf. bronni* Ag., *Trigonia* sp., *Mytilus subpectinatus* d'Orb., *M. furcatus* Münt., *M. cf. furcatus* Münt., *Mytilus* sp.

Na szczególną uwagę zasługują wymienione przez

Z. Dąbrowską (1953) *Rasenia cf. mutabilis* (Sow.) oraz *Nautilus cf. inflatus* (d'Orb.).

Rejon Radomia jest obszarem najbardziej wyniętym ku północy, na którym zostały stwierdzone osady kimerydu dolnego.

Ku północnemu zachodowi osady kimerydu dolnego przykryte są grubą powłoką czwartorzędu.

Osady kimerydu dolnego omawianego obszaru, na podstawie danych z wierceń, mają około 100 m miąższości.

Jednym z najładniejszych i najciekawszych odsłoneń kimerydu na tym obszarze jest kamieniołom cementowni Wierzbica. Wykonane wiercenia w okolicy Wierzbicy (rejon Radomia — W. Pożaryski) pozwoliły na opracowanie przez W. Pożaryskiego syntetycznego profilu warstw kimerydu.

Profil przedstawia się następująco (od dołu):

1. Wapienie białe, rzadziej szare lub żółtawe, czyste lub z oolitami, rzadko i równomiernie rozrzuconymi w skale, czasem skupionymi w cienkie ławice. W dolnej części oolity i skorupki małżów. Niektóre partie wapieni czystych mają barwę kremową. Zawartość  $\text{CaCO}_3$  — średnio 91%,  $\text{MgCO}_3$  waha się 1—1,5%. Najwyższa parometryrowa warstewka przeważnie wykazuje spadek wapnistości a wzrost dolomityczności, stanowiąc przejście do wyżej leżącego marglu. Miąższość 11 m.

2. Margle wapniste dolomityczne, miejscami bardzo miękkie o wyglądzie ihu. Barwa szara, ciemnoszara, czarna lub oliwkowa. Czasami w marglu są z rzadka rozrzucone oolity. Zawartość  $\text{CaCO}_3$  — średnio 60%, a miejscami spada do 43%,  $\text{MgCO}_3$  — średnio 7% a maksymalnie 14,5%. Miąższość zwykle wynosi 2 m, w pojedynczych przypadkach stwierdzona była jedno- lub czterometryrowa. Miąższość 2 m.

3. Wapienie białe, rzadziej szare, oolitowe z wkładkami czystego wapienia. Oolity są tu drobno-, średnio- lub gruboziarniste. Te ostatnie nie występują w górnej, parometryrowej warstwie, wyróżniającej się poza tym spadkiem wapnistości. Grubość ziarn oolitów miejscami przekracza 2 mm, tak że są to już grochowce ewentualnie nawet pizolity. Przeważnie ziarna oolitów nie są równomiernie rozrzucone w skale, a tworzą zagęszczenia ułożone w formie ławic. Tak samo rozmieszczone są dość liczne skorupki małżów. Zawartość  $\text{CaCO}_3$  wynosi średnio 90%, a w górnej dwumetryrowej warstwie jest nieco niższa,  $\text{MgCO}_3$  wynosi średnio 1,5%. Miąższość 23 m.

4. Wapienie i margle naprzemianległe ułożone warstwami kilkumetryrowej grubości. Oolity drobno- i średnioziarniste występują w skupieniach lub są luźno rozrzucone w wapieniach. Skorupki małżów występują tylko sporadycznie. Zawartość  $\text{CaCO}_3$  waha się w dużych granicach od 70 do 82%,  $\text{MgCO}_3$  od 1,5 do 2%. Miąższość 21 m.

5. Margle dolomityczne, z niewielkimi wkładkami wapieni marglistych w dolnej części. Margle są szare, warstwowane, miękkie lub twarde, przeważnie z licznymi ławicami wapieni ciemnoszarych, krystalicznych. W dolnej części widoczna jest wkładka ilów marglistych, wapieni oolitowych ze skorupkami małżów oraz wapieni czystych, marglistych. Średnia zawartość  $\text{CaCO}_3$  waha się od 72 do 66%, natomiast  $\text{MgCO}_3$  od 3,5 do 5,5%. Miąższość 10 m.

6. Wapienie i margle naprzemianległe ułożone warstwami kilkumetryrowej miąższości. Wapienie są czyste, bądź z oolitami drobno- i średnioziarnistymi, w postaci skupień ułożonych ławicowo lub z rzadka, czy też gęsto jednostajnie w skale rozrzuconymi. Niektóre warstwy wapieni przepelnione są skorupkami małżów tworząc muszłowice. Te ostatnie miejscami, szczególnie w połowie miąższości kompleksu, zawierają ziarna glaukonitu, przeważnie nieliczne. Oprócz powyższych skał jest tu kilka wkładek ilów marglistych, grupujących się w górnej połowie kompleksu. Barwa wszystkich osadów jest szara, a wapnistość i dolomityczność bardzo zmienna. Miąższość 20 m.

7. Muszłowce utworzone z pokruszonych skorup małżów (przypuszczalnie głównie ostryg) scementowanych spoiwem

kaleytowym lub marglem. Bywają one silnie porowate lub przeciwnie nieporowate, zwarte, twarde, o przestrzeniach między skorupkami wypełnionych kaleytem. W dolnej połowie kompleksu dość licznie występuje w nich glaukonit. Poza tym spotyka się w zlepach muszlowych drobne ziarna oolitu. W niewielkim stopniu w skład tego kompleksu wchodzi warstewki czystych wapieni, margli i ilów. Zawartość  $\text{CaCO}_3$  waha się dość znacznie, przeciętnie wynosząc 82%, a  $\text{MgCO}_3$  1,5%. Miąższość 13 m.

Kimeryd górny (poziom *Aulacostephanus pseudomutabilis*). Utwory kimerydu górnego rozprzestrzeniają się od okolic Iłży do Nowego Miasta nad Pilicą. Odsłonięcia w rejonie Iłży należą dzisiaj do najlepszych odsłoneń kimerydu górnego na tym obszarze, poza tym osady tego wieku znane są ze studni i szybków. Pełny profil osadów kimerydu górnego uzyskano dzięki wierceniom w rejonie Radomia, co pozwoliło W. Pożaryskiemu na wykonanie syntetycznego profilu.

Wiek tych osadów jest ustalony na podstawie lichej fauny, wśród której jednak amonity należą do rzadkości.

Kimeryd górny północno-wschodniego obrzeżenia wykształcony jest jako wapienie i margle oraz ily margliste z przewarstwieniami zlepów ostrygowych z *Exogyra virgula*. W stropie występują wapienie nerineowe, jamiste, miejscami margliste, a miejscami zwieźle, barwy żółtej.

Miąższość osadów tego wieku wynosi około 150 m w rejonie Iłży do 130 m w rejonie Radomia.

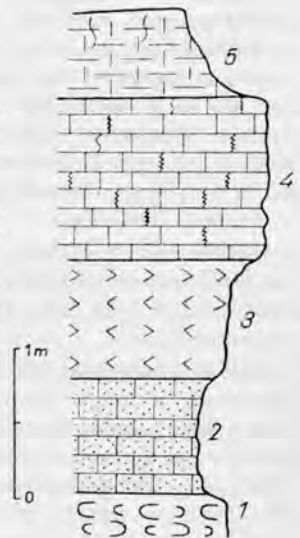
Osady kimerydu górnego rejonu Iłży zostały stwierdzone w licznych łomach. Odsłaniające się tu osady uznane zostały (Z. Dąbrowska, 1957) za górne warstwy kimerydu górnego (fig. 8), przedstawiają się one następująco (od dołu):

Fig. 8. Profil osadów kimerydu górnego w Krzyżanowicach koło Iłży (według Z. Dąbrowskiej, 1957)

1 — zlepki muszlowe, 2 — piaskowice, 3 — zlepki detrytusowe, 4 — wapienie „nerineowe”, 5 — margle

The sequence of the Upper Kimmeridgian deposits at Krzyżanowice near Iłża (according to Z. Dąbrowska, 1957)

1 = coquinas, 2 — sandstones, 3 — sharp-clastic coquinas, 4 — *Nerinea* limestones, 5 — marls



1. Zlepki muszlowe, barwy szaro-, zielonoczeltej, złożone głównie ze skorup ostryg i ramienionogów, miąższość 4,00 m.

2. Piaskowice rdzawozielonkawy, słabo scementowane, z dużą ilością detrytusu muszlowego z glaukonitem, miąższość 0,80 m.

3. Zlepki detrytusowe barwy szarozółtej, złożone z drobnego detrytusu muszlowego, przeważnie ostrygowego, z ziarnami kwarcu i drobnymi otoczkami litydu, miąższość 0,80 m.

4. Wapienie „nerineowe”, jamiste, miejscami margliste,

miejscami zwięzłe, barwy żółtej, z dużą ilością fauny, miąższości około 1,20 m.

5. Margle kremowe, miejscami miękkie, łatwo rozsypujące się, a miejscami zwięzłe, fauny nie znaleziono, miąższość 0,60 m.

Największą dyskusję wywołała sprawa wieku wapieni „nerineowych”. Początkowo, z braku dowodów paleontologicznych zaliczono je do „bononu” (J. Lewiński, 1902; J. Samsonowicz, 1932; S. Z. Różycki, 1939; W. Pożaryski, 1948). Później jednak znalezienie w nich gatunku *Amoeboceras* cf. *anglicum* (Salf.) (Z. Dąbrowska, 1957) pozwoliło na ścisłe określenie górnokimerydzkiego wieku. Występuje tu także fauna ślimaków, wśród której najważniejsze są gatunki: *Nerinea desvoidyi* d'Orb., *N. acreon* d'Orb., *Cryptoplocus pyramidalis* (Münst.), *Pseudonerinea clio* (d'Orb.), *Nerinella chantrei* (Lor.) oraz *Harpagodes oceani* (Brongn.) (L. Karczewski, 1960). Również otwornice wskazują na kimerydzki wiek tych wapieni, przy czym *Trocholina solecensis* Biel. et Pożar. jest charakterystyczna dla najwyższego kimerydu (W. Bielecka, inf. ustna).

Bardziej ku północy odsłonięcia kimerydu górnego występują w Zalesicach oraz na obszarze między Krogulczą a Helenowem. Odsłonięcia te, wśród których stwierdzono występujące żółtawe zlepy muszlowe z *Exogyra virgula*, a ponad nimi wapienie żółte z licznymi nerineami *Nerinea desvoidyi* d'Orb. i *Cryptoplocus pyramidalis* (Münst.) zaliczyć należy prawdopodobnie do kimerydu górnego.

Najpełniejszy profil kimerydu górnego uzyskano, jak już wyżej wspomniano, dzięki wierceniom usytuowanym w okolicy Wierzbicy. Przedstawia on się następująco:

Syntetyczny profil osadów kimerydu górnego rejonu Radomia (według W. Pożaryskiego) (od dołu):

1. Wapienie i margle ułożone naprzemianlegle warstwami przeważnie parometrowej miąższości. Kilka warstw utworzonych jest prawie wyłącznie z drobno pokruszonych skorup tworzących zlepy muszlowy. Zawiera on czasem ziarna glaukonitu. Średnia zawartość węgla wapnia waha się w granicach 75—80%, węgla magnezu 1,4—2,0%. Miąższość 10 m.

2. Margle i ily margliste naprzemianlegle w warstwach przeważnie jedno- lub parometrowej miąższości. Obserwuje

Tabela 6

Biostratygrafia kimerydu w Górach Świętokrzyskich\*

Stratygrafia	Obrzeżenie				
	północno-zachodnie i południowo-zachodnie			północno-wschodnie	
Kimeryd	górnym	VII kompleks** warstwa 19, 20	Górny Aulacostephanus pseudomutabilis	<p style="text-align: center;">?</p> <p>Margle czarne lub ciemnoszare z <i>Aulacostephanus volgensis</i> <i>Aulacostephanus autissiodorensis</i> <i>Aulacostephanus jasonoides</i> <i>Aulacostephanus undorae</i> <i>Amoeboceras krausei</i></p> <p>Ily i margle z muszlowcami egzygorowymi z <i>Aulacostephanus eudoxus</i> <i>Aulacostephanus pseudomutabilis</i></p>	<p>Żółte jamiste wapienie „nerineowe” z <i>Amoeboceras</i> cf. <i>anglicum</i> <i>Nerinea desvoidyi</i></p> <p>Wapienie i margle oraz ily margliste z przewarstwieniami zlepy ostrygowych z <i>Exogyra virgula</i></p>
		VI kompleks warstwa 18	Środkowy Glochiceras dentatum	<p>Wapienie płytowe z okolic Małogoszczy</p> <p>Ławica ostrygowa zbudowana głównie z <i>Lopha pulligera</i></p>	<p>Ławica z <i>Lopha marshi</i> okolic Sulejowa z fauną <i>Physoceras uhlandi</i>, <i>Lithacoceras ernesti</i></p>
		V kompleks warstwa 17		<p>Wapienie szare, płytowe z przewarstwieniami ikrowca</p>	<p>Ławica z <i>Nanogyra nana</i></p>
dolnym	IV kompleks warstwa 15, 16	Dolny Ataxioceras suberinum i Sutneria platynota	<p>Wapienie oolitowe żółtawe z wkładkami muszlowców i grochowców z <i>Ataxioceras semistriatum</i> <i>Perisphinctes pseudobreviceps</i> <i>Lithacoceras lictor</i> <i>Rasenia trimera</i> <i>Rasenia elegantula</i> <i>Rasenia stephanoides</i></p>	<p>Wapienie oolitowe, margle i ily z wkładkami muszlowców i grochowców oraz wapieni marglistych z <i>Paracoceras giganteum</i> <i>Nautilus</i> cf. <i>inflatus</i> <i>Rasenia</i> cf. <i>mutabilis</i> <i>Perisphinctes</i> sp.</p>	

\* Na podstawie danych z literatury.

\*\* Wydzielenia litologiczne H. Świdzińskiego (1962).

się również kilka wkładek wapieni marglistych. W ilach i marglach występują miejscami skorupki ostryg tworzące tu i ówdzie muszlowce o spoiwie marglistym. Barwa skal ciemnoszara. Średnia zawartość węgla wapnia waha się w granicach 20–90%, węgla magnezu 1,7–3,5%. Miąższość 14 m.

3. Margle ilaste miękkie i ily margliste z wkładkami margli, rzadziej wapieni. Miąższość poszczególnych warstw i warstewek waha się w granicach od centymetra do paru metrów. Najgrubsze są na ogół warstwy ily, margle nie osiagają nigdy 2 m miąższości. Warstewki wapienia mają od 1 do 10 cm. Barwa skal szara do czarnej. Wapienie są miejscami drobnokrystaliczne. Skorupki ostryg pojawiają się tylko w ilach i to tylko w kilku zaledwie punktach profilu. W jednym miejscu zaobserwowano markazyt drobnokrystaliczny w niewielkich milimetrowych, nieregularnych skupieniach. Średnia zawartość węgla wapnia waha się w granicach 32–69%, węgla magnezu 1,5–4,3%. Miąższość 26 m.

4. Zlep ostrygowy, marglisty, utworzony ze skorupki ostryg spojonych spoiwem marglisto-ilastym. Miejscami spoiwo jest marglisto-wapienne i wtedy zwięzłość skały jest większa. Średnia zawartość węgla wapnia waha się w granicach 54–66%, węgla magnezu 1,5%. Miąższość 3 m.

5. Il marglisty, ciemnoszary i czarny, w dolnej części obfitujący w skorupki ostryg. Zawartość węgla wapnia wynosi 25–35%, a węgla magnezu 0,6–1,7%. Miąższość 6 m.

6. Il marglisty, brak jednak ciągłości obserwacji. Miąższość około 42 m.

7. Ily ciemnoszare, margliste, nieco dolomityczne z wkładkami zlepów ze skorup pokruszonych lub całych. Oznaczono tutaj okazy *Exogyra virgula*. Miąższość 5–10 m.

8. Mułowiec dolomityczny, ilasty, twardy, ciemnoszary, zawiera nieco ziarn glaukonitu. Miąższość 0,5 m.

9. Mułowiec dolomityczny ciemnoszary i zielony, zawiera domieszkę drobnodziarnistego kwarcu i glaukonitu. W niektórych warstewkach liczne są blaszki miki i rzadkie ziarna kwarcu do 1 mm średnicy. Miejscami niewielkie skupienia skorup drobnych małżów. W dolnej części tej warstwy skorupki są liczne,

oraz spotykać można ułamki zwęglonego drewna (lignit). Miąższość 0,5 m.

10. Zlep ostrygowy, ciemnoszary, biało nakrapiany, z ziarnami kwarcu białego i seledynowego do 3 mm średnicy oraz otoczkami lidytu do 1 cm średnicy (typowy zlep krzyżanowiecki). Miąższość 0,2 m.

11. Brak danych dla 3,4 m.

12. Dolomit ciemnozielony, glaukonityczny, nieco piaszczysty i marglisty z nielicznymi połamanymi skorupkami małżów. Miąższość 1,2 m.

13. Brak danych dla 1,2 m.

14. Wapień szary, z drobnymi krysztalami dolomitu i nielicznymi ziarnami kwarcu białego i zadymionego oraz glaukonitu. Bardzo liczne przeważnie pokruszone skorupki małżów z rodzaju *Trigonia*, *Trichites* i *Mytilus*. Miąższość 1,2 m.

15. Brak danych dla 0,8 m.

16. Wapień miękki, jasnoszary, lub ciemnoszaro-oliwkowy ze skorupkami ostryg i innych małżów oraz odlewami drobnych ślimaków. Miejscami przechodzi w margiel piaszczysty lub staje się twardy przekryształizowany. Miąższość 5,0 m.

17. Brak danych dla 5,3 m.

18. Wapień biały, miękki, nieco mulkowaty z niezbyt licznymi ziarnami glaukonitu. Miąższość 0,5 m.

Najbardziej ku północy wysuniętym miejscem występowania osadów kimerydu górnego jest Nowe Miasto nad Pilicą (W. Karaszewski, 1955). Wychodnia ta ma 300 m długości. Odsłaniające się tutaj warstwy zawierały otwornice, które przemawiają za dolną częścią kimerydu górnego (W. Bielecka, inf. ustna). Przede wszystkim wskazuje na to jednoczesne występowanie takich form jak *Trocholina solecensis* Biel. et Pożar. oraz pojedynczych okazów *Frankeina kimeridensis* Biel. et Pożar. (tab. 6).

## PORTLAND

Odsłonięcia osadów zaliczanych dotychczas do „bononu” i „purbeku” znane są w północno-zachodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich, a także w północnej części południowo-zachodniego obrzeżenia. O występowaniu osadów tego wieku w rejonie Radomia pisze W. Pożaryski, W. Bielecka i J. Szejn (1958). Osady zaliczane do „bononu” odsłaniają się zaledwie w nielicznych miejscach niecki tomaszowskiej i w Stobnicy. Wiele ciekawych danych dostarczyły studnie i wkopy wykonywane na obszarze niecki tomaszowskiej, a także wiercenia w Zarzęcinie (B. Kokoszyńska, 1956; E. Passendorfer, 1928a, 1930a, b; J. Kutek, A. Witkowski, 1963; A. Witkowski, 1961).

Badania osadów „bononu” i „purbeku” w Górach Świętokrzyskich uwieńczone zostały piękną publikacją J. Lewińskiego (1922). Służy ona obecnie za pracę wyjściową przy rozważaniach nad utworami tego wieku. W dalszym ciągu tego rozdziału osady tego wieku zaliczane będą do portlandu, co jest zgodne z postulatami Kolokwium Luksemburskiego w 1962 r. i I Jurajskiego Kolokwium w Polsce w 1964 r. (Praca zbiorowa, 1967). Studia nad osadami jury górnej w Górach Świętokrzyskich są kontynuowane, niemniej brak jest ciągle ostatecznego rozwiązania stratygrafii portlandu północno-zachodniego obrzeżenia.

Krokiem naprzód w stosunku do pracy J. Lewińskiego (1922) było stwierdzenie obecności osadów „dolnego bononu” i tym samym ciągłości stratygraficznej między kimerydem a „bononem” (J. Kutek, A. Witkowski, 1963; A. Witkowski, 1961; J. Kutek, 1962a).

Wyższą część jury górnej w Górach Świętokrzyskich rozpatrzona będzie na podstawie pracy J. Lewińskiego (1922) z tego względu, że brak jest dotychczas dokładnego opracowania paleontologicznego fauny portlandu. Obecny stan badań pozwala przypuszczać, że w obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich mamy osady portlandu z jego poziomami: *Subplanites* sp. sp., *Zaraiskites scythicus*, *Zaraiskites zaraiskensis*, *Virgatites virgatus* (?)<sup>6</sup> oraz osady portlandu wykształcone w facji purbeckiej.

*P o z i o m S u b p l a n i t e s* sp. sp. Poziom ten odpowiada dotychczas wyróżnionemu bononowi dolnemu według K. Pawłowskiej (1958) i S. Marka (1957). Osady należące do tego poziomu zostały udowodnione na obszarze niecki tomaszowskiej, w Stobnicy, w wierceniach w okolicy Zarzęcina jako

<sup>6</sup> W trakcie druku ukazała się praca J. Kutka (1967), w której problemy podziału osadów uznane jako „wolg” zostały zmodyfikowane w stosunku do wcześniejszych opracowań tego autora z 1961, 1962 r.

kontynuacja osadów kimerydu, oraz w wierceniach Przytyk — Dęba koło Radomia.

Ogólnie można powiedzieć, że utwory te reprezentowane są przez ciemnoszare ilowce margliste lub szare margle zawierające muskowitz. Miąższość ich wynosi około 25 m.

J. Lewiński (1922) przyjmował, że w Tomaszowie Mazowieckim brak było osadów „dolnego bononu”. Ta sprawa była przez długie lata dyskutowana. J. Samsonowicz (1952) uważał także, że „bonońska” transgresja osadziła pod Tomaszowem Mazowieckim czarne ily mikowe, o miąższości 25 m, z fauną borealną między innymi z „*Provirgatites*” *scythicus* Visch. Autor ten wykluczał więc tym samym możliwość występowania osadów „dolnego bononu”.

E. Passendorfer (1928a) omawiając osady „bononu” w Kozieninie (12 km na zachód od Opoczna) też znajduje tylko ekwiwalent wyższego poziomu *Zaraiskites scythicus*.

Charakter litologiczny osadów „dolnobonońskich” stwierdzonych na obszarze przyległym w wierceniach: Zagłoba i w rejonie Kłodawy i Łęczycy (K. Pawłowska, 1958; S. Marek, 1957) skłaniał poszczególnych autorów do szukania odpowiedników osadów tego wieku także w rejonie Tomaszowa Mazowieckiego. Na tej też podstawie J. Kutek (1961a) przypuszcza, że 230 m serię ciemnoszarych, mikowych łupków ilastych, nawierconą w Tomaszowie Mazowieckim (M. Kobylecki, 1948) można by chociaż w części uznać za „dolny bonon”. Ze względu na brak odpowiednich danych faunistycznych sprawa ewentualnego występowania osadów „dolnego bononu” w Tomaszowie Mazowieckim przez długi czas nie była wyjaśniona. Dopiero wiercenia wykonane w Zarzęcinie (J. Kutek, A. Witkowski, 1963; A. Witkowski, 1961) wykazały, że w okolicy Tomaszowa Mazowieckiego zachodzi ciągłość sedymentacyjna między „bononem” i kimerydem.

Dolny poziom portlandu z *Subplanites* sp. sp. omawianego obszaru jest udokumentowany fauną subplanitesów, wśród których wymienić można: *Subplanites pseudoscythicus* (Hov. et Flor.), *S. klimovi* (Hov. et Flor.), *S. ianschini* (Hov. et Flor.).

Poziom *Zaraiskites scythicus*. Powyżej osadów poziomu *Subplanites* sp. sp. stwierdza się utwory poziomu *Zaraiskites scythicus*. Mają one największy zasięg w północno-zachodnim obrzeżeniu. Osady tego poziomu zostały udowodnione faunistycznie w niecce tomaszowskiej, w Stobnicy i w Wielopolu. A ostatnio także w wierceniach Zarzęcin (E. Passendorfer, 1928b; J. Lewiński, 1922; I. Jurkiewiczowa, 1952; J. Kutek, 1961a, b). Najpełniejsze jednak jego wykształcenie zanotowano w Zarzęcinie (J. Kutek, A. Witkowski, 1963), przy czym wyróżniono tu:

Dolny podpoziom — reprezentowany przez ciemnoszare ilowce margliste przechodzące w margle i zawierające muskowitz. Miąższość tego podpoziomu wynosi około 32 m. W podpoziomie tym stwierdzono liczne gatunki z rodzaju *Zaraiskites*, a wśród nich typowy *Zaraiskites scythicus* (Visch.) oraz *Michal-*

*skia* cf. *miatschkoviensis* (Hov. et Flor.) oraz liczne fragmenty *Haplocerataceae*.

Górny podpoziom — wykształcony jako ciemnoszare, mikowe osady, na które składają się ilowce margliste z wkładkami margli i wapieni marglistych. Ze względu na redukcję osadów (erozja) miąższość tego podpoziomu wynosi w Zarzęcinie około 25 m. W górnym podpoziomie notowana jest następująca fauna: *Zaraiskites scythicus* (Visch.), *Z. quenstedti* (Rouill.), *Z. zarajskensis* (Mich.). Górny podpoziom obejmowały warstwy F i G według J. Lewińskiego (1922) z Tomaszowa Mazowieckiego.

Poziom *Zaraiskites zarajskensis*. Poziom ten wyróżniony został na podstawie fauny amonitowej i odpowiada poziomowi III i częściowo poziomowi II (warstwy od H do K) J. Lewiński (1922). Omawiane wyżej warstwy J. Lewiński wyróżnił w Tomaszowie Mazowieckim (Brzostówka) i w Nieborowie nad Wolborką i zaliczył je jeszcze do „środkowego bononu”.

Badania przeprowadzone na obszarze przyległym (Zagłoba — K. Pawłowska, 1958, Łęczycy — Kłodawy — S. Marek, 1957) pozwoliły na rewizję tych poglądów, w wyniku której III poziom J. Lewińskiego zaczęto uważać za „bonon górny”.

Według J. Kutka (1962a) poziom III J. Lewińskiego wchodzi w skład wyróżnionego przez niego poziomu *Zaraiskites zarajskensis*, poniżej ewentualnego poziomu *Virgatites virgatus*.

Litologicznie poziom *Zaraiskites zarajskensis* wykształcony jest jako wapienie płytowe, białe lub nieco żółtawe z fauną korbulową wskazującą na spłylenie morza. Jako typowe dla tego poziomu J. Lewiński wymieniał: *Corbula inflexa* Roem., *C. cf. dammariensis* Buv., *C. braunsi* Lew. W 1962 r. J. Kutek znalazł w górnej części poziomu *Zaraiskites zarajskensis* gatunek typowy i formę pośrednią między *Zaraiskites zarajskensis* i *Virgatites virgatus*.

Poziom *Virgatites virgatus* (?). Istnienie tego poziomu w północno-zachodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich jest sprawą dyskusyjną i dotychczas jeszcze nie rozwiązana. Przyjmowano za J. Lewińskim (1922), że poziom ten obejmuje warstwy G i H, a także stropową część warstwy F w profilu Tomaszowa Mazowieckiego i że wykształcony jest jako wapienie margliste żółte i ciemnoszare oraz łupki czarne mikowe. Dla pełnej jednak dokumentacji tego poziomu brak było jednak obecności typowego gatunku *Virgatites virgatus* (Buch). Wydawało się, że znalezienie przez J. Kutka (1961b) w Antoninowie okazu *Virgatites virgatus* (Buch) pozwoli na jednolitą interpretację tego poziomu. Dalsze jednak badania nad tym zagadnieniem na obszarze niecki tomaszowskiej (J. Kutek, 1962a) wprowadzają pewne zmiany i korektę oznaczeń, w wyniku czego warstwa H z II poziomu J. Lewińskiego (1922) została zaliczona łącznie z warstwami I — K poziomu III J. Lewińskiego do nowo wydzielonego poziomu *Zaraiskites zarajskensis*, występująca ponad ściśle zdefiniowanym poziomem *Zaraiskites scythicus*.

Według J. Kutka (1962a) poziom *Virgatites virgatus sensu stricto* obejmowałby być może warstwę L (IV poziom J. Lewińskiego) dotychczas zaliczaną do „purbeku”. Na potwierdzenie tego autor ten cytuje znalezione w tych wapieniach fragmenty amonitów należących do podrodziny *Virgatinae*.

Sprawa istnienia poziomu *Virgatites virgatus* nie została zatem definitywnie rozwiązana i dopiero dalsze badania mogą przynieść jej rozstrzygnięcie.

Facja *purbecka portlandu*. Osady zaliczane dotychczas do „purbeku” w Górach Świętokrzyskich stwierdzone zostały przez J. Lewińskiego (1922) w rejonie Tomaszowa Mazowieckiego. Autor ten zaliczył je wcześniej do „górnego bononu” jako warstwę L i objął nazwą IV poziomu. Te same poglądy znajdujemy w pracach M. Kobyłeckiego (1948) i M. Kokoszyńskiej (1956).

Do „purbeku” zwykle się zalicza w Polsce wapień płytowe nieco żółtawe z liczną *Corbula in-*

*flexa* Roem., w stropie których masowo występująca *Serpula coacervata* Blumb. tworzy tzw. serpulit (J. Samsonowicz, 1952). Wymieniony przez J. Lewińskiego (1922) z wapieni poziomu IV *Cypris purbeckensis* (Forb.) stał się podstawą do zaliczania tych osadów do „purbeku” (J. Samsonowicz, 1952; E. Passendorfer, 1928b; S. Marek, 1957; J. Kutek, 1961a). Obecne badania jednak wskazują, że gatunek ten jakkolwiek charakterystyczny dla facji *purbeckiej*, może występować w różnych poziomach stratygraficznych.

Przyjmując według badań z 1962 r., że w okolicy Tomaszowa Mazowieckiego mamy do czynienia tylko z osadami poziomu: *Subplanites* sp. sp., *Zaraiskites scythicus*, *Zaraiskites zarajskensis* i ewentualnie *Virgatites virgatus*, wapień serpulowe IV poziomu J. Lewińskiego uznać należy za fację *purbecką* ewentualnego poziomu *Virgatites virgatus* (J. Kutek, 1962a) (tab. 7).

Tabela 7

Biostratygrafia portlandu Gór Świętokrzyskich

Stratygrafia	Obrzeżenie północno-zachodnie i północna część południowo-zachodniego							
	J. Lewiński (1922)			J. Kutek (1962)				
	Portland	L	Poziom IV	górnny	Virgatites virgatus**		Wapień korbulowe i oolitowe Wapień serpulowe, <i>Virgatinae</i>	
K J I		Poziom III	Zaraiskites zarajskensis		Wapień płytowe, białe lub żółtawe z korbulami <i>Corbula inflexa</i> <i>Zaraiskites zarajskensis</i>			
H G		Poziom II	środkowy		Zaraiskites scythicus	Podpoziom górny	Wolga	Ilowce margliste z wkładkami margli i wapieni marglistych z miką <i>Zaraiskites zarajskensis</i> <i>Zaraiskites quenstedti</i> <i>Zaraiskites scythicus</i> <i>Michalskia</i> cf. <i>miatschkoviensis</i>
F E D C B A		Poziom I		Podpoziom dolny				
Brak				Subplanites sp. sp.		Ciemnoszare ilowce margliste lub szare margle z muskowitem <i>Subplanites pseudoscythicus</i> <i>Subplanites klimovi</i> <i>Subplanites ianschini</i>		

\* Na podstawie danych z literatury.

\*\* Stan badań w roku 1962 (tab. 2 — J. Kutek).

## PALEOGEOGRAFIA

Zarys paleogeografii osadów jury górnej w Górach Świętokrzyskich, na skutek braku dostatecznych dowodów, jest w dalszym ciągu dyskusyjny. Poglądy na tę sprawę z biegiem lat zmieniają się i dzisiaj także nie można z całą pewnością odtworzyć ów-

czesnego obrazu. Można jedynie pobieżnie przedstawić warunki tworzenia się osadów, uzupełniając w miarę narastania faktów, dotychczasowe poglądy.

Po zalewie morza kelowejskiego, na obszar Gór Świętokrzyskich wkracza morze górnojurajskie, za-

lewając je całkowicie. Maksimum transgresji przypada na oksford środkowy.

W odróżnieniu od kelowejskich osady górnoju-raskie zmieniają całkowicie swój charakter i zaczyna dominować facja wapienna i marglisto-wapienna. W ówczesnym morzu żyje bogata fauna głowonogowa, silnie zróżnicowana rodzajowo i gatunkowo. Niewątpliwie ułatwiona była komunikacja z morzem otwartym, a warunki dla życia zwierząt były bardzo korzystne. Życie denne było również silnie rozwinięte, o czym świadczą mogą duże skupienia fauny w postaci bioherm gąbkowych w oksfordzie dolnym, a raf koralowcowych w oksfordzie górnym.

Na okres najniższego oksfordu w Górach Świętokrzyskich przypada lokalne tworzenie się warstwy bulastej i notuje się przerwy sedimentacyjne. Świadczyć to może niewątpliwie o tym że osady tego wieku powstawały w warunkach niespokojnej sedimentacji, w obrębie działalności podstawy falowania. Wydaje się, że nieco lepsze, spokojniejsze warunki życia dla zwierząt w okresie najniższego oksfordu miały miejsce w północno-zachodnim obrzeżeniu. Dowodem tego między innymi może być dobrze zachowany stan okazów z rodzaju *Parapelto-ceras*, *Peltoceratoides* oraz obecność gatunków z rodzaju *Quenstedticeras*, umożliwiających wyróżnienie trzech poziomów. Osady najniższego oksfordu w północno-wschodnim obrzeżeniu wykształcone są głównie jako wapienie gąbkowe miejscami tylko gruzelkowate.

Na okres newizu przypada tworzenie się wapieni gąbkowych i margli, które się wzajemnie przelawiają. Wśród tych osadów obserwuje się dość liczne, niebieskawe krzemienie, do powstania których niewątpliwie przyczyniły się gąbki krzemienkowe. Takie warunki panowały w południowo-zachodnim obrzeżeniu. W północno-wschodnim obrzeżeniu natomiast notuje się częściej biohermy gąbkowe z otaczającymi je wapieniami krynowidowymi i dolomitycznymi. Świadczy to niewątpliwie o lokalnym spłyconiu morza i wytwarzaniu się odrębnego mikrośrodowiska sedimentacyjnego. W osadach newizu licznie występuje fauna głowonogowa, co pozwala przypuszczać, że ułatwiona była komunikacja z morzem otwartym, co z kolei stwarzało korzystne warunki dla ich życia.

Maksimum transgresji przypada na oksford środkowy. W okresie tym tworzą się wapienie płytowe dużych miąższości świadczące o tym, że powstawały w morzu głębszym. Różnice w osadach w poszczególnym obrzeżeniu są dość znaczne. W północno-wschodnim obrzeżeniu osady te są bardziej margliste, a niekiedy silnie zdolomityzowane. Obecność w tych osadach bardzo licznej fauny małżowej (*Pholadomya*, *Goniomya*, *Gervillia* i inne) świadczy o mniejszej głębokości zbiornika w północno-wschodniej części Gór Świętokrzyskich. W południowo-zachodnim obrzeżeniu osadzanie materiału odbywało się w warunkach szelfowych. Świadczyć o tym mogą doskonale ulawione wapienie plamkowe o miąższości 180 m. Obszary alimentacyjne położone

były bliżej centrum Gór Świętokrzyskich (J. Samsonowicz, 1923).

W oksfordzie górnym obserwuje się powolne wynurzenie się cokołu Gór Świętokrzyskich.

Powolna regresja morza w „rauraku”, jak też warunki klimatyczne pozwoliły na utworzenie się w tym okresie bioherm, masywnych wapieni skalistych oraz wapieni ulawionych. Wapienie biohermalne zawierają liczne stromatopory, koralowce i inny detrytus faunistyczny. Dawniej uważano, że Góry Świętokrzyskie podczas „rauraku” były całkowicie zalane (J. Samsonowicz, 1952; J. Lewiński, 1912a). Obecnie przypuszcza się, że już w „rauraku” zaznaczyły się wysepki i to szczególnie w górnym, gdzie w strefie bioherm gąbkowo-koralowcowych brak było połączenia z morzem otwartym, co zaakcentowane jest ubóstwem fauny głowonogowej. W najwyższych ogniwach „rauraku” północno-zachodniego obrzeżenia następuje ujednoczenie facji i na całym obszarze osadzają się wapienie, które przechodzą do „astartu” (C. Peszat, 1964).

Wtedy to morze ulega znacznemu spłyconiu, a nawet, jak niektórzy uważają, miało miejsce już wyspowe wynurzenie. W płytkim zbiorniku i charakterze sublitoralnym lub litoralnym powstają typowe wapienie rafowe, koralowcowe przepełnione gruboskorupowymi małżami rzędu *Rudistae* (*Diceras*, *Plesiodiceras*, *Eodiceras*) i ślimakami z nadrodziny *Nerineacea* (*Nerinea*, *Nerinella*, *Ptygmatis*, *Cryptoplocus*, *Itieria*, *Aptyxiella*), a następnie wapienie oolitowe i wapienie litograficzne. Stwierdza się ponadto podobieństwo osadów w północno-wschodnim i północno-zachodnim obrzeżeniu. Według J. Premika i J. Zabłockiego (1925) cokol Gór Świętokrzyskich najprawdopodobniej już wówczas wynurzał się spod zwierciadła wód, stanowiąc ląd otoczony zewsząd „rafami” barierowymi z bogatą florą „*Zamites*”. Za nieznaczną głębokością „astartu” przemawiają skalotocza i onkolity (J. Kutek, 1962a). W sąsiedztwie wapieni „rafowych” powstają lawice wapieni oolitowych i wapienie detrytyczne. W niższych częściach „astartu” tworzą się epigenetyczne krzemienie, tzw. „salcesony”, w górnym natomiast syngenetyczne krzemienie, tzw. „czekoladowe”. Krzemienie te wyznaczają przewodnie poziomy.

Kontakt z otwartym morzem był utrudniony, stąd brak jest w utworach „astartu” głowonogów. Znane są tylko nieliczne okazy (*Ringsteadia*), które przedostały się w obręb raf.

Dominuje pogląd, że Góry Świętokrzyskie uległy w kimerydzie wynurzeniu. Faktem jest, że zaznaczyło się wtedy wyraźne spłyconie i kurczenie zbiornika.

Zbiornik morski w portlandzie ulega dalszemu kurczeniu. Ciągła regresja doprowadziła do zawężania się zbiornika, w efekcie czego zalew morza portlandzkiego dociera tylko w okolicy Tomaszowa Mazowieckiego. Osadzają się wtedy w dole ilowce i margle, a w górze wapienie płytowe.

## LITERATURA

- BARCZYK W., 1961 — Jura sulejowska. *Acta geol. pol.* v. 11 nr 1. Warszawa.
- BARCZYK W., 1965 — Ramienionogi rodzaju *Epithyris* z kimerydu okolic Hły. *Rocz. Pol. Tow. Geol.* 35. Kraków.
- BIELECKA W., POZARYSKI W., 1954 — Stratygrafia mikropaleontologiczna górnego malmu w Polsce Środkowej. *Pr. Inst. Geol.* T. 12. Warszawa.
- BIELECKA W., 1960 — Stratygrafia mikropaleontologiczna dolnego malmu okolic Chrzanowa. *Pr. Inst. Geol.* T. 31. Warszawa.
- BŁASZYK J., 1959 — O otwornicach bononu środkowego z Brzostówki koło Tomaszowa Mazowieckiego. *Kwart. geol.* T. 3 nr 3. Warszawa.
- CALLOMON J. H., 1964 — Notes on the Callovian and Oxfordian Stages. Colloque du Jurassique. Luxemburg.
- CZARNOCKI J., 1925 — Wyniki badań geologicznych dokonanych w r. 1924 na obszarze mezozoicznym zachodniej części Gór Świętokrzyskich. *Posiedz. nauk. Państw. Inst. Geol.* T. 11. Warszawa.
- CZARNOCKI J., 1926 — Wyniki badań geologicznych w południowo-zachodniej i zachodniej części Gór Świętokrzyskich. *Posiedz. nauk. Państw. Inst. Geol.* T. 15. Warszawa.
- CZARNOCKI J., 1927 — Sprawozdanie z badań dokonanych w 1926 r. w związku z ogólnym poglądem na budowę mas mezozoicznych regionu checińskiego. *Posiedz. nauk. Państw. Inst. Geol.* T. 17. Warszawa.
- DEMBOWSKA J., 1953 — Górna jura między Radomiem i Jastrzębiem. *Biul. Inst. Geol.* 15. Warszawa.
- DEMBOWSKA J., DĄBROWSKA Z., 1953 — Wycieczka B: Wióry—Drygulec—Borownia. Przewodnik wycieczkowy narady Państwowej Służby Geologicznej. Warszawa.
- DĄBROWSKA Z., 1953 — Kimeryd pod Hłą. *Biul. Inst. Geol.* 15. Warszawa.
- DĄBROWSKA Z., 1957 — Profil warstw pogranicza jury i kredy w Krzyżanowicach pod Hłą. *Biul. Inst. Geol.* 105. Warszawa.
- DMOCH I., 1958 — Jura opoczyńska. *Acta geol. pol.* v. 8 nr 2. Warszawa.
- ENAY R., 1966 — L'Oxfordien dans la Moitié sud du Jura Français. *Nouv. Arch. Mus. Hist. Nat. de Lyon*, Fasc. 8 t. 1.
- JAWOROWSKI K., 1962 — Jura w zachodniej części rygla przedborskiego. *Prz. geol.* nr 1. Warszawa.
- JURKIEWICZOWA I., 1952 — Przyczynek do geologii arkusza Przedbórz (streszczenie). *Biul. inf. Państw. Inst. Geol.* 1. Warszawa.
- JURKIEWICZ W., MORAWIECKI A., 1956 — O fosforytonośnym zlepieniu cenomańskim w Zajęcej Górze koło Buska. *Arch. miner.* T. 19. Warszawa.
- KARASZEWSKI W., 1955 — O występowaniu jury górnej pod Nowym Miastem nad Pilicą. *Prz. geol.* nr 4. Warszawa.
- KARCZEWSKI L., 1959 — O nowym gatunku ślimaka z wapieni astartu Sulejowa. *Kwart. geol.* T. 3 nr 4. Warszawa.
- KARCZEWSKI L., 1960 — Ślimaki astartu i kimerydu północno-wschodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. *Pr. Inst. Geol.* T. 32. Warszawa.
- KARCZEWSKI L., 1965 — Fauna i stratygrafia malmu okolic Radomska. *Biul. Inst. Geol.* 192. Warszawa.
- KARCZEWSKI L., 1969 — Rudistae górnej jury obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. *Acta paleont. pol.* v. 14 nr 3. Warszawa.
- KOBYŁECKI M., 1948 — Kredowa niecka tomaszowska. *Biul. Państw. Inst. Geol.* 41. Warszawa.
- KOKOSZYŃSKA B., 1956 — Dolna kreda okolic Tomaszowa Mazowieckiego. *Biul. Inst. Geol.* 113. Warszawa.
- KUTEK J., 1961a — Kimeryd i bonon Stobnicy. *Acta geol. pol.* v. 11 nr 1. Warszawa.
- KUTEK J., 1961b — Korelacja środkowego bononu Tomaszowa Mazowieckiego i Antoninowa. *Prz. geol.* nr 12. Warszawa.
- KUTEK J., 1962a — Górny kimeryd i dolny wołg północno-zachodniego obrzeżenia mezozoicznego Gór Świętokrzyskich. *Acta geol. pol.* v. 12 nr 4. Warszawa.
- KUTEK J., 1962b — Osuwiska podmorskie i krzemienie w dolnokimerydzkich wapieniach okolic Małogoszcza. *Acta geol. pol.* v. 12 nr 3. Warszawa.
- KUTEK J., WITKOWSKI A., 1963 — Kimeryd i bonon z wierceń w Zarzęcinie (niecka tomaszowska). *Kwart. geol.* T. 7 nr 1. Warszawa.
- LEWIŃSKI J., 1902 — Przyczynek do znajomości utworów jurajskich na wschodnim zboczu Gór Świętokrzyskich. *Pam. fizjogr.* T. 17. Warszawa.
- LEWIŃSKI J., 1907 — Utwory jurajskie tzw. „pasma sulejowskiego”. *Rozpr. Wydz. Matem.-Przyr. Pol. Akad. Umiej. A. T.* 47. Kraków.
- LEWIŃSKI J., 1908a — Les dépôts jurassiques près la station Chęciny et leur faune. *Biul. Acad. Pol. Cracovie.*
- LEWIŃSKI J., 1908b — Pasma Przedborskie. *Rozp. Wydz. Matem.-Przyr. Akad. Umiej. A. T.* 48. Kraków.
- LEWIŃSKI J., 1912 — Utwory jurajskie na zachodnim zboczu Gór Świętokrzyskich. *Spraw. Tow. Nauk. Warsz.* T. 5. Warszawa.
- LEWIŃSKI J., 1922 — Monographie géologique et paléontologique du Bononien de la Pologne. *Mem. Soc. géol. de France Paleont.* T. 24—25. Paris.
- LEWIŃSKI J., 1933 — Budowa geologiczna i ukształtowanie powierzchni okolic Tomaszowa Mazowieckiego. *Spraw. Państw. Inst. Geol.* T. 7. Warszawa.
- LISZKOWSKI J., 1962 — Stratygrafia raf raurackich w okolicach Bałtowa. *Prz. geol.* nr 12. Warszawa.
- LUNIEWSKI A., 1923 — Z geologii okolic Zawichosta. *Spraw. Państw. Inst. Geol.* T. 2 nr 1—2. Warszawa.
- LUNIEWSKI A., 1936 — Kreda środkowa pod Hłą i uwagi nad jej podłożem. *Spraw. Tow. Nauk. Warsz.* T. 28. Warszawa.
- LUNIEWSKI A., 1947 — Z geologii okolic Radomska. *Biul. Państw. Inst. Geol.* 38. Warszawa.
- MALINOWSKA L., 1961 — Uwagi o oksfordzie obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. *Kwart. geol.* T. 5 nr 4. Warszawa.
- MALINOWSKA L., 1964 — I Krajowe Kolokwium Jurajskie. *Prz. geol.* nr 9. Warszawa.
- MALINOWSKA L., 1965 — Bioherma gąbkowa newizu w okolicy Ćmielowa. *Biul. Inst. Geol.* 192. Warszawa.
- MALINOWSKA L., 1967 — Biostratygrafia dolnego i środkowego oksfordu Gór Świętokrzyskich. *Biul. Inst. Geol.* T. 209. Warszawa.
- MAREK S., 1957 — Malm i neokom „antykliny kłodawskiej”. *Prz. geol.* nr 1. Warszawa.
- MICHAŁSKI A., 1883 — Formacja jurajska w Polsce. *Pam. fizjogr.* T. 5. Warszawa.
- MICHAŁSKI A., 1884 — Badania geologiczne, dokonane w roku 1883 w północno-zachodniej części gubernii radomskiej i kieleckiej. *Pam. fizjogr.* T. 4. Warszawa.
- MICHAŁSKI A., 1887 — Krótki zarys geologiczny południowo-wschodniej części gubernii kieleckiej. *Pam. fizjogr.* T. 7. Warszawa.
- MICHAŁSKI A., 1888 — Sprawozdanie przedwstępne z badań dokonanych w południowej części gubernii radomskiej. *Pam. fizjogr.* T. 8. Warszawa.
- PASSENDORFER E., 1924 — Sprawozdanie z badań geologicznych na arkuszu Przedbórz. *Posiedz. nauk. Państw. Inst. Geol.* T. 8. Warszawa.
- PASSENDORFER E., 1925 — Sprawozdanie z badań geologicznych w granicach arkusza Przedbórz i Opoczno oraz w Tatrach. *Posiedz. nauk. Państw. Inst. Geol.* T. 10. Warszawa.
- PASSENDORFER E., 1927 — Sprawozdanie z badań terenowych wykonanych w roku 1926 na arkuszu Przedbórz. *Posiedz. nauk. Państw. Inst. Geol.* T. 16. Warszawa.
- PASSENDORFER E., 1928a — Przyczynek do znajomości warstw wirgatowych w Polsce. *Spraw. Państw. Inst. Geol.* T. 4 nr 3/4. Warszawa.
- PASSENDORFER E., 1928b — Sprawozdanie z badań wykonanych w 1927 r. na arkuszu Opoczno. *Posiedz. nauk. Państw. Inst. Geol.* T. 19/20. Warszawa.
- PASSENDORFER E., 1930a — Sprawozdanie z badań wykonanych w roku 1929 na arkuszu Opoczno oraz w Ta-

- trach. *Posiedz. nauk. Państw. Inst. Geol.* T. 25. Warszawa.
- PASSENDORFER E., 1930b — Sprawozdanie z badań geologicznych, wykonanych w roku 1930 na arkuszu Opoczno i w Tatrach. *Posiedz. nauk. Państw. Inst. Geol.* T. 28. Warszawa.
- PASSENDORFER E., 1931 — Sprawozdanie z badań geologicznych wykonanych w r. 1931 na arkuszu Opoczno oraz w Tatrach. *Posiedz. nauk. Państw. Inst. Geol.* T. 31. Warszawa.
- PASSENDORFER E., 1935 — Sprawozdanie z badań geologicznych, wykonanych w 1934 r. na arkuszu Opoczno oraz w Tatrach. *Posiedz. nauk. Państw. Inst. Geol.* T. 41. Warszawa.
- PASSENDORFER E., 1964 — Na marginesie Kolokwium Jurajskiego. *Prz. geol.* nr 9. Warszawa.
- PAWŁOWSKA K., 1958 — O górnej jurze w otworze Zagłoba. *Prz. geol.* nr 1. Warszawa.
- PESZAT C., MOROZ-KOPCZYŃSKA M., 1959 — O wykształceniu litologicznym wapieni górnourajskich na południe od Chęcin. *Rocz. Pol. Tow. Geol.* 28. Kraków.
- PESZAT C., 1964 — Litologia jurajskich skał węglanowych między Tokarnią a Chmielnikiem. *Acta geol. pol.* v. 14 nr 1. Warszawa.
- POŻARYSKA K., POŻARYSKI W., 1953 — Wycieczka A: Na przełomie Kamiennej w Baltowie i Pętkowicach. Przewodnik wycieczkowy Narady Państwowej Służby Geologicznej 1953 roku. Warszawa.
- POŻARYSKI W., 1948 — Jura i kreda między Radomiem, Zawichostem i Kraśnikiem. *Biul. Państw. Inst. Geol.* 46. Warszawa.
- POŻARYSKI W., — Górny malm w wierceniach rej. Radomia i Ożarowa. *Inst. Geol. Archiwum.* Warszawa.
- POŻARYSKI W., BIELECKA W., SZTEJN J., 1958 — Stratygrafia okolicy Przytyk — Dęba pod Radomiem. *Biul. Inst. Geol.* 126. Warszawa.
- PRACA ZBIOROWA, 1967 — I Jurajskie Kolokwium w Polsce. *Biul. Inst. Geol.* 203. Warszawa.
- PREMIK J., ZABŁOCKI J., 1925 — *Zamites gigas* Lindley et Hutton var. *Feneonis* Brongn. sp. z sekwanu górnego okolic Sulejowa nad Pilicą. *Spraw. Państw. Inst. Geol.* T. 3 nr 1/2. Warszawa.
- PUSCH J. B., 1836 — Geognostische Beschreibung von Polen so wie der übrigen Nordkarpathenländern. T. 1 i 2. Stuttgart.
- PUSCH J. B., 1837 — *Polens Paleontologie.* Stuttgart.
- PUSCH J. B., 1883 — Nowe przyczynki do geognozji Polski. *Pam. fizjogr.* T. 3. Warszawa.
- RADWAŃSKI A., 1960 — Osuwiska podmorskie w malmie i senonie mezozoicznego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. *Acta geol. pol.* v. 10 nr 2. Warszawa.
- RONIEWICZ E., 1960 — *Complexaetraea* i *Thecosmilia* z astartu Polski. *Acta paleont. pol.* v. 5 nr 4. Warszawa.
- RONIEWICZ E., 1966 — Les *Madréporites* du Jurassique supérieur de la bordure des Monts de Sainte — Croix, Pologne (górnourajskie *Hexacoralla* z obrzeżenia Gór Świętokrzyskich). *Acta paleont. pol.* v. 11 nr 2. Warszawa.
- RÓŻYCKI S. Z., 1939 — Badania geologiczne i roboty poszukiwawcze w r. 1938 w strefie występowania jury na północnym i wschodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich. *Biul. Państw. Inst. Geol.* 1/5. Warszawa.
- RÓŻYCKI S. Z., 1955 — Parkinsonie, garantiany i stencerasy z doggeru obrzeżenia Gór Świętokrzyskich i ich znaczenie stratygraficzne. *Acta geol. pol.* v. 5 nr 3. Warszawa.
- SAMSONOWICZ J., 1923 — O złożach krzemieni w utworach jurajskich północno-wschodniego zbocza Gór Świętokrzyskich. *Wiad. archeol.* T. 8. Warszawa.
- SAMSONOWICZ J., 1932 — Przebieg i charakter granicy między jurą i kredą na północno-wschodnim zboczu Lysogór. *Spraw. Państw. Inst. Geol.* T. 7 nr 2. Warszawa.
- SAMSONOWICZ J., 1934 — Objasnienia do arkusza Opatów ogólnej mapy geologicznej Polski w skali 1:100 000. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- SAMSONOWICZ J., KSIĄŻKIEWICZ M., 1952 — *Zarys geologii Polski.* Warszawa.
- SENKOWICZ E., 1959 — Jura i kreda między Jędrzejowem i rzeką Nidą. *Biul. Inst. Geol.* 159. Warszawa.
- SIEMIRADZKI J., 1888 — Sprawozdanie z badań geologicznych dokonanych w lecie 1887 r. w okolicach Kielc i Chęcin. *Pam. fizjogr.* T. 8. Warszawa.
- SIEMIRADZKI J., DUNIKOWSKI E., 1891 — Szkic geologiczny Królestwa Polskiego, Galicji i krajów przyległych. *Pam. fizjogr.* T. 11. Warszawa.
- SIEMIRADZKI J., 1893 — Der obere Jura in Polen und seine Fauna. *Z. Deutsch. Geol. Ges.* 45. Berlin.
- SIEMIRADZKI J., 1922 — Geologia Ziemi Polskich. *Muzeum im. Dzieduszyckich.* T. 2. Lwów.
- ŚWIDZIŃSKI H., 1931 — Utwory jurajskie między Małogoszczą a Czarną Nidą na zachodnim zboczu Gór Świętokrzyskich. *Spraw. Tow. Nauk. Warsz.* T. 20. Warszawa.
- ŚWIDZIŃSKI H., 1932 — Fald skórkowski. *Spraw. Państw. Inst. Geol.* T. 7 nr 2. Warszawa.
- ŚWIDZIŃSKI H., 1935 — Szkic geologiczny okolic Przedborza nad Pilicą. *Spraw. Państw. Inst. Geol.* T. 8 nr 3. Warszawa.
- ŚWIDZIŃSKI H., 1962 — Kilka przekrojów przez górną jurę południowo-zachodniego zbocza Gór Świętokrzyskich. *Prz. geol.* nr 9. Warszawa.
- WITKOWSKI A., 1961 — Wstępne wyniki nowszych prac wiertniczych prowadzonych w niecce tomaszowskiej. *Prz. geol.* nr 5. Warszawa.
- ZEJSCHNER L., 1864 — Die Entwicklung der Jura-Formation in westlichen Polen. *Z. Deutsch. Geol. Ges.* 16. Berlin.
- ZEJSCHNER L., 1868 — Über das Vorkommen von *Diceras arietina* in Korzetzko bei Chęciny. *Z. Deutsch. Geol. Ges.* 20. Berlin.
- ZEJSCHNER L., 1869 — Die Gruppen und Abteilungen des polnischen Juras, nach neuen Beobachtungen zusammengestellt. *Z. Deutsch. Geol. Ges.* 21. Berlin.
- ZIEGLER B., 1962 — Die Ammonitengattung *Anlacostephanus* im Oberjura. *Paleontogr.* 119, Abt. A., Lief. 1—4 Stuttgart.

## ВЕРХНЯЯ ЮРА

(с 8 фиг. и 5 табл.)

### РЕЗЮМЕ

Содержание. Настоящая работа посвящена стратиграфии верхней юры в обрамлении Свентокшских гор. Составленная предыдущими исследователями стратиграфическая схема рассматриваемых пород в значительной мере отличается от ныне принятой схемы. Такие литолого-стратиграфические понятия как рорак, астарт, бонон и пурбек сохранили по сегодняшний день значение ярусов. Необходимо исключить эти понятия из схемы подразделения верхней юры и заменить их достоверными хроностратиграфическими терминами. Однако в настоящее время нельзя полностью упразднить терминов „рорак” и „астарт”, так как в отношении Свентокшских гор нет эквивалентных стратиграфических терминов. Детальные исследования решат несомненно в бли-

жайшее время и эту проблему. Породы верхней юры обрамления Свентокшских гор отнесены к оксфордскому, кимериджскому и портландскому ярусам. В нижнем оксфорде преобладают губковые известняки, часто образующие биогермы, и мергели в виде прослоев. В среднем оксфорде преобладают плитняковые известняки, а в верхнем оксфорде — рифовые строматопоро-коралловые известняки и оолитовые неринео-дигерасовые известняки. В кимеридже представлены оолитовые известняки, мергели и глины с прослоями ракушечника и гороховой породы внизу, а также плитняковые известняки, мергели и глины с экзогировыми ракушками чныками. Портландий сложен темносерыми мергелистыми аргиллитами и плитняковыми известняками.

### ВСТУПЛЕНИЕ

Изучение пород верхней юры на площади обрамления Свентокшских гор было предпринято в первой половине XIX столетия. Со временем исследования охватили северо-восточное, северо-западное и юго-западное обрамление

(фиг. 1). Верхняя юра обрамления Свентокшских гор подразделяется на оксфорд (нижний = дивез + неviz, средний = арговий, верхний = рорак + астарт), кимеридж и портланд с пурбекской фацией.

### ОКСФОРД

Оксфордские породы распространены на всей площади обрамления Свентокшских гор. В северо-восточном обрамлении эти породы известны по району между Завихостом и Радомом, в северо-западном обрамлении в районе местностей Сулеув и Опочно, а далее в районе от местности Пшедебуж по району Хмельника в юго-западном обрамлении. Породы оксфорда характеризуются большим разнообразием в фациальном отношении. В нижнем оксфорде (Таб. 3) преобладают губковые известняки, образующие нередко биогермы в окружении криноидных и доломитовых известняков, а также прослой мергелей. В среднем оксфорде господствуют плитняковые известняки, в верхнем же — рифовые строматопоро-коралловые внизу и оолитовые, неринео-дигерасовые сверху. Со среднего оксфорда породы сопровождаются кремнями, которые в астарте образуют два стратиграфических горизонта. В нижней части нижнего оксфорда (дивез) была обнаружена фауна, которая дает основание для выделения пород этого возраста так в южной и северо-западной частях, как и в северо-восточной части

обрамления. Эта фауна представлена: *Peltoceras athleta* (Phill.), *Quenstedticeras (Lamberticeras) cf. lamberti* (Sow.), *Q. (Lamberticeras) lamberti* (Sow.), *Q. (Bourkelamberticeras) cf. intermissum* Buck., *Q. (Quenstedticeras) cf. leachi* (Sow.), *Collotites* sp., *Hecticoceras (Putealicerias) svevum* (Bon.), *H. (Putealicerias) cf. punctatum* (Stahl), *Peltoceratoides athletulum* (Mayer), *Parapeltoceras pseudocaprinum* Prieser.

В верхней части нижнего оксфорда (неviz) отложения дифференцированы в фациальном отношении в зависимости от района их распространения. В северо-восточном обрамлении неviz чаще всего представлен в виде губковых биогерм или губковых известняков ячеистого строения, в южном и северо-западном обрамлении преобладают взаимно переслаивающиеся известняки и глинистые мергели. В этих отложениях содержится обильная фауна головоногих, представленная родами: *Cardioceras*, *Taramelliceras*, *Perisphinctes*, *Peltoceratoides*, *Parawedekindia* и *Scaphitoides*. Максимальная мощность отложений этого возраста не превышает 10 м. Невизийские породы юго-западного обрамления

охарактеризованы многочисленными кардиоцерасами, по которым удалось выделить два горизонта: нижний *Cardioceras bukowskii* и верхний *Cardioceras excavatum*. Самыми распространенными являются *Cardioceras (Scoticardioceras) excavatum* (Sow.), *C. (Subvertebriceras) cf. zenaidae* (Pov.), *C. (Scarburgiceras) cf. bukowskii* (Maire), *C. (Vertebriceras) rachis* Buck., *C. (Vertebriceras) quadrarium* Buck. var. *colleti* (Maire).

Породы среднего оксфорда (арговий) обладают большим распространением на площади обрамления Свентокшских гор. В общих чертах можно сказать, что арговийский ярус этой площади представлен плитняковыми известняками, внизу тонкоплитняковыми, переходящими сверху в крупнослоистые. В северо-восточном обрамлении распространены породы нижних интервалов арговийского яруса, а эквиваленты верхних интервалов отсутствуют. Максимальная мощность арговийских пород составляет 150 м. Более детальное подразделение проведено на основании фауны, собранной в отложениях юго-западного обрамления. На основании таких видов как: *Perisphinctes (Dichotomosphinctes) cf. wartae* Buk., *P. (Dichotomosphinctes) antecedens* Salf., *P. lewinskii* Oppenh., *P. cf. marcoui* Lor., *P. (Discosphinctes) lucingensis* Favre, *Taramelliceras callicerum* (Opp.), *T. sarasini* (Opp.), *Ochetoceras canaliculatum* (Buch), *Amoeboceras alternans* (Buch) удалось выделить два горизонта арговийского яруса: нижний — *Perisphinctes chlorolithicus* и верхний — *Perisphinctes wartae*. В отложениях среднего оксфорда кроме головоногих в большом количестве представлены брахиоподы и моллюски.

Породы нижней части верхнего оксфорда („порок“) наблюдались на всей площади обрамления Свентокшских гор. В северо-восточной части их обнажения встречаются от района Ожарув по район Балтув, в Магонской мульдере и в районе Илжа, а далее к северу в районе г. Радом. В северо-западном обрамлении отложения этого возраста известны по обнажениям в местностях Сулеув и Опочно, а затем в юго-западном обрамлении между реками Лосьня и Нида и в окрестностях г. Радомско. Нижняя часть верхнего оксфорда характеризуется значительным литологическим разнообразием. В южном и северо-западном обрамлении преобладают белые меловидные известняки, в северо-восточном же главную роль играют рифовые строматопоро-кораллитовые известняки. Несмотря на богатое фаунистическое

содержимое этих отложений, не удалось все-таки определить фаунистических горизонтов в связи с небольшим числом аммонитов. Редкие аммониты представлены: *Perisphinctes (Orthosphinctes) fontannesii* Choff., *Taramelliceras pichleri* (Opp.), *Epipeltoceras cf. bimammatum* (Quen.), *Perisphinctes (Dichotomoceras) bifurcatus* (Quen.). Кроме того представлены виды из родов *Pithonoton*, *Nodoprosopon*, *Rhabdocidaris*, *Holotypus*, *Millericrinus*, *Natica*, *Pterocera*, *Pholadomya*, *Goniomya*, *Cardium*, *Trigonia*, *Arca*, *Macrodon*, *Mytilus*, *Lima*, *Entolium*, *Lacunosella*, *Terebratula*. Мощность нижней части верхнего оксфорда в Свентокшских горах определяется на 200—400 м, причем максимальная мощность наблюдается в юго-западном обрамлении.

Отложения верхней части верхнего оксфорда („астарт“) простираются узкой полосой от Завихоста по Радом в северо-восточном обрамлении, а затем от местности Сулеув через Малоощ по Собкув и далее к югу по Хмельник. Наблюдается большое сходство отложений этого возраста в северо-восточном обрамлении и северо-западном обрамлении (район местности Сулеув). Здесь внизу преобладают оолитовые известняки с неринео-дигерасовой фауной и плосчатые кремни, вверху немного мергелистые известняки с шоколадными кремнями. От местности Пшедбуж по Собкув в юго-западном обрамлении преобладают плитняковые известняки с прослоями оолитовых и гороховых известняков, и известняки литографского типа с оолитами, а также плосчатые известняки с кремнями. Принято разделять астарт северо-западного и северо-восточного обрамления на две части, а юго-западном обрамлении, в связи со сложным литологическим составом, отложения этого возраста расчленяются на три части (таб. 5). К нижнему „астарту“ относится многочисленная фауна: *Aptyxiella cf. cottaldina* (d'Orb.), *A. cf. sexcostata* (d'Orb.), *Nerinella cf. bicristata* Etall., *Diceras arietinum* Lam., *Eodiceras eximium* (Bayle), *Plesiodiceras yalense* Pöel., *Ptygmatis pseudobruntrutana* (Gemm.), *P. bruntrutana* (Thurm.), *P. carpathica* (Zejszn.) и несколько экземпляров рода *Ringstedia*, а среди них *R. anglica* Salf., *R. pseudocordata* Bl. et Hudl. В верхнем же следует обратить внимание на так называемый „птигматисовый слой“ с многочисленными *Ptygmatis curmontensis* (Lor.), *P. pseudobruntrutana* (Gemm.), *P. salomoniana* (Cott.), *P. clio* (d'Orb.), *P. meneghini* (Gemm.), который наблюдался в северо-восточном обрамлении. Мощность верхней части верхнего оксфорда достигает максимально 200 м.

## КИМЕРИДЖ

Породы кимериджа распространены полосой вдоль обрамления Свентокшских гор. Они наблюдаются в большинстве в естественных обнажениях на протяжении от Завихоста до Нове-Място на р. Пилице, а затем между местностями Сулеув — Пшедбуж по район Буско-Здруй. Кроме того, кимериджские породы были вскрыты скважинами в районе, расположенном между местностями Вежница и Жечкув, в районе г. Радом, а также скважинами Поток, Казуб и Глиняны в районе Ожарова. Кимеридж юго-западного и северо-западного обрамления представлен в общем оолитовыми известняками с прослоями ракушечника и пизолитов, плитняковыми известняками с устричным прослоем, содержащим *Lopha pulligera* (Goldf.) а также глинами,

мергелями и ракушечниками. В северо-восточном обрамлении преобладают оолитовые известняки, мергели и глины с небольшими прослоями ракушечника и горохового известняка, а также известняки, мергели и мергелистые глины с прослоями устричных скоплений. В кровле распространены неринеиновые известняки, ячеистые, местами мергелистые, местами же плотные, канареечно-желтого цвета.

Кимеридж северо-восточного обрамления подразделяется на две части, причем нижняя часть эквивалентна горизонтам *Rasenia mutabilis* и *Sutneria platynota*, а верхняя горизонту *Aulacostephanus pseudomutabilis*. В юго-западном и северо-западном обрамлении авторы разделяют кимеридж на три части с горизонтами: *Sutneria platynota* и *Ataxioceras*

suberinum, составляющие нижний кимеридж, *Glochiceras dentatum* — эквивалент среднего кимериджа и *Aulacostephanus pseudomutabilis*, соответствующий верхнему кимериджу. Расчленение на три части кимериджа было возможным на основании большого количества аммонитов, содержащихся в отложениях. Нижний кимеридж охарактеризован: *Ataxioceras semistriatum* Schneid, *A. cf. semistriatum* Schneid, *A. cf. barbatum* Schneid, *Ataxioceras* sp., *Perisphinctes* (*Pseudosphinctes*?) *pseudobreviceps* Weg., *Lithacoceras* (*Lith-*

*coceras*) *lictor* (Front.), *Involuticeras involutum* (Quen.), *Rasenia* sp., *Ataxioceras* (*Parataxiooceras*) *cf. lothari* (Opp.), *Rasenia elegantula* Schneid, *R. (Prorasenia) stephanoides* (Opp.). Из среднего кимериджа цитируются *Physodoceras uhlandi* (Opp.), *Lithacoceras (Progeronia) ernesti* (Lor.). В верхнем кимеридже юго-западного и северо-западного обрамления выделяется подзона *Aulacostephanus eudoxus*, *A. autissiodorensis* и *Virgatioceras* sp. sp.

## ПОРТЛАНД

Обнажения пород, относимых до сих пор к бонону и пурбеку, известны в северо-западном обрамлении и в северной части юго-западного обрамления. По имеющимся данным можно предполагать, что в перечисленных районах распространены следующие горизонты портландия: *Subplanites* sp. sp., *Zaraiskites scythicus*, *Z. zarajskensis*, *Virgaites virgatus* (?), а также портландские породы, представленные пурбекской фацией. В общих чертах отложения этого возраста представлены серыми мергелистыми аргиллитами или серыми мергелями с мусковитом, белыми или желтоватыми

плитняковыми известняками с корбуловой фауной (Таб. 7). Нижний горизонт портландия с *Subplanites* sp. sp. охарактеризован фауной *Subplanites pseudoscythicus* (Пов. et Flor.), *S. klimovi* (Пов. et Flor.), *S. ianschini* (Пов. et Flor.). Горизонт *Zaraiskites scythicus* включает такие виды как: *Zaraiskites scythicus* (Visch.), *Z. quenstedti* (Rouill.), *Z. zarajskensis* (Mich.), *Michalskia cf. miatschkoviensis* (Пов. et Flor.). Горизонт *Zaraiskites zarajskensis* характеризуется *Corbula inflexa* Roem., *C. cf. dammariensis* Buv., *C. braunsi* Lew.

## ОБЪЯСНЕНИЯ К ФИГУРАМ

Фиг. 1. Геологическая схема Свентокшиского региона по карте масштаба 1 : 200 000

1 — палеозой, 2 — триас, нижняя и средняя юра  
3 — верхняя юра, 4 — мел, 5 — третичные породы  
6 — очертания регионов

Фиг. 2. Попытка корреляции астарта и кимериджа юго-западного обрамления Свентокшиских гор (по профилям Х. Свидзиньского, 1962)

1 — плитняковые известняки, 2 — известняки с прослоями икраяного камня, 3 — оолитовые, мелкозернистые и разнотельные известняки, 4 — рифовые известняки с дицерасами, кораллами и соленопорами, 5 — белые рифовые известняки, 6 — рифово-оолитовые известняки с неринейми, кораллами, дицерасами и соленопорами, 7 — „литографские“ известняки, 8 — желтые, несколько мергелистые и доломитовые известняки, 9 — плитняковые известняки с полосами оолитового материала, 10 — полосчатый известняк с кремнями и оолитами, 11 — оолитовый известняк с прослоями ракушечника, нередко аммониты, 12 — гороховый и пизолитовый известняк, 13 — мергелистые известняки с прослоями экзогиро-устричных ракушечников, 14 — устрично-экзогировый слой, 15 — мергели и мергелистые известняки с прослоями ракушечника, 16 — брахиоподы, 17 — пеллециподы, 18 — трохиты, 19 — кораллы, 20 — гастроподы, 21 — эхиноидеи

Фиг. 3. Профиль верхней юры между местностями Выстемпы и Грушизно (по Х. Свидзиньскому, 1962)

**Нижний астарт:** 1 — немного глинистые известняки, 2 — дробящиеся известняки, 3 — оолитовые известняки. **Средний астарт:** 4 — раздробленный материал, 5 — известняк с прослоями икраяного камня, гороховой породы и богатой рифовой фауной, 6 — плитняковый известняк, 7, 8 — раздробленный материал, 9 — рифовая серия. **Верхний астарт:** 10-12 — серия плитняковых известняков, 13 — оолитовый известняк, 14 — полосчатый известняк. **Ки-**

**меридж:** 15 — оолитовый известняк, 16 — обломки гороховой породы, 17 — плитняковый известняк, 18 — „пуллигеро-экзогировый“ слой, 19 — глинистые известняки с ракушечником, 20 — мергелистые глины. **Альб:** а — песчаники

Фиг. 4. Попытка корреляции астарта северо-восточного и северо-западного обрамления Свентокшиских гор

1 — пелитический известняк, 2 — твердое дно, 3 — птигматисовые слои, 4 — мелко-оолитовый известняк, 5 — пелитический известняк с мелкими оолитами, 6 — полосатые кремни, 7 — мергелистый известняк, 8 — шоколадные кремни, 9 — меловидный известняк, 10 — слепок раковин, 11 — гороховая порода, 12 — обломочные, оолитовые известняки, 13 — доломит, 14 — крупно-оолитовый известняк, 15 — аммониты, 16 — брахиоподы, 17 — нериней, 18 — пеллециподы, 19 — кораллы, 20 — дицерасы

Фиг. 5. Обобщенный профиль нижнего кимериджа — горизонт *Ataxioceras suberinum* (по В. Барчику, 1961)

1 — обломочные известняки с пизолитами и прослоями сланцев, 2 — известняки литографского типа и известняки с отдельными оолитами, 3 — комковатые известняки с прослоем оолитовых известняков, 4 — глины и мергели с экзогировой фауной, 5 — меловидные и комковатые известняки и мергели, 6 — глины, 7 — пектенные мергели, 8 — мергелистые известняки с пизолитами

Фиг. 6. Разрез через возвышенность 299 м близ Каршнице, район местности Малогощ (по Х. Свидзиньскому, 1931)

**Астарт:** 1 — обломочные оолитовые известняки с зернами гороховой породы, 2 — плитняковые известняки, 3 — известняк типа скальной породы, 4 — плитняковые серые известняки, 5 — оолитовый известняк с диагональной слоистостью, 6 — полосатый известняк с кремнями. **Кимеридж:** 7 — мергелистые оолитовые известняки, 8 — серые плитня-

ковые известняки, 9 — устрично-экзогирировый слой, 10 — серые плитняковые известняки

державшие *Lopha marshi* (Sow.), 3 — мергели и слепки ракушечника

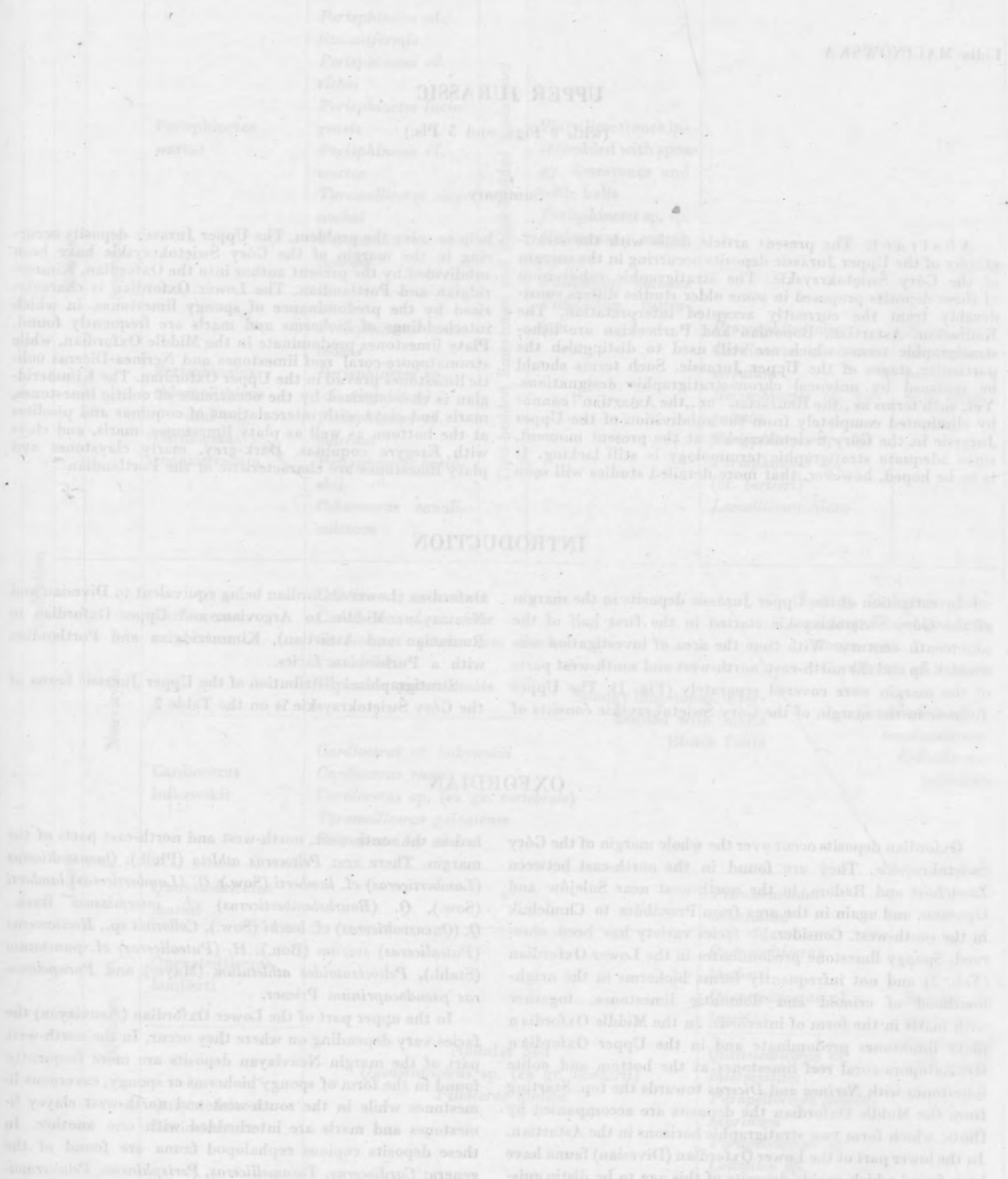
Фиг. 7. Обобщенный профиль среднего кимериджа — горизонт *Glochiceras dentatum* в районе местности Сулеов (по В. Барчику, 1961)

Фиг. 8. Профиль верхнего кимериджа в Кшижановице близ г. Илжа (по З. Домбровской, 1957)

1 — мергели и слепки ракушечника с экзогирами и трихитесами, 2 — известняки, сложенные раковинами экзогир с мощным устричным слоем, со-

1 — слепки раковин, 2 — песчаник, 3 — слепки детритуса, 4 — „неринеиновые” известняки, 5 — мергели

Перевел: Е. Федак



Lidia MALINOWSKA

## UPPER JURASSIC

(with 8 Figs. and 5 Pls.)

### Summary

**Abstract.** The present article deals with the stratigraphy of the Upper Jurassic deposits occurring in the margin of the Góry Świętokrzyskie. The stratigraphic subdivision of these deposits proposed in some older studies differs considerably from the currently accepted interpretation. The Rauracian, Astartian, Bononian and Purbeckian are lithostratigraphic terms which are still used to distinguish the particular stages of the Upper Jurassic. Such terms should be replaced by univocal chronostratigraphic designations. Yet, such terms as „the Rauracian” or „the Astartian” cannot be eliminated completely from the subdivision of the Upper Jurassic in the Góry Świętokrzyskie at the present moment, since adequate stratigraphic terminology is still lacking. It is to be hoped, however, that more detailed studies will soon

help to solve the problem. The Upper Jurassic deposits occurring in the margin of the Góry Świętokrzyskie have been subdivided by the present author into the Oxfordian, Kimmeridgian and Portlandian. The Lower Oxfordian is characterized by the predominance of spongy limestones, in which interbeddings of bioherms and marls are frequently found. Platy limestones predominate in the Middle Oxfordian, while stromatopora-coral reef limestones and *Nerinea-Diceras* oolitic limestones prevail in the Upper Oxfordian. The Kimmeridgian is characterized by the occurrence of oolitic limestones, marls and clays with intercalations of coquinas and pisolites at the bottom, as well as platy limestones, marls, and clays with *Exogyra* coquinas. Dark-grey, marly claystones and platy limestones are characteristic of the Portlandian.

## INTRODUCTION

Investigation of the Upper Jurassic deposits in the margin of the Góry Świętokrzyskie started in the first half of the nineteenth century. With time the area of investigation was divided up and the north-east, north-west and south-west parts of the margin were covered separately (Fig. 1). The Upper Jurassic in the margin of the Góry Świętokrzyskie consists of

Oxfordian (Lower Oxfordian being equivalent to Divesian and Neuvizyan, Middle to Argovian, and Upper Oxfordian to Rauracian and Astartian), Kimmeridgian and Portlandian with a Purbeckian facies.

Stratigraphical distribution of the Upper Jurassic fauna of the Góry Świętokrzyskie is on the Table 2.

## OXFORDIAN

Oxfordian deposits occur over the whole margin of the Góry Świętokrzyskie. They are found in the north-east between Zawichost and Radom, in the north-west near Sulejów and Opoczno, and again in the area from Przedbórz to Chmielnik in the south-west. Considerable facies variety has been observed. Spongy limestone predominates in the Lower Oxfordian (Tab. 3) and not infrequently forms bioherms in the neighbourhood of crinoid and dolomitic limestones, together with marls in the form of interbeds. In the Middle Oxfordian platy limestones predominate and in the Upper Oxfordian stromatopora-coral reef limestones at the bottom and oolite limestones with *Nerinea* and *Diceras* towards the top. Starting from the Middle Oxfordian the deposits are accompanied by flints, which form two stratigraphic horizons in the Astartian. In the lower part of the Lower Oxfordian (Divesian) fauna have been found which enable deposits of this age to be distinguished

in the south-west, north-west and north-east parts of the margin. There are: *Peltoceras athleta* (Phill.), *Quenstedticeras* (*Lamberticeras*) cf. *lamberti* (Sow.), *Q. (Lamberticeras) lamberti* (Sow.), *Q. (Bourkelamberticeras)* cf. *intermissum* Buck., *Q. (Quenstedticeras)* cf. *leachi* (Sow.), *Collotites* sp., *Hecticoceras* (*Putealicerias*) *svevum* (Bon.), *H. (Putealicerias)* cf. *punctatum* (Stahl.), *Peltoceratoides athletulum* (Mayer) and *Parapeltoceras pseudocaprinum* Prieser.

In the upper part of the Lower Oxfordian (Neuvizyan) the facies vary depending on where they occur. In the north-west part of the margin Neuvizyan deposits are more frequently found in the form of spongy bioherms or spongy, cavernous limestones while in the south-west and north-west clayey limestones and marls are interbedded with one another. In these deposits copious cephalopod fauna are found of the genera: *Cardioceras*, *Taramelliceras*, *Perisphinctes*, *Peltoceratoides*

Table 3

Biostratigraphy of the Lower and Middle Oxfordian of the Góry Świętokrzyskie

Stratigraphy		Margin				
		south-western	north-western	north-eastern		
Oxfordian	Middle	Argovian	<p><i>Perisphinctes</i> cf. <i>titzianiformis</i>  <i>Perisphinctes</i> cf. <i>richei</i>  <i>Perisphinctes lucin-gensis</i>  <i>Perisphinctes</i> cf. <i>wartae</i>  <i>Taramelliceras szaj-nochai</i>  <i>Taramelliceras cal-licerum</i></p>	Thin-bedded limestones and thick-bedded limestones	<p>Platy limestones in-terbedded with spon-gy limestones and with balls  <i>Perisphinctes</i> sp. sp.  <i>Pithonoton margi-natum</i>  <i>Pithonoton obtusus</i>  <i>Pithonoton rostra-tum</i></p>	?
			<p><i>Perisphinctes ante-cedens</i>  <i>Perisphinctes</i> sp. (cf. <i>virgulatus</i>)  <i>Perisphinctes</i> cf. <i>marcoui</i>  <i>Perisphinctes lewiń-skii</i>  <i>Ochetoceras canali-culatum</i></p>			
	Lower	Neuvizyan	<p><i>Cardioceras excavatum</i>  <i>Cardioceras</i> cf. <i>zenaidae</i>  <i>Cardioceras quadrarium</i> Buck. var. <i>colleti</i>  <i>Popanites paturattensis</i></p>	Spongy limestones, inter-bedded with marls Bluish flints	Spongy bioherms, dolo-mitic and crinoidal lime-stones with <i>Cardioceras</i> cf. <i>costulo-sum</i> <i>Cardioceras</i> cf. <i>tenuicostatum</i> <i>Goliathiceras goliathum</i>	
			<p><i>Cardioceras</i> cf. <i>bukowskii</i>  <i>Cardioceras rachis</i>  <i>Cardioceras</i> sp. (ex gr. <i>vertebrale</i>)  <i>Taramelliceras polonicum</i>  <i>Peltoceratoides mairei</i></p>			
		Divesian	<p>Quenstedticeras <i>mariae</i></p>	?	<i>Peltoceratoides athletulum</i>	Spongy li-mestones interbedded with marls
	<p>Quenstedticeras <i>lamberti</i></p>	<p>Nodular bed  <i>Quenstedticeras</i> sp. (ex gr. <i>lamberti</i>)  <i>Peltoceras athleta</i></p>	<p><i>Quenstedticeras lamberti</i>  <i>Quenstedticeras</i> cf. <i>leachi</i></p>			
<p>Quenstedticeras <i>flexicostatum</i></p>	<p><i>Quenstedticeras</i> cf. <i>intermissum</i>  <i>Parapeltoceras pseudo-caprinum</i>  <i>Parapeltoceras</i> sp.  <i>Collotites</i> sp.</p>					

des, *Parawedekindia* and *Scaphitodites*. The maximum thickness for deposits of this age is not more than 10 m. The Neuvizyan deposits in the south-west part of the margin contain numerous *Cardioceras* which enable them to be divided into two horizons, the lower — *Cardioceras bukowskii* and the upper — *Cardioceras excavatum*. The genera which occur most frequently include: *Cardioceras* (*Scoticardioceras*) *excavatum* (Sow.), *C. (Subvertebriceras) cf. zenaidae* (Illov.), *C. (Scarburgiceras) cf. bukowskii* (Maire), *C. (Vertebriceras) rachis* Buck. and *C. (Vertebriceras) quadrarium* Buck. var. *colloti* (Maire).

The Middle Oxfordian (Argovian) deposits are found over a large part of the margin. In general the Argovian here takes the form of platy limestones, with thin plates at the bottom changing to thick beds higher up. In the north-eastern part of the margin it is rather the lower parts of the Argovian that are encountered while deposits corresponding to the higher members are missing. The maximum thickness reached by the Argovian deposits is about 150 m. A more precise division has been carried out on the basis of the fauna found in the deposits of the south-west margin. Such genera as: *Perisphinctes* (*Dichosphinctes*) *cf. wartae* Buk., *P. (Dichotomosphinctes) antecedens* Salf., *P. lewinski* Oppenh., *P. cf. marcoui* Lor., *P. (Discosphinctes) lucingensis* Favre, *Taramelliceras callicerum* (Opp.), *T. sarassini* (Opp.), *Ochetoceras canaliculatum* (Buch) and *Amoeboceras alternans* (Buch) enable two zones to be distinguished. These are the Lower Argovian (*Perisphinctes chloroolithicus* zone) and the Upper Argovian (*Perisphinctes wartae* zone). The Middle Oxfordian deposits contain mainly pelecypods, brachiopods and gastropods in addition to cephalopods.

The deposits of the lower part of the Upper Oxfordian („Rauracian”) are found over the whole margin of the Góry Świętokrzyskie. In the north-east part outcrops are found from the neighbourhood of Ożarów to the neighbourhood of Bałtów, in the Magoń trough and in the vicinity of Iłża. They are also found further to the north near Radom. In the north-east part of the margin deposits from this period are found in outcrops at Sulejów and Opoczno, while to the south-west they occur between the river Łośnia and Nida and in the neighbourhood of Radomsko. Deposits from the lower part of the

Upper Oxfordian show considerable lithological variety (Tab. 4). While white chalky limestones predominate in the south-west and north-west parts of the margin, in the north-east part stromatopora-coral reef limestones predominate. Although these deposits are well evidenced with fauna, it is not possible to determine fauna with precision in view of the small number of ammonites. Those ammonites that do occur include: *Perisphinctes* (*Orthosphinctes*) *fontannesi* Choff., *Taramelliceras pichleri* (Opp.), *Epipeltoceras cf. bimammatum* (Quen.), *Perisphinctes* (*Dichotomoceras*) *bifurcatus* (Quen.). Genera of the following species also occur: *Pithonoton*, *Nodoprosonon*, *Rhabdocidaris*, *Holectypus*, *Millericrinus*, *Natica*, *Pterocera*, *Pholadomya*, *Goniomya*, *Cardium*, *Trigonia*, *Arca*, *Macrodon*, *Mytilus*, *Lima*, *Entoilum*, *Lacunosella* and *Terebratula*. The thickness of the deposits from the lower part of the Upper Oxfordian in the Góry Świętokrzyskie is estimated at from 200 to 400 m, the maximum occurring in the south-west part of the margin.

The deposits of the upper part of the Upper Oxfordian („Astartian”) extend in a narrow belt from Zawichost to Radom in the north-east part of the margin, then from Sulejów through Malogoszcz to Sobków and further to the south to Chmielnik. There is a considerable similarity between the deposits of this period lying in the north-east part of the margin and those near Sulejów in the north-west part. Oolite limestones with *Nerinea* and *Diceras* fauna predominate in the lower parts here together with striped flints, higher up the limestones are slightly marly with chocolate-coloured flints. From Przedbórz to Sobków in the south-west part of the margin platy limestones predominate with banks of oolitic and pisolitic limestones, limestones of the lithographic type with oolites, and striped limestones with flints. It has been accepted that the Astartian in the north-west and north-east parts of the margin may be divided into two members while, in view of their complicated lithology the deposits of the same age in the south-west part of the margin may be divided into three members (Tab. 5). The following are found in quantity in the Lower „Astartian”: *Aptyxiella cf. cottaldina* (d'Orb.), *A. cf. sexcostata* (d'Orb.), *Nerinella cf. bicristata* Etall., *Diceras arietinum* Lam., *Eodiceras eximium* (Bayle), *Plesiadiceras yalense* Pčel., *Ptygmatis pseudobruntrutana* (Gemm.), *P. brun-*

Biostratigraphy of the Upper Oxfordian — lower part („Rauracian”) of the Góry Świętokrzyskie\*

Table 4

Stratigraphy	Margin		
	south-western	north-western	north-eastern
Upper Oxfordian — lower part („Rauracian”)	Rocky limestones and platy limestones with fauna: <i>Zoelleria humeralis</i> <i>Lacunosella cracoviensis</i> <i>Septaliphoria astieriana</i>	Chalky limestones or platy limestones with flints, interbedded with spongy limestones, subordinately oolitic deposits <i>Perisphinctes fontannesi</i> <i>Perisphinctes bifurcatus</i> <i>Amoeboceras alternans</i> <i>Taramelliceras pichleri</i> <i>Lacunosella cracoviensis</i> <i>Lacunosella trilobataeformis</i>	Upper series Reef limestones with stromatopora-coral fauna, interbedded with marly limestones (?) <i>Epipeltoceras cf. bimammatum</i>
			Lower series Spongy limestones, interbedded with reef-coral limestones, and with stromatopora

\* According to literature data.

*trutana* (Thurm.), *P. carpathica* (Zejszn.) and several specimens of *Ringsteadia* genus, amongst them *R. anglica* Salf., and *R. pseudocordata* Bl. et Hudl. It is worth mentioning the *Ptygmatis* bed in the upper part, with numerous *Ptygmatis curmontensis* (Lor.), *P. pseudobruntrutana* (Gemm.), *P. salomo-*

*niana* (Cott.), *P. clio* (d'Orb.) and *P. meneghini* (Gemm.) confirmed in the north-east section of the margin. The thickness of the deposits of the Upper Oxfordian has been estimated to reach a maximum of about 200 m.

Table 5

Biostratigraphy of the Upper Oxfordian — upper part („Astartian”) of the Góry Świętokrzyskie\*

Stratigraphy	Margin				
	south-western		north-western and north-eastern		
Upper Oxfordian — upper part („Astartian”)	IV complex** „Main oolite” (in part)	Upper	Stripped limestones with flints	Upper	Marly, thin-bedded limestones, with chocolate flints, at the bottom a bank with <i>Ptygmatis curmontensis</i> <i>Ptygmatis salomoniana</i> <i>Ptygmatis meneghini</i> <i>Ptygmatis clio</i> <i>Ptygmatis bruntrutana</i> <i>Ringsteadia pseudocordata</i> <i>Ringsteadia anglica</i>
	III „platy” complex		Oolitic limestones		
	II complex „Great reef”	Middle	Limestones with <i>Nerinea</i> and <i>Diceras</i>	Lower	Fine-oolitic limestones with <i>Nerinea</i> and <i>Diceras</i> , stripped flints <i>Diceras arietinum</i> <i>Macrodiceras rotundatum</i> <i>Plesiodiceras yailense</i> <i>Ptygmatis carpathica</i> <i>Ptygmatis bruntrutana</i> <i>Itieria clymene</i> <i>Cryptoplocus blazinensis</i> <i>Zeilleria humeralis</i> <i>Septaliphoria pinguis</i>
			„Main” reef		
I „infra-reef” complex	Lower	Platy limestones, oolitic limestones and pisolitic limestones <i>Aptyxiella</i> cf. <i>cottaldina</i> <i>Aptyxiella</i> cf. <i>sexcostata</i> <i>Cardium corallinum</i> <i>Nerinella</i> cf. <i>bicristata</i> <i>Mytilus pectinatus</i>		Bank with <i>Pseudonerinea clythia</i>	

\* According to literature data.

\*\* Lithological terms according to H. Świdziński (1962).

### KIMMERIDGIAN

Kimmeridgian deposits run in a band along the margin of the Góry Świętokrzyskie. For the most part they are found in natural outcrops and have been reported from Zawichost to Nowe Miasto on the Pilica river and further from Sulejów and Przedbórz to the neighbourhood of Busko Zdrój. Kimmeridgian deposits have also been confirmed in bore-holes sunk in the area between Wierzbica and Rzeczków in the neighbour-

hood of Radom and at Potok, Kazub and Gliniany in the Ożarów area. The Kimmeridgian deposits from the south-west and the north-west parts of the margin generally developed as oolitic limestones with intercalations of coquinas and pisolites, platy limestones with an oyster bank containing *Lopha pulligera* (Goldf.), and also clays, marls and coquinas. In the north-east part of the margin oolite limestones, marls and

clays predominate with local intercalations of coquinas and pisolitic limestones, and limestones, marls and marly clays with interbeds of oyster coquinas. The top contains canary-yellow cavernous limestones with *Nerinea*, marly and sometimes compact (Tab. 6).

The Kimmeridgian in the north-east part of the margin is bipartite, the lower part corresponding to the *Rasenia mutabilis* and *Sutneria platynota* zones and the upper containing *Aulacostephanus pseudomutabilis* zone. In the south-west and north-west parts of the margin some authors have introduced a tripartite division, with the *Sutneria platynota* and *Ataxioceras suberinum* zones regarded as Lower Kimmeridgian, *Glochiceras dentatum* zone as Middle Kimmeridgian and *Aulacostephanus pseudomutabilis* zone as Upper Kimmeridgian. This tripartite division is made possible by the appreciably greater quantity of ammonites preserved in the deposits.

For the Lower Kimmeridgian it is possible to cite: *Ataxioceras semistriatum* Schneid, *A. cf. semistriatum* Schneid, *A. cf. barbatum* Schneid, *Ataxioceras* sp., *Perisphinctes* (*Pseudosphinctes*?) *pseudobreviceps* Weg., *Lithacoceras* (*Lithacoceras*) *lictor* (Front.), *Involuticeras involutum* (Quen.), *Rasenia* sp., *Ataxioceras* (*Parataxioceras*) *cf. lothari* (Opp.), *Rasenia elegantula* Schneid, R. (*Prorasenia*) *stephanoides* (Opp.). For the Middle Kimmeridgian some authors cite *Physodoceras uhlandi* (Opp.) and *Lithacoceras* (*Progeronia*) *ernesti* (Lor.). In the Upper Kimmeridgian in the south-west and north-west parts of the margin sub-zones are distinguished with *Aulacostephanus eudoxus*, *A. autissiodorensis* and *Virgataxioceras* sp. sp.

Biostratigraphy of the Kimmeridgian of the Góry Świętokrzyskie\*

Table 9

Stratigraphy	Margin					
		north-western and south-western		north-eastern		
Kimmeridgian	Upper	VII complex** beds 19 and 20	Upper zone <i>Aulacostephanus pseudomutabilis</i>	<p><i>Aulacostephanus eudoxus</i> <i>Aulacostephanus autissiodorensis</i></p> <p>?</p> <p>Black-grey marls with <i>Aulacostephanus volgensis</i> <i>Aulacostephanus autissiodorensis</i> <i>Aulacostephanus jasonoides</i> <i>Aulacostephanus undorae</i> <i>Amoeboceras krausei</i></p> <p>Clays and marls with coquina intercalations <i>Aulacostephanus eudoxus</i> <i>Aulacostephanus pseudomutabilis</i></p>	<p>Yellow cavernous limestones with <i>Nerinea</i> <i>Amoeboceras cf. anglicum</i> <i>Nerinea desvoidyi</i></p> <p>Limestones, marls and clays with intercalations of oyster coquinas with <i>Exogyra virgula</i></p>	
	Lower	VI complex bed 18	Middle zone <i>Glochiceras dentatum</i>	<p>Platy limestones of Mado-goszcz</p> <p>Bank containing <i>Lopha puligera</i></p> <p>Grey, platy limestones with intercalations of pisolitic limestones</p>	<p>Bank containing <i>Lopha marshi</i> of Sulejów <i>Physodoceras uhlandi</i> <i>Lithacoceras ernesti</i></p> <p>Bank containing <i>Nanogyra nana</i></p>	<p>Oolitic limestones, marls and clays with interbeddings of coquinas, and with marly limestones <i>Paracenoceras giganteum</i> <i>Nautilus cf. inflatus</i> <i>Rasenia cf. mutabilis</i> <i>Perisphinctes</i> sp.</p>
		IV complex beds 15 and 16	Lower zone <i>Ataxioceras suberinum</i> and <i>Sutneria platynota</i>	<p>Oolitic limestones with intercalations of coquinas and pisolitic limestones <i>Ataxioceras semistriatum</i> <i>Perisphinctes pseudobreviceps</i> <i>Lithacoceras lictor</i> <i>Rasenia trimera</i> <i>Rasenia elegantula</i> <i>Rasenia stephanoides</i></p>		

\* According to literature data.

\*\* Lithological terms according to H. Świdziński (1962).

PORTLANDIAN

Deposits thus far referred to Bononian and Purbeckian are now known in the north-west part of the margin and also in the northern area of the south-west part. Investigations have now advanced to a point where it may be assumed that they are in fact Portlandian deposits from the *Subplanites* sp. sp., *Zaraiskites scythicus*, *Z. zarajskensis*, and *Virgatites virgatus* zones (?) together with Portlandian deposits developed as a Purbeckian facies. In general the deposits from this period consists of grey marly claystones or grey marls containing muscovite, and white or somewhat yellowish platy limestones with *Corbula* fauna (Tab. 7). The Lower Portlandian zone with

*Subplanites* sp. sp. is evidenced by the following forms the fauna: *Subplanites pseudoscythicus* (Ilov. et Flor.), *S. klimovi* (Ilov. et Flor.) and *S. ianschini* (Ilov. et Flor.). The Zaraiskites scythicus zone also contains such species as: *Zaraiskites scythicus* (Visch.), *Z. quenstedti* (Rouill.), *Z. zarajskensis* (Mich.), *Michalskia* cf. *miatschkoviensis* (Ilov. et Flor.), *Corbula inflexa* Roem., *C. cf. dammariensis* Buv. and *C. braunsi* Lew. are typical of the Zaraiskites zarajskensis zone.

Translated by D. C. Williamson

Table 7

Biostratigraphy of the Portlandian of the Góry Świętokrzyskie\*

Stratigraphy	Margin						
	north-western and south-western (northern part)						
	J. Lewiński (1922)			J. Kutek (1962)			
Portlandian	L	Zone IV	Upper	<i>Virgatites virgatus</i> **		Oolitic limestones with <i>Corbula</i> Limestones with <i>Serpula</i> , <i>Virgatinae</i>	
	K J I	Zone III		Middle	<i>Zaraiskites zarajskensis</i>		Platy limestones with <i>Corbula</i> <i>Corbula inflexa</i> <i>Zaraiskites zarajskensis</i>
	H G	Zone II	Upper subzone		<i>Zaraiskites scythicus</i>		Marly claystones with intercalations of marls and marly limestones with muscovite <i>Zaraiskites zarajskensis</i> <i>Zaraiskites quenstedti</i> <i>Zaraiskites scythicus</i> <i>Michalskia</i> cf. <i>miatschkoviensis</i>
	F E D C B A	Zone I					
	Gap			<i>Subplanites</i> sp. sp.		Dark-grey marly claystones or grey marls with muscovite <i>Subplanites pseudoscythicus</i> <i>Subplanites klimovi</i> <i>Subplanites ianschini</i>	

\* According to literature data.

\*\* State of investigation — 1962 (Table 2 — J. Kutek).

TABLICA I

Fig. 1. Fragment odsłonięcia oksfordu w Podgrodziu (koło Ćmielowa)  
 Фрагмент обнажения оксфорда в Подгрозде (близ г. Цмелюв)  
 Part of an Oxfordian outcrop at Podgrodzie (near Ćmielów)

Fot. J. Malinowski

Fig. 2. Fragment odsłonięcia newizu w Wolicy  
 a — wapienie gąbkowe, b — margle ilaste, c — margle piaszczyste keloweju  
 Фрагмент обнажения невиза в Волице  
 a — губковые известняки, b — глинистые мергели, c — песчаные мергели келловейского возраста  
 Part of a Neuvizyan outcrop at Wolica  
 a — spongy limestones, b — clayey marls, c — Callovian sandy marls

Fot. J. Malinowski

Stratigraphic unit	Lithology	Fossil content	Zone	
			Height	Thickness
Upper zone	Dark grey sandy claystone or grey marl with muscovite	Zaphrentis puzosianus, Zaphrentis bilineatus, Zaphrentis inaequalis	IV	15-20 cm
			III	10-15 cm
			II	10-15 cm
			I	10-15 cm
Middle zone	Light grey sandy claystone or grey marl with muscovite	Zaphrentis puzosianus, Zaphrentis bilineatus, Zaphrentis inaequalis	II	10-15 cm
			I	10-15 cm
Lower zone	Dark grey sandy claystone or grey marl with muscovite	Zaphrentis puzosianus, Zaphrentis bilineatus, Zaphrentis inaequalis	II	10-15 cm
			I	10-15 cm



Fig. 2



Fig. 1

TABLICA II

Fig. 1 Odslonięcie wapieni argowu w Tokarni  
Обнажение арговийских известняков в Токарне  
An Argovian limestone outcrop at Tokarnia

*Fot. J. Malinowski*

Fig. 2. Odslonięcie wapieni argowu w Bałtowie  
Обнажение арговийских известняков в Балтове  
An Argovian limestone outcrop at Bałtów

*Fot. J. Malinowski*



Fig. 1



Fig. 2

TABLICA III

Fig. 1. Wapienie „rauraku” w Zarzeczcu koło Baltowa  
Роракские известняки в Зажече близ г. Балтув  
Rauracian limestone at Zarzece near Baltów

*Fot. L. Karczewski*

Fig. 2. Krzemienie pasiaste tzw. „salcsony” w wapieniach astartu dolnego w Błazinach koło  
Пзы  
Полосатые кремни, так называемые „сальцсоны” в нижеастартских известняках  
в Бłазины близ г. Илжа  
Striped flints in Lower Astartian limestones at Błaziny near Ilża

*Fot. Z. Dąbrowska*



Fig. 1

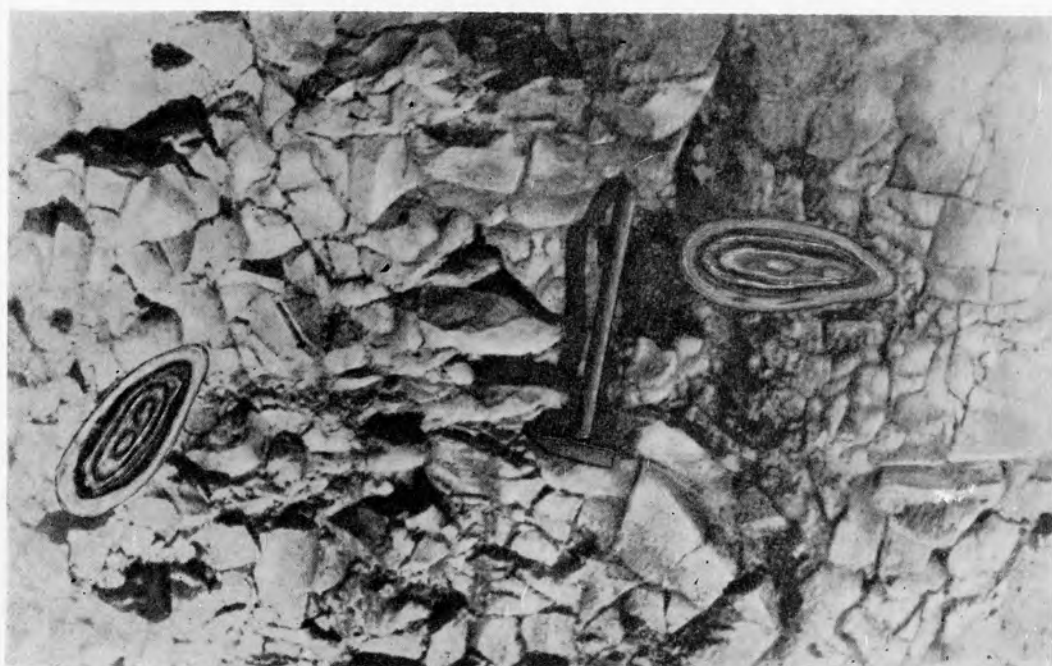


Fig. 2

TABLICA IV

Fig. 1. Warstwa dicerasowa środkowego astartu w Żernikach nad Nidą  
Дигерасовый слой среднего астарта в Жерники на р. Ниде  
*Diceras* bed from the Middle Astartian at Żerniki on the Nida

Fot. L. Karczewski

Fig. 2. Fragment skały wapienia astartu górnego z warstwy ptygmatisowej w Leśniczówce koło Sienna  
Часть уотеса верхнеастартского известняка (птыгматисовый слой) в Лесничувке близ с. Сенно  
Part of the Upper Astartian limestone from a Ptygmatis bed at Leśniczówka near Sienna

Fot. L. Karczewski

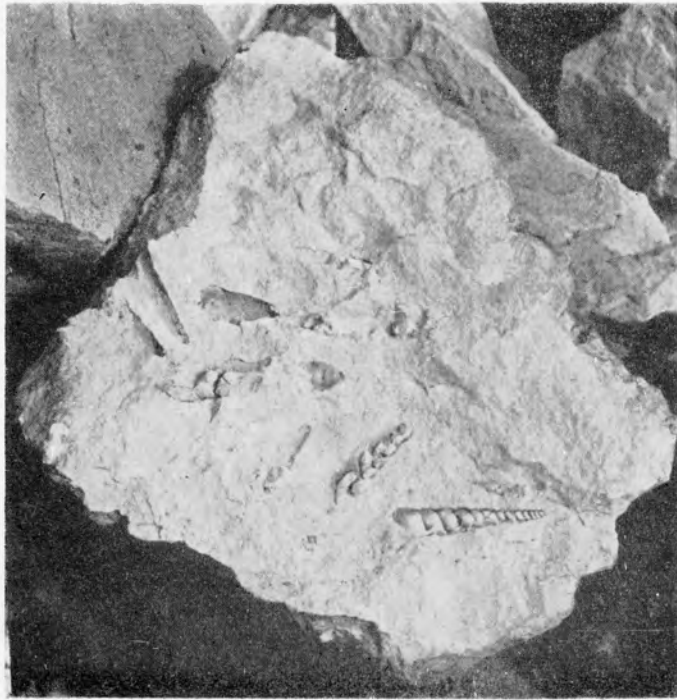


Fig. 2

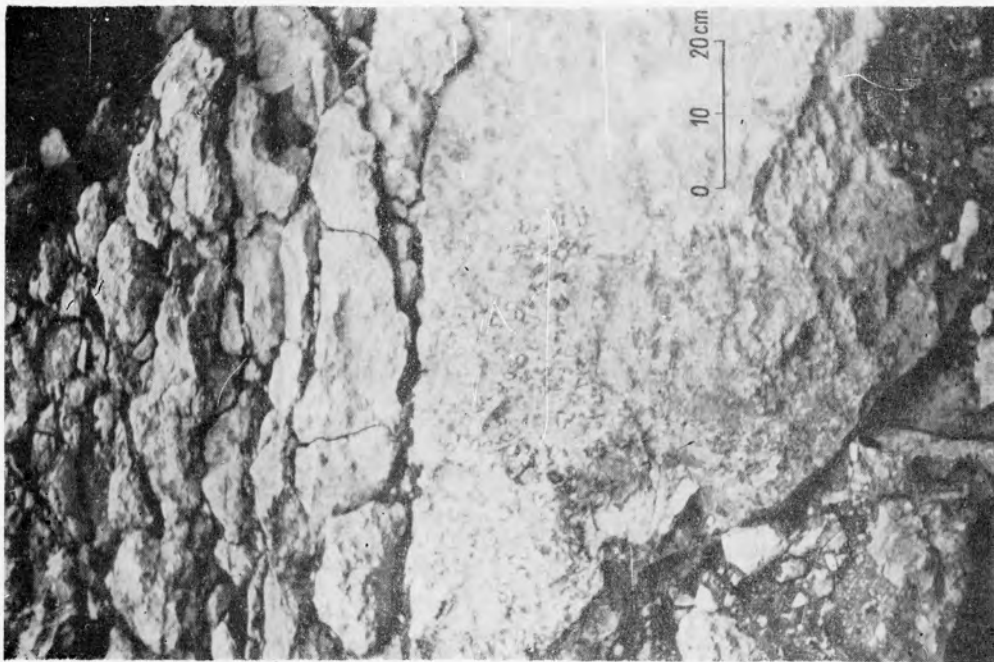


Fig. 1

TABLICA V

Odslonięcie osadów kimerydu dolnego w Rogaszynie (okolice Radomska)

*a* — wapienie oolitowe z ramienionogami, *b* — wapienie muszlowe z *Exogyra*, *c* — wapienie płytowe z amonitami

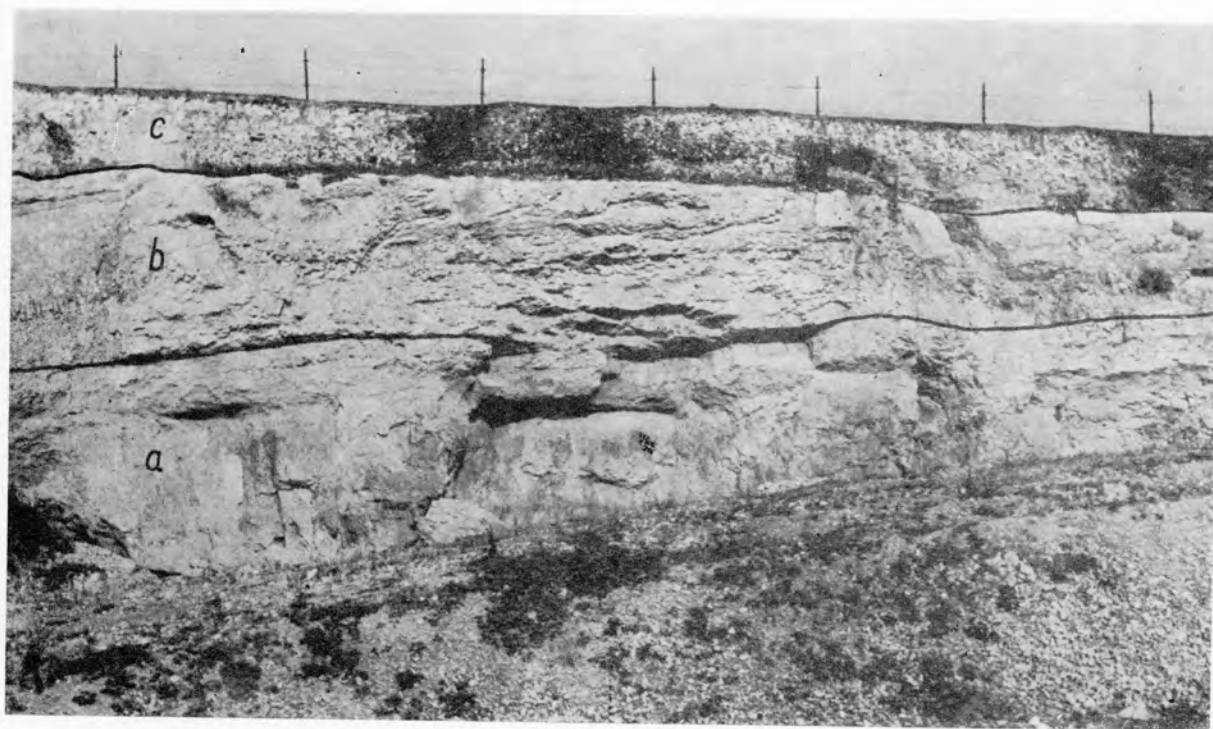
Обнажение нижнекимериджских пород в Рогашине (район Радомско)

*a* — оолитовые известняки с брахиоподами, *b* — ракушечные известняки с экзогирами, *c* — плитняковые известняки с аммонитами

An outcrop of Lower Kimmeridgian deposits at Rogaszyn (Radomsko area)

*a* — oolite limestones with brachiopods, *b* — coquina with *Exogyra*, *c* — platy limestone with ammonites

*Fot. L. Karczewski*



Stefan CIEŚLIŃSKI, Władysław POŻARYSKI

## KREDA

(z 9 fig. i 5 tabl.)

### Streszczenie

Utwory kredowe otaczające Góry Świętokrzyskie dzieli się na dwie części, na obrzeżenie północno-wschodnie i obrzeżenie południowo-zachodnie, nie łączące się ze sobą zarówno na południowym wschodzie jak i na północnym zachodzie. Osady kredowe spoczywają bezpośrednio na utworach górnourajskich, w częściach południowych na kimerydzie, w północnych na portlandzie.

Kreda dolna regionu świętokrzyskiego reprezentowana jest przez neokom (infrawalanżyn, walanżyn i hoteryw), reprezentowana jest przez facje piaszczysto-ilaste jak: piaski, piaskowce, mulowce, ily, rzadziej margle i wapienie piaszczysto-oolitowe. Osady morskie neokomu przechodzą stopniowo ku górze w utwory wysładzającego się morza. Neokom występuje tylko w częściach północnych obrzeżenia, zarówno północno-wschodniego jak i południowo-zachodniego (Hża—Radom, Sulejów—Przyglów—Tomaszów Mazowiecki). Między hoterywem i albem istnieje luka stratygraficzna (wynurzenie). Bezpośrednio na hoterywie transgresywnie leży alb wykształcony w postaci piasków i piaskowców, a w części

północnej obrzeżenia alb górny reprezentują spongiolity, gezy. Z albu znane są też fosforyty mające praktyczne znaczenie.

Kreda górna reprezentowana jest przez cenoman, turon, santon, kampan i mastrycht. Osady kredy górnej reprezentowane są głównie przez facje węglanowe: wapienie, margle, opoki, gezy. Osady mastrychtu w części północno-wschodniej przykryte są utworami danomontu w podobnych facjach jak kreda górna.

Kreda dolna — neokom, poza sztucznymi odsłonięciami w rejonie Tomaszowa Mazowieckiego nie występuje na powierzchni. Kreda górna natomiast łącznie z albem jest dobrze odsłonięta i w wielu miejscach jest przedmiotem eksploatacji. Szczególnie dobrze odsłonięty jest profil Wisły przecinający całą kredę górną od albu do danomontu włącznie. Profil Wisły jest klasycznym profilem kredy górnej Polski.

Miąższość kredy dolnej — neokomu waha się od paru do około 80 m. Miąższość kredy górnej łącznie z albem przekracza 800 m.

### HISTORIA BADAN

Badania utworów kredowych Gór Świętokrzyskich wiążą się ściśle z podziałem na północno-wschodnie i południowo-zachodnie obrzeżenie. Historię badań każdego obrzeżenia należy rozpatrywać osobno, gdyż prace geologiczne prowadzone były niezależnie przez różnych badaczy. Historię badań nad kredą można podzielić na parę etapów, z czego pierwszy etap będzie wspólny dla północno-wschodniego i południowo-zachodniego obrzeżenia. Etap ten to okres połowy XIX wieku, w którym zaczynają się kształtować poglądy stratygraficzne. Przedstawicielem tego okresu i pierwszym badaczem, wyróżniającym na obszarze Polski utwory kredowe i dającym pierwsze wzmianki o kredzie obrzeżenia Gór Świętokrzyskich był J. B. Pusch (1836—1837). Wiele wzmianek J. B. Puscha dotyczących kredy obrzeżenia Gór Świętokrzyskich znajduje się w tomach Pamiętników Fyzjograficznych pt. „Nowe przyczynki do geognozji Polski” (1883—1885 i inne).

**Północno-wschodnie obrzeżenie.** Następnym dużym krokiem naprzód w poznaniu utworów kredo-

wych jest druga połowa XIX wieku. W tym okresie wyraźnie różnicują się badania na obszarze północno-wschodniego i południowo-zachodniego obrzeżenia. Jest to okres pierwszych prób podziału stratygraficznego kredy, w oparciu o faunę i zmienności litologiczne. Z tego okresu należy wymienić następujące prace: K. Jurkiewicz (1872), który badając profil Wisły zaliczył skały piaszczysto-glaukonitowe z okolic Kazimierza Dolnego do cenomanu, opoki leżące pod nimi i położone na południe od Kazimierza Dolnego do turonu i senonu. N. I. Krysztofowicz, który w pracach z 1897 i 1898 r. dał podstawy stratygrafii i tektoniki profilu Wisły oraz sprostował błąd K. Jurkiewicza. Prace J. Trejdosiewicza (1889) dają pierwsze opracowanie kartograficzne okolic Kazimierza Dolnego. Na specjalną uwagę z tego okresu zasługują prace J. Siemiradzkiego (1886, 1905, 1909) oraz J. Siemiradzkiego i E. Dunikowskiego (1891), jak również J. Lewińskiego (1902, 1906) omawiające dość szczegółowo stratygrafię poszczególnych rejonów. Praca C. Łopus-

kiego (1911, 1912) jest opracowaniem paleontologicznym i dotyczy fauny kredy górnej (amonitów i małżów). Wszystkie dotychczasowe prace dają jedynie wycinkowe obrazy omawianego obszaru, ale są też ważnym etapem na drodze ogólnego poznania stratygrafii kredy Polski.

Trzecim etapem badań jest okres od początku lat 20-tych XX wieku do obecnej chwili. W okresie tym następuje wielki rozwój badań geologicznych. Zwiększa się liczba obserwacji i ich dokładność. Badania z opracowań ogólnych przechodzą do coraz bardziej szczegółowych, rzucając coraz to nowe światło na całość zagadnień geologii kredy.

Pierwszą z tego okresu, godną uwagi wzmianką o stratygrafii kredy północnego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich jest praca A. Łuniewskiego (1923) z okolic Ożarowa i Zawichosta, w której zostają wyróżnione najstarsze wówczas osady kredowe na powyższym terenie zaliczone do turonu dolnego poziomu z *Inoceramus labiatus*.

Szczególnie ważnymi pracami dla poznania geologii kredy północnego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich były prace J. Samsonowicza (1924a, b, 1925, 1927, 1931, 1932a, b, 1934, 1937), w których, w nowoczesny sposób, autor ujmując całość zagadnień, a prace powyższe stają się podstawą nowszych prac innych autorów. Autor ten po raz pierwszy w Polsce wyróżnił na północnym obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich utwory albu, stwierdzając środkowo- i górnoalbski wiek najstarszych osadów piaszczystych, w oparciu o dane paleontologiczne. Dał on też podstawy stratygrafii cenomanu i turonu Polski. J. Samsonowicz odkrywa antyklinę Rachowa oraz przeprowadza granicę między jurą a kredą od okolic Zawichosta nad Wisłą po okolice Radomia. W czasie prac geologicznych nad utworami albu i cenomanu odkrywa złoża fosforytów, których znalezienie przyczyniło się bardzo do intensyfikacji dalszych prac geologicznych i surowcowych na tym terenie. W związku z zainteresowaniami fosforytami pojawiło się wiele prac z północno-wschodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich o tematyce złożowo-petrograficznej. Należałyby tu wymienić prace: J. Tokarskiego (1927), J. Samsonowicza (1928), S. Olszewskiego (1932), A. Morawieckiego (1930, 1932), A. Bolewskiego (1937, 1946). W 1931 r. Z. Sujkowski publikuje podstawową swoją pracę — Petrografię kredy Polski. Bardzo ważną pozycją z tego okresu jest praca A. Łuniewskiego (1936), w której autor po raz pierwszy zwraca uwagę na fosforyty i glaukonityczność występujące w cenomanie górnym na granicy z turonem. Prace S. Z. Różyckiego (1939) przyczyniają się do odkrycia na północnym obrzeżeniu neokomu i wnoszą nowe materiały do znajomości utworów dolnokredowych w Polsce. Podczas prac geologicznych S. Z. Różycki znajduje faunę amonitów walanżynu i hoterywu na arkuszach Radom — Ilza, podaje to K. Bohdanowicz (1946), są to pierwsze dane faunistyczne dotyczące kredy dolnej z północnego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. Późniejsze prace W. Pożaryskiego,

W. Bieleckiej i J. Szejn (1958) stają się podstawą obecnych wiadomości o neokomie północnego obrzeżenia.

W. Pożaryski (1938) przedstawia stratygrafię kredy profilu Wisły, w oparciu o dokumentację paleontologiczną oraz częściowo o litologię, dzieląc kredę od turonu górnego do mastrychtu górnego na 25 lokalnych poziomów (a — z). Profil Wisły został profilem wyjściowym przy opracowaniu stratygrafii kredy Polski. W 1939 r. W. Pożaryski publikuje szereg nowych wiadomości dotyczących albu i cenomanu północno-wschodniego obrzeżenia.

Równolegle do badań nad dolnymi piętrami kredy górnej prowadzone były prace nad stropowymi warstwami kredy i przejściem do dano-paleocenu. Należy tu wymienić prace: A. Mazurka (1915—1948), L. Matwiejewówny (1935), R. Kongiela (1935), R. Kongiela i L. Matwiejewówny (1937) i W. Kracha (1931) oraz z prac powojennych: R. Kongiela (1949), K. i W. Pożaryskich (1951).

W latach 1940—1942 W. Pożaryski zbiera dalsze obserwacje o albie i cenomanie północno-wschodniego obrzeżenia, prowadząc prace zwiadowcze związane z poszukiwaniem fosforytów. Materiały powyższe jak i materiały Z. Sujkowskiego z tego samego okresu, dotyczące też północnego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich, zostały wykorzystane do opracowania geologiczno-złożowego W. Pożaryskiego (1947).

Całość zagadnień stratygrafii kredy północno-wschodniego obrzeżenia oraz zagadnień paleogeografii i tektoniki łącznie z mapą geologiczną w skali 1 : 100 000 zostało przedstawione przez W. Pożaryskiego w 1948 r. W 1948 r. ukazuje się praca M. Turnau-Morawskiej poświęcona zagadnieniom petrografii piaskowców albskich Rachowa. Autorka ta publikuje cały szereg drobnych opracowań petrograficznych, mających znaczenie dla badań kredy obrzeżenia Gór Świętokrzyskich (1953, 1954, 1956, 1960). Dalszą kontynuacją badań petrograficzno-sedymentacyjnych jest opracowanie materiałów okrucowych albu obrzeżenia Gór Świętokrzyskich przez M. Harapińską-Depciuch (1957).

Zagadnienia sedymentologiczno-petrograficzne mastrychtu górnego i dano-montu zostały przedstawione przez K. Pożaryską (1952) oraz tej samej autorki opracowanie paleontologiczne pseudocerytów z mastrychtu profilu Wisły.

W 1951 r. ukazuje się praca W. Pożaryskiego poświęcona odwapnionym utworom kredowym. W 1952 r. Instytut Geologiczny przystąpił do poszukiwań fosforytów na północnym obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich. Prace trwały trzy lata i pozwoliły na zgromadzenie wielu materiałów geologicznych, w oparciu o liczne prace wiertnicze i szybikowe. W 1953 r. w związku z naradą Państwowej Służby Geologicznej, która odbyła się w Ostrowcu Świętokrzyskim, ukazał się przewodnik wycieczkowy, opracowany przez K. i W. Pożaryskich obejmujący utwory kredowe Annapola, Piotrowie i przelomu Kamiennej. W 1954 r. K. Pożaryska publikuje

pracę o przewodnich otwornicach kredy górnej Polski środkowej. M. Lazarek (1955) przedstawia notatkę o wynikach prac wiertniczych w okolicach Krogulec koło Radomia. W 1955 r. pojawia się opracowanie J. Uberny o albie i cenomanie antykliny Gościeradowa (jest to pierwsza publikacja dotycząca nowo odkrytej antykliny). W 1956 r. ukazuje się opracowana przez W. Pożaryskiego Geologia regionalna — Region lubelski (kreda), w której została omówiona całość zagadnień kredowych sąsiadującego z Górami Świętokrzyskimi regionu. W następnych latach pojawiają się opracowania Z. Dąbrowskiej (1957) dotyczące warstw granicznych jury i kredy w Krzyżanowicach koło Hły oraz opracowanie A. Morawieckiego (1957) poświęcone wapieniom z kamieniołomów w Karsach.

W 1959 r. S. Cieśliński przedstawia stratygrafię koniakku po raz pierwszy opartą na bogatej makrofaunie z północnego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich, na podstawie wiercenia Jedlanka Nowa. W tym też roku S. Cieśliński (1959b i 1960a) publikuje pracę poświęconą stratygrafii albu i cenomanu północnego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich, w oparciu o faunę glonogów i liczne wiercenia. Zagadnienie korelacji mikro- i mikrofauny z wierceń z północnego obrzeżenia zostało przedstawione przez E. Witwicką i S. Cieślińskiego (1962b).

W 1959 r. ukazuje się notatka W. C. Kowalskiego o albie Maziarki pod Ćmielowem położonym około 5 km na SW od znanych wychodni kredy. W 1961 r. W. C. Kowalski publikuje pracę poświęconą zagadnieniom geologii technicznej osadów kredowych z profilu Wisły oraz pojawia się krótka notatka S. Turka (1961) dotycząca hydrogeologii rejonu Annapol — Radom. J. Uberna (1967) przedstawił pracę o rozwoju serii fosforytowej północnego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich, dając szerokie opracowanie petrograficzne albu i cenomanu. Zagadnieniami osuwisk podmorskich w kredzie obrzeżenia interesował się A. Radwański (1960). Z opracowań tektonicznych należy wymienić prace S. Pawłowskiego (1961). W 1962 r. ukazuje się praca paleontologiczna R. Kongiela poświęcona belemnitom santonu, kampanu i masstrychtu przelomu Wisły.

Z prac stratygraficznych należy wymienić pracę A. Błaszkiewicza (1966) poświęconą amonitom kredy górnej kampanu i masstrychtu północnego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich i Z. Kurlendy (1966) stanowiącej przyczynek do znajomości fauny górnokredowej profilu Wisły.

**Południowo-zachodnie obrzeżenie.** Podobnie jak na północno-wschodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich, tak na południowo-zachodnim obrzeżeniu pierwszy etap badań geologicznych nad kredą, jak i nad innymi formacjami, zawdzięczamy J. B. Puszcowskiemu (1836—1846). W drugim etapie prac w drugiej połowie XIX wieku i w początkach XX wieku pojawia się wiele prac dających podstawy znajomości utworów górnokredowych. Należy wymienić tu A. Michalskiego (1883, 1884), J. Siemiradzkiego (1886, 1909) i prace J. Lewińskiego (1908, 1912).

W trzecim okresie, po pierwszej wojnie światowej zainteresowanie utworami mezozoicznymi południowo-zachodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich wzrasta. Na uwagę zasługują prace J. Lewińskiego (1930, 1932), w których po raz pierwszy stwierdzono istnienie warstw neokomu, baremu, aptu, albu i cenomanu na obszarze Tomaszowa Mazowieckiego. Powyższe profile zostały uznane za klasyczne, na których oparto podstawy stratygrafii neokomu. Interesującymi pracami dotyczącymi neokomu, które znacznie rozszerzyły wiadomości o kredzie dolnej, są prace M. Kobyleckiego (1936, 1948), B. Kokoszyńskiej (1956) oraz obecne prace A. Witkowskiego (1961). Prace tego ostatniego oparte zostały na wierceniach przebijających całą kredę niecki tomaszowskiej zarówno w jej centrum jak i na peryferiach. Ostatnie opracowanie A. Raczyńskiej i S. Cieślińskiego (1960) podważyły przyjmowane dotychczas istnienie na obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich utworów słodkowodnych barremu, aptu i albu dolnego.

Dla okolic Przedborza i pasma przedborsko-malogoskiego należałoby wymienić prace E. Passendorfera (1923, 1934), J. Samsonowicza (1937b). Z prac syntetycznych dla tego rejonu wymienić należy prace H. Świdzińskiego (1931, 1932, 1935, 1962), który dał podstawy stratygrafii utworów jurajskich i częściowo kredowych.

W okresie powojennym ukazuje się notatka J. Premika (1947) dotycząca stratygrafii albu, cenomanu i turonu oraz wzmianka I. Jurkiewiczowej (1952). Ważną pracą geologiczno-stratygraficzną dla okolic Kodrąbia jest praca A. Łuniewskiego (1947). W 1956 r. ukazuje się praca S. Cieślińskiego, w której przedstawiono stratygrafię i tektonikę kredy okolic Przedborza, ze szczególnym uwzględnieniem albu, który na powyższym terenie po raz pierwszy został udokumentowany faunistycznie. W późniejszym opracowaniu (1960a), jak i w pracy R. Chlebowskiego (1962), została przedstawiona dość liczna fauna albska. Ostatnio pewne uwagi dotyczące stratygrafii albu rejonu Przedborza i Radomska poczynił J. Kutek (1967).

Dla południowej części obrzeżenia kredowego obszaru niecki miechowskiej jednymi z pierwszych są prace J. Czarnockiego (1926, 1927). Wielki wkład do literatury dla obszaru kredy niecki miechowskiej wniósł A. Mazurek (1923—1948). W licznych przyczynkowych pracach przedstawił on poglądy stratygraficzne, z których wiele do dziś jest aktualnych. A. Mazurek zgromadził wielkie zbiory paleontologiczne, które jednak nie doczekały się opracowania.

Z interesujących nowszych prac dla południowej części obrzeżenia Gór Świętokrzyskich są prace: F. Mitury (1954), poświęcone zagadnieniom stratygrafii oraz prace W. Jurkiewicz i A. Morawieckiego (1956), poświęcone zlepkiem fosforytowym okolic Buska. Z ostatnich prac należałoby wymienić pracę E. Senkowicza (1959) o kredzie jędrzejowskiej oraz opracowanie szczątków flory górnokredowej

z arkusza Pinczów (S. Cieślińskiego i B. Milakovića 1962b). Należy wymienić tu jeszcze prace J. Rutkowskiego (1960, 1961), prace o aspekcie petrograficznym poświęcone utworom mastrychtu okolic

Miechowa, ale mające znaczenie i dla omawianego regionu. Ostatnio utworami kredowymi (alb i cenoman) na arkuszu Chęciny zajmuje się M. Hakenberg (1965).

## NEOKOM

Typowe osady dolnokredowe w Górach Świętokrzyskich odpowiadają facji morskiej starszych pięter: infrawalanżynu, walanżynu i hoterywu, objętych nazwą neokomu. Osady morskie przechodzą stopniowo w osady wysłodzającego się morza, ściśle niesprecyzowanego wieku. Przykrywa je odrębna facjalnie seria transgresywna, stanowiąca początek zalewu górnokredowego, odpowiadająca albowi środkowemu i górnemu. Transgresja albska przykryła niezgodnie zdenudowaną powierzchnię, tak że nie tylko facjalnie ale i rozmieszczeniem osadów różni się ona od starszej kredy dolnej. Musi więc być rozpatrywana osobno, już w związku z kredą górną.

Osady dolnokredowe (prócz morskiego albu) zachowane są w trzech obszarach wokół Gór Świętokrzyskich:

- 1) na wschód — okolice Zawichosta,
- 2) na północ — okolice Iłża — Radom,
- 3) na północny zachód — okolice Tomaszowa Mazowieckiego.

Wyształcenie osadów różni się dość znacznie pomiędzy tymi obszarami. Wymaga więc każdy z nich osobnego omówienia.

**Okolice Zawichosta** (według niepublikowanych danych W. Pożaryskiego). Osady neokomu stwierdzone tu zostały tylko w jednym wierceniu, w miejscowości Szelina, położonej 1 km na północ od Zaklikowa (18 km na wschód od Zawichosta). Zachowały się one w dnie synkliny. Wychodnie kontaktu kredy i jury na antyklinie Salomina, bezpośrednio na północ od Szeliny położonej, wskazują na brak neokomu na szczycie antykliny. Brak ich również wszędzie na północ i północny zachód od Salomina aż po okolice Iłży pod Radomiem. W kierunku wschodnim i południowo-wschodnim nie ma wierzeń przebijających kredę aż po rejon Bilgoraja i Lubaczowa.

Profil osadów w Szelinie przedstawia się następująco:

### Czwartorzęd

0 — 5,0 m Piaski i mulki z kawałkami drewna i torfu

### Miocen

5,0—14,7 „ II szary marglisty (iły krakowieckie)  
 14,7—15,1 „ Bentonit  
 15,1—15,9 „ Wapień detrytyczny z serpulami, pektunami i otoczkami krzemieni  
 15,9—24,2 „ Otoczkami krzemieni turońskich, wapieni jurajskich i kwarcytów do 20 cm średnicy

### Kreda

#### Turon β

24,2—30,5 m Opoka jasnokremowa

#### Turon α

30,5—36,0 „ Opoka z rzadkimi czertami i krzemieniami  
 36,0—40,0 „ Margle jasnoszare z krzemieniami  
 40,0—60,0 „ Opoka biała z krzemieniami  
 60,0—97,6 „ Margiel jasnoszary z czertami, od głębokości 73 m z licznymi krzemieniami i czertami  
 97,6—102,1 „ Wapień jasnoszary

### Cenoman

102,1—107,9 „ Wapień jasnoszary z licznym glaukonitem i nielicznymi конкреcjami fosforytowymi  
 107,9—113,0 „ Piaski margliste i margle glaukonitowe

### Alb

113,0—118,3 „ Piaski szare glaukonitowe z rzadkimi конкреcjami fosforytowymi  
 118,3—119,7 „ Piaski glaukonitowe z piaskowcami i rogowcami czarnymi

### Neokom

119,7—122,7 „ Piaskowiec szary, średnioziarnisty, marglisty  
 122,7—126,5 „ Piasek szarozółty z oolitami wapiennymi

### Jura

#### Kimeryd i astart

126,5—204,1 „ Wapienie szare drobnopylaste i detrytyczne, dolomityczne, w dolnej części białe

Mikrofauna kredowa (oznaczona przez E. Gavor-Biedową) jest następująca:

Turon β (górną część poziomu z *Inoceramus lamarcki*)

24,2—30,5 m *Anomalina berthelini* Keller  
*Globotruncana lapparenti coronata* Bolli  
*Globotruncana lapparenti angusticarinata* Gandolfi

Turon α (dolną część poziomu z *Inoceramus lamarcki*)

30,5—81,0 m *Globotruncana imbricata* Mornod  
*Globotruncana helvetica* Bolli  
*Globotruncana stephaniturbinata* Reichet  
*Globotruncana coldriensis* Gandolfi  
*Anomalina berthelini* Keller  
*Anomalinoidea globosa* Brotzen

Na głębokości 81,0—102,1 m brak danych biostratygraficznych

### Cenoman

102,1—107,9 m *Pseudovalvulineria cenomanica cenomanica* Brotzen  
*Anomalinoidea globosa* Brotzen

Dla warstwy 107,9—113,0 m zaliczonej na podstawie litologii do cenomanu brak danych faunistycznych  
 Brak ich również dla całego albu.

Neokom oznaczony przez J. Szejn  
119,7—126,0 m *Lenticulina münsteri* (Roem.)  
*Lenticulina nodosa* (Reuss)  
*Astaculus humilis* (Reuss)  
*Glomospirella gaultina* (Berth.)  
*Tristix* sp.

*Citharina pseudostriatula* Bart. et Brand  
*Citharina rudicostata* Bart. et Brand.  
*Citharina seitzii* Bart. et Brand  
*Spirofrondicularia rhabdognoides* (Chap.)  
*Globulina prisca* Reuss  
*Spirillina minima* Schacko  
*Patellina subretacea* Cush. et Alex.  
*Epistomina caracolla* (Roem.)  
*Epistomina tenuicostata* Bart. et Brand

Od głębokości 138 m w dół występuje według W. Bieleckiej mikrofauna kimerydu i astartu.

Neokom ma tu 7 m miąższości i spoczywa na zerodowanej powierzchni jurajskiej, gdyż brak tu prawdopodobnie całego kimerydu górnego.

**Okolice Radomia.** Pierwsze, idąc od południa, występowanie na powierzchni osadów neokomu stwierdzono pod Hżą w Chwałowicach. Na południowy wschód neokom się wyklinowuje. Ku północno-zachodowi od Chwałowic osady grubieją, stopniowo, początkowo powolnie, a od Wierzbicy szybko.

W cegielni Chwałowice (W. Pożaryski, 1948), przy Nadleśnictwie Małomierzyce ily neokomu mają około 3 m miąższości. Są to ily barwy brązowej, dołem zielonawobrazowej, z ławicami piasku z konkrekcjami sydereitycznymi, zlimonityzowanymi. Mikro- ani makrofauny w nich nie znaleziono poza jednym zębem gada.

W Krzyżanowicach, na polach wsi na zachód od szosy, według danych cytowanych przez Z. Dąbrowską (1957), litologia jest bardziej zróżnicowana i fauna jest dość liczna.

Na marglach kimerydu spoczywają ily żółto-oliwkowo-szare z zielonymi przerostami margli szarozółtych i wapieni oraz cienką ławiczką zlepow o miąższości 4,5 m. Makrofaunę zebrała i oznaczyła z tej warstwy M. Kokoszyńska, nie zdążyła jednak opublikować. Według informacji udzielanych autorowi przez M. Kokoszyńską są tu okazy *Polypthyrites* oraz *Saynoceras verrucosum*. Mikrofaunę opracowała J. Szejn (1957).

Z ważniejszych form J. Szejn oznaczyła:

*Lenticulina nodosa* (Reuss)  
*Planularia crepidularis* Roem. *krzyżanoviensis* Szejn  
*Astaculus crepidularis* (Roem.)  
*Vaginulinopsis humilis* (Reuss)  
*Astaculus jonesi* (Reuss)  
*Dentalina legumen* Reuss  
*Nodosaria tomaszowiensis* Szejn  
*Lingulina lamellata* Tap.  
*Lingulina lamellata semiornata* Reuss  
*Vaginulina recta* Reuss  
*Vaginulina truncata* Reuss

Mikro- i makrofauna wskazuje na walanżyn górny i hoteryw. Miąższość walanżynu ma około 3,3 m, hoterywu — 1,2 m. Wyżej leżą piaski albu.

Od okolic Wierzbicy, wzdłuż wychodni kredy wykonano szereg wierceń w latach 1952—1956, mających za zadanie poszukiwanie rud żelaza w neokomie i fosforytów w albie. Dostarczyły one bogatego materiału stratygraficznego dla neokomu, który dochodzi w okolicy Przytyka do 70 m miąższości. Wzrost miąższości ma miejsce na odcinku Wierzbica — szosa Radom — Szydłowice, dalej ku północnemu zachodowi jest ona już stała lub nawet nieco się zmniejsza.

Stratygrafia neokomu została tu oparta na mikrofaunie. Nieliczna makrofauna nie została opracowana.

W pracach R. Osiki oraz W. Pożaryskiego, W. Bieleckiej i J. Szejn (1958) zawarte jest opracowanie kilku wierceń z rejonu Przytyka. Pozostałe materiały i opracowania syntetyczne zaczerpnięte zostały z materiałów niepublikowanych W. Pożaryskiego i S. Cieslińskiego (fig. 1).

Syntetyczny profil stratygraficzny jest następujący (liczby odpowiadają numeracji warstw na rysunku):

#### Walanżyn górny

1. Ily, rzadziej piaski, mulki i margle z ławicami wapieni i sydereytów. Miejscami oolity żelaziste, ziarna glaukonitu i nagromadzenia skorupki małżów oraz wapiennych rurek serpul. Miąższość od 3 do 20 m.

#### Hoteryw

2. Ily piaszczysto-margliste z ławicami piasku. Miąższość 1—17 m.

2a. Piaski, ily częściowo wapieniste opoki z czertami i glaukonitem, margle piaszczysto-oolitowe, z oolitami wypięnymi oraz limonitowymi. Miąższość 14—25 m.

3. II z ławicami sydereytu, miejscami piaszczysty i glaukonitowy. Miąższość od 0 do 7 m.

4. II piaszczysty i mułek, miejscami piaszczysty z glaukonitem i soczewkami piasku. Przechodzi on w Przytyku w rodzaj ilastego spongiolitu miękkiego, bezwapnisteo o wyglądzie opoki. Miąższość od 2 do 20 m.



Fig. 1. Neokom okolic Radomia  
Neocomian deposits in the Radom area

5. Piasek średnioziarnisty z glaukonitem, z domieszką piasku gruboziarnistego i drobnego żwirku. Zawiera on lawice piaskowca i piaszczystego sydereytu. Miąższość od 2 do 12 m.

W hoterywie J. Sztejn stwierdziła następujący zespół otwornice:

*Lenticulina nodosa* (Reuss)  
*Lenticulina münsteri* (Roem.)  
*Lenticulina subangulata* (Reuss)  
*Lenticulina subalata* (Reuss)  
*Vaginulinopsis humilis* (Reuss)  
*Saracenaria ialica* Defr.  
*Vaginulina orthonata* Reuss  
*Conorbis valendisensis* var. *tomaszoviensis* Sztejn  
*Conorbis hofkeri* Bart. et Brand  
*Verneuillinaides neocomiensis* (Mjat.)  
*Marssonella oxycona* (Reuss)  
*Citharina orthonata* Reuss  
*Lingulina semiornata* Reuss  
*Tristix insignis* (Reuss)  
*Epistomina tenuicostata* Bart. et Brand  
*Epistomina cretosa* Ten Dam.  
*Epistomina ornata* (Roem.)  
*Epistomina chapmani* Ten Dam.

W okolicy Radomia transgresja górnawalanzynska wkroczyła na obszar silnie zdenudowany, czego dowodzi kontakt osadów neokomu z różnymi piętrami jury. Na zachód od Radomia pod Przytykiem leżą one na bonońskich marglach. Na południowy zachód i na południe od Radomia (wiercenia: Jarosławice, Kroguleza, Moliszów) spąg kredy stanowią margle najwyższego kimerydu. Pod Iżą w Krzyżanowicach i w wierceniu Jedlanka są to wapienie neryneowe starsze od warstwy margli w wyżej wymienionych trzech wierceniach pod Radomiem. Wreszcie w cegielni Chwałowice neokom leży na zlepach muszlowych kimerydu górnego występujących pod wapieniami neryneowymi.

Obserwujemy tu więc zwiększenie luki stratygraficznej między kredą i jurą w miarę posuwania się ku południowi. To samo zjawisko jest wyraźne i po zachodniej stronie Gór Świętokrzyskich. Dowodzi to dźwignięcia się gór w ostatniej fazie ruchów młodokimeryjskich — fazie hilsu.

Transgresja walanżynu górnego wkroczyła na wyrównany przez erozję teren Radomia, czego dowodzi brak zlepieńca podstawowego i drobnoziarnistość osadów. Niszczenie odsłoniętych na dużych przestrzeniach margli i wapieni jurajskich dostarczało do zbiornika materiału marglistego. Dopiero w hoterywie przypuszczalnie erozja dotarła w Górach Świętokrzyskich do osadów starszych od malmu i wzrosła znacznie piaszczystość osadów, które stopniowo stały się całkowicie bezwapniste.

Najmłodszą warstwę hoterywu, gruboziarnistą, można uważać za odpowiednik zlepieńca regresywnego kończącego cykl sedymentacyjny.

**Okolice Tomaszowa Mazowieckiego.** Podstawowe informacje o kredzie dolnej dał J. Lewiński (1930, 1932) uzupełnione następnie przez M. Kobyłeckiego (1948) i B. Kokoszyńską (B. Kokoszyńska, 1956).

Odsłonięcia neokomu znane są głównie na północnym skrzydle niecki tomaszowskiej w okolicy To-

maszowa Mazowieckiego. Grupują się one w okolicy wsi Nieborów nad Wolborką i pod wsią Wąwał, 5 km na południowy wschód od miasta. Po wschodniej stronie Pilicy, na peryferii kredowej niecki tomaszowskiej odsłonięcia neokomu są słabe, z rzadka rozsiane i nie tak pełny profil zawierające jak pod Tomaszowem Mazowieckim. Ostatnim miejscem, w którym stwierdzono neokom na południe od Tomaszowa Mazowieckiego jest miejscowość Polanka, przy drodze Piotrków — Sulejów.

Profil nad Wolborką w Wąwole, według J. Lewińskiego, jest następujący:

Podłoże kredy stanowią płytowe wapienie bononu górnego, czy też purbeku białe i kremowe z *Corbula inflexa* Roem. i wkładkami serpulitu. Powierzchnia wapieni jest rozarta, skrasowiała.

#### Infrawalanzyn

1. Oolit żelazisty, ilasty, marglisty barwy żółto-brunatnej z podłużnymi do kilku centymetrów długości konkrecjami limonitowymi. *Terebratula* sp., *Ostrea tuberculifera* Dunk., *Pentacrinus neocomiensis* Desh., *Cidaris pustulifera* Gras, *Rhynchonella valangiensis* Lor., *R. autissioderensis* Corr. Miąższość 0,3—0,8 m.

2. Gлина ochrowożółta, piaszczysta. *Ostrea etaloni* Pict. et Camp., *Exogyra sanctae crucis* Pict. et Camp., *Rhynchonella valangiensis* Lor. Miąższość 1,1—1,65 m.

#### Walanżyn dolny

3. Il ciemnoszary, piaszczysty, z konkrecjami limonitowymi i pojedynczymi oolitami żelazistymi. *Platylenticeras* cf. *gevili* d'Orb., *Pecten striatocostatus* Roem., *P. cinctus* Sow., *P. sanctae crucis* Pict. et Camp., *Pina* aff. *decussata* Goldf., *Trigonia* sp., *Mastra* cf. *carteroni* d'Orb., *Ostrea* sp., *Rhynchonella valangiensis* Lor. Miąższość 0,4 m.

4. Il ciemnoszary, plastyczny, z konkrecjami pirytu i ułamkami drewna. *Platylenticeras* cf. *gevili* d'Orb., *Polyptychites* sp., *Arca* sp., *Pecten cottaldinus* d'Orb., liczne otwornice. Miąższość 0,8 m.

5. Il szary tłusty, z domieszką mułku kwarcowego, zawiera kryształki gipsu i konkrecje żelazisto-margliste typu septarii. *Platylenticeras* cf. *gevili* d'Orb., *P. cf. marconi* d'Orb., *Polyptychites* sp., *Pecten* sp., *Ptychomya* Pict. et Camp., *Exogyra sinuata* Sow. Miąższość 2,25 m.

#### Walanżyn górny

6. Il ciemnoszary, plastyczny, z rzadkimi, czekoladowymi konkrecjami sydereytów i kryształami gipsu. *Polyptychites* sp., *Saynoceras verrucosum* d'Orb., liczne drobne małże i otwornice. Miąższość 2,5 m.

7. Łupek ilasty, ciemnoszary, nieco piaszczysty z ułamkami drewna i cienkimi warstewkami piasku muszlowego. *Hoplites* cf. *gibbosus* Koenen., *Neocomites neocomiensis* d'Orb., *N. amblygonias* Nev. et Uhlig., *Polyptychites nucleus* Roem., *Exogyra sinuata* Sow., *Pecten cottaldinus* d'Orb., *P. robinaldinus* d'Orb., *Ptychomya germani* Pict. et Camp., *Thracia neocomiensis* Pict. et Camp., *Rhynchonella* aff. *valangiensis* Lor., liczne otwornice. Miąższość 0,8 m.

8. Łupek szary, z brunatnymi konkrecjami marglistymi (przypuszczalnie sydereytowymi). Miąższość 0,5 m.

9. Łupek ciemnoszary, z konkrecjami sydereytowymi. *Craspedites* sp., *Polyptychites* sp., *Hoplites* sp., *Astieria* sp., *Panopea* sp., *Rhynchonella* sp., duże *Exogyra sinuata* Sow. Miąższość 0,6 m.

#### Hoteryw

10. Łupek ciemnoszary z *Exogyra sinuata* Sow. Miąższość 3,4 m.

11. Sferosydereyt, łupki szare, piaszczyste *Ostrea sanctae crucis* Pict. et Camp., *Exogyra sinuata* Sow. Miąższość 1 m.

12. Łupek ciemnoszary, tłusty. Miąższość 0,6 m.  
 13. Łupek czarny tłusty, z małżami. Miąższość 0,6 m.  
 14. Piasek drobnoziarnisty, ilasty, czarny, bitumiczny, z wkładkami gruboziarnistego. Miąższość 1,2 m.  
 15. Piasek drobnoziarnisty, bitumiczny, łupkowaty, *Simbirskites*. Miąższość 0,4 m.  
 16. Piasek drobnoziarnisty, czarny, bitumiczny, Miąższość 1,8 m.

M. Kobyłecki (1948) wymienia z neokomu nad Wolborką występowanie *Garnieria cf. tenue* z walażynu dolnego. W utworach hoterywu wymienia on obecność glaukonitu miejscami bardzo obfitego, podobnie jak w hoterywie okolic Radomia. W okolicach Wąwala na wapieniach bononu leży zlepieniec z otoczaków wapiennych.

B. Kokoszyńska (1956) znalazła poza tym w walażynie górnym amonity: *Neocomites biformis* Sayn, *Leopoldia provincialis* Sayn, *Bachianites neocomiensis* d'Orb.

Otwornice i małżoraczki w profilu neokomu Tomaszowa Mazowieckiego są bardzo liczne. Najważniejsze formy przewodnie, według J. Sztejn, są tu następujące.

W infrawalażynie są liczne otwornice i małżoraczki, ale brak jest wśród nich form przewodnich.

W walażynie dolnym występują:

*Haplocytheridea kummi* (Trieb.)  
*Vaginulinopsis humilis* (Reuss)  
*Marsonella oxycoma* (Reuss)  
*Verneuilinoides neocomiensis* (Mjat.)  
*Lenticulina nodosa* (Reuss)  
*Haplophragmoides concavus* (Chapman)  
*Glomospirella gaultina* (Berth.)  
*Epistomina tenuicostata* Bart. et Brand  
*Astacolus diversicostatus* (Liszka)

W walażynie górnym występuje tu ten sam zespół co i w walażynie dolnym oraz pojawiają się w nim nowe, następujące gatunki:

*Lenticulina guttata* Ten Dam  
*Cytharina pseudostriatula* Bart. et Brand  
*Cytharina orthonata* (Reuss)  
*Cytharina rudicostata* Bart. et Brand  
*Epistomina caracolla* (Roem.)  
*Epistomina cretosa* Ten Dam  
*Epistomina ornata* (Roem.)

#### Hoteryw

*Haplocytheridea kummi* (Trieb.)  
*Vaginulinopsis humilis* (Reuss)  
*Lenticulina nodosa* (Reuss)  
*Glomospirella gaultina* (Berth.)  
*Epistomina caracolla* (Roem.)  
*Epistomina cretosa* Ten Dam  
*Marginulina pyramidalis* (Koch)  
*Epistomina ornata* (Roem.)  
*Cytharina seitsi* Bart. et Brand

Stosunki paleogeograficzne w neokomie, według J. Lewińskiego (1932), M. Kobyłeckiego (1948) i B. Kokoszyńskiej (1956), były następujące.

Regresja morska górnajurajska doprowadziła do powstania facji brakicznej w bononie górnym. Purbeku prawdopodobnie brak całkowicie lub częściowo, należą do niego najwyższe warstwy jury (serpulit). Przerwa sedymentacyjna na granicy jury i kredy jest tu niewątpliwa wbrew pogładowi J. Lewińskiego. Osady infrawalażynu powstały w pobliżu brzegu, w płytkiej wodzie, w której falowanie sięgało do dna. Fauna wskazuje na wody morskie o normalnym zasoleniu i na otwarte połączenia z sąsiednimi basenami.

W walażynie nastąpiło znaczne pogłębienie się morza, tworzą się osady bardziej drobnoziarniste, terygeniczne. Są momenty splotania morza i sięgania falowania do dna, jak na to wskazują wkładki osadów zawierających oolity żelaziste lub piaski muszlowe. Nagromadzenie pirytu świadczy o redukcyjności środowiska sedymentacyjnego i gromadzeniu się substancji organicznej, na co wskazuje między innymi czarna barwa osadów. Fauna amonitów wskazuje na pokrewieństwo z fauną śródziemnomorską i niemiecką.

Hoteryw zaznacza się wyraźnym splotaniem morza i środowisko sedymentacyjne staje się lepiej utlenione — pojawia się glaukonit. Jednak pod Tomaszowem Mazowieckim zmiana ta nie jest tak wyraźna jak pod Radomiem i pewna bitumiczność osadów utrzymuje się dalej. Pojawienie się w wyższych warstwach amonitów z rodzaju *Symbirskites* świadczy o ponownym pogłębieniu się morza i nawiązaniu łączności z sąsiednimi basenami, brak jednak połączeń z Tetydą, jak na to wskazuje charakter fauny.

#### ALB

Początki wielkiej transgresji kredy górnej sięgają albu środkowego, najwyższego piętra kredy dolnej, według ogólnie przyjętego podziału kredy na dwie części.

W związku jednak z tym, że transgresja rozpoczynająca się w albie środkowym jest początkiem wielkiego cyklu sedymentacyjnego kredy górnej i związana jest z kredą górną facjalnie i faunistycznie, dlatego też alb w podziale na kredę dolną i górną ciąży do kredy górnej.

W literaturze światowej jak i polskiej spotyka się próby dzielenia kredy na dwie lub na trzy części

z wydzieleniem kredy środkowej. Sprawa ta bywa różnie interpretowana przez różnych autorów. W literaturze polskiej J. Samsonowicz (M. Książkiewicz, J. Samsonowicz, 1952) wyróżnił kredę środkową, łącząc w niej dwa piętra alb i cenoman, stawiając granicę między środkową a górną kredą na granicy cenomanu i turonu. Podział ten wydaje się zupełnie uzasadniony, gdyż zarówno alb jak i cenoman jest okresem wkraczania jak i rozszerzania się transgresji morskiej na obszary lądowe, jak również i z tego powodu, że często w wielu miejscach trudno jest rozgraniczyć utwory albu i cenomanu. Natomiast

w literaturze zachodnioeuropejskiej niektórzy autorzy granicę między kredą środkową a górną stawiają na granicy turonu i koniak, widząc między tymi piętrami a wyższymi duże różnice i przerwy sedymentacyjne.

Przy definiowanych litologicznie i faunistycznie piętrach sprawa jak podzielić kredę na 3 lub 2 części jest sprawą czysto umowną nie utrudniającą korelację tych dwóch podziałów. Przy zestawieniach ogólnych (kartograficznych) trójpodział kredy wydaje się natomiast bardziej uzasadniony, gdyż można wyraźnie rozgraniczyć utwory albu od neokomu nie związane z nim genetycznie.

Osady albu, stanowiące osady pierwszej fazy transgresji górnokredowej w Polsce, cechują wielkie zmiany facjalne. Zmiany te szczególnie widoczne

są w południowej Polsce na obrzeżeniu. Gór Świętokrzyskich. Utwory albu obrzeżenia Gór Świętokrzyskich są najlepiej odsłoniętymi utworami w Polsce tego wieku i były one w sensie historycznym najwcześniej poznane. Na obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich przeważają facje piaszczyste, przybrzeżne i co za tym idzie, zmiany facjalne zachodzą na niewielkich odległościach, tak że nie zawsze łatwa jest korelacja litologiczna niezbyt oddalonych od siebie odsłoneń.

W seriach piaszczystych fauna należy do rzadkości, za to facje fosforytowe i gezyowe często przepelnione są szczątkami organicznymi. W piaskach sypkich natomiast brak jest zupełnie skamieniałości. Zestawienie wielu profilów albu i całości fauny oraz prześledzenie zmian facjalnych w różnych rejonach pozwoliło na stworzenie jednolitego obrazu

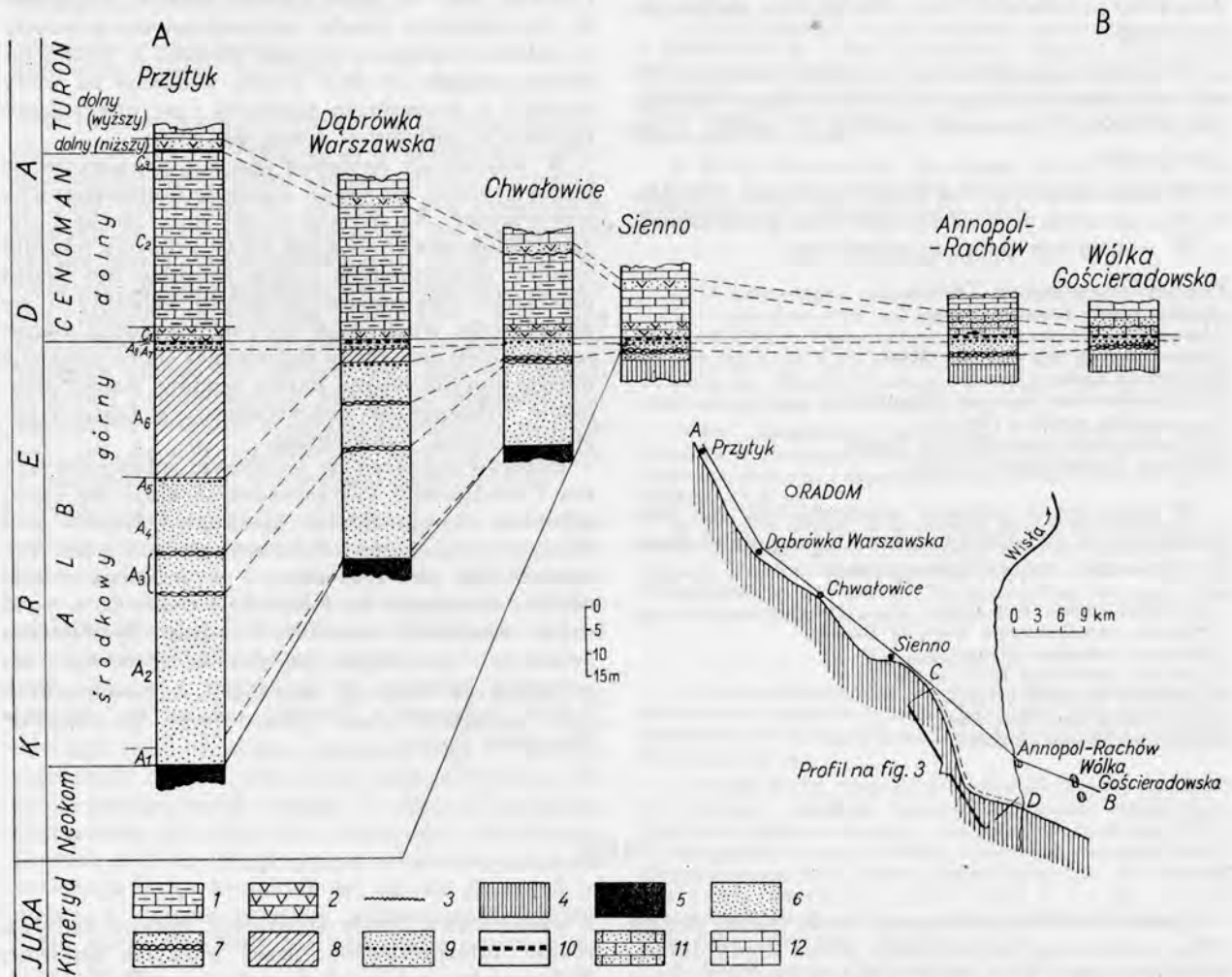


Fig. 2. Schematyczny profil zmian litologii i miąższości albu i cenomanu na północno-wschodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich (bez obszaru wychodni na odcinku a Skarbka—Ożarów—Zawichost)

1 — margiel bez glaukonitu, wapienie, 2 — gezy wapieniste, 3 — hard ground, 4 — ily margliste, zlepy, 5 — ily piaszczyste, 6 — piaski, 7 — piaskowce (ławice), 8 — gezy bezwapieniste, 9 — fosforyty w piaskach (konkrecje), 10 — fosforyty w marglach (poziom), 11 — margiel z glaukonitem i drobnymi konkrecjami fosforytów, 12 — opoki wapieniste, wapienie ilaste

Diagrammatic sequence of lithological changes and thicknesses found in Albian and Cenomanian deposits in the north-east part of the margin of the Góry Świętokrzyskie (neglecting the outcrops from Skarbka through Ożarów to Zawichost)

1 — marl without glauconite, limestones, 2 — calcareous gaizes, 3 — hard ground, 4 — marly clays, coquinas, 5 — sandy clays, 6 — sands, 7 — sandstones (banks), 8 — non-calcareous gaizes, 9 — phosphorites in sands (concretions), 10 — phosphorites in marls (horizon), 11 — marl with glauconite and fine phosphorite concretions, 12 — opokas (siliceous limestones) calcareous opokas, clayey limestones

Stratygrafia		Północno-wschodnie obrzeżenie Gór Świętokrzyskich						
		Część północno-zachodnia			Część południowo-wschodnia			
		Na NW od szosy Radom — Wierzbica			Na SE od szosy Radom — Wierzbica			
Alb	górnny	A <sub>8</sub>	~ 0—0,20 m	Najwyższy poziom fosforytów (w marglu)	<i>Neohibolites ultimus</i>	0,20 m	Najwyższy poziom fosforytów lub piaski glaukonitowe	<i>Stoliczkaja cf. notha</i> <i>Neohibolites ultimus</i> <i>Parahibolites tourtiaie</i> <i>Aucellina gryphaeoides</i> <i>Aucellina krasnopolski</i> <i>Aucellina caucasica</i> <i>Aucellina stuckenbergi</i> <i>Aucellina quaasi</i> <i>Exogyra sigmoidea</i> <i>Exogyra incurva</i> <i>Ostrea vesiculosa</i> <i>Mortoniceras cf. inflatum</i> <i>Euhoplites cf. boloniensis</i> <i>Puzosia mayoriana</i> <i>Inoceramus concentricus</i> <i>Plicatula gurgitis</i> <i>Pecten nilsoni</i> <i>Ostrea vesicularis</i> <i>Ostrea vesicularis</i> var. <i>hippodium</i> <i>Dentalium</i> sp. Kręgi i zęby ryb Kości gadów Gąbki
		A <sub>7</sub>	0,2—0,75 m	Fosforyty piaszczyste (górne)	Fragmenty gąbek		górne	
		A <sub>6</sub>	~ 1—30 m	Gezy	<i>Neohibolites ultimus</i> <i>Neohibolites minimus</i> <i>Aucellina gryphaeoides</i> <i>Aucellina quaasi</i> <i>Aucellina caucasica</i> fragmenty gąbek	~ 0,60—1 m	Fosforyty piaszczyste	
		A <sub>5</sub>	0,20—1 m	Fosforyty piaszczyste (dolne)	Gąbki, sfosforytyzowane drewno		dolne	<i>Hoplites dentatus</i> <i>Hoplites latesulcatus</i> <i>Hoplites vectensis</i>
	środkowy	A <sub>4</sub>	20—25 m	Piaski z glaukonitem		0,5—20 m	Piaski z glaukonitem	
		A <sub>3</sub>	0,10—1 m	Piaskowce (ławice piaskowca)	Ślady pełzań	0,5—3 m	Piaskowce	<i>Anahoplites cf. praecox</i> <i>Dimorphoplites hilli</i> <i>Neohibolites minimus</i> <i>Cymatoceras radiatus</i>
		A <sub>2</sub>	32—35 m	Piaski z glaukonitem		0—32 m	Piaski z glaukonitem	
	A <sub>1</sub>	0—32 m	Piaski bez glaukonitu				Jura	
Neokom								
Jura								

Tabela stratygraficzna albu obrzeżenia Gór Świętokrzyskich

Obrzeżenie Gór Świętokrzyskich			Południowo-zachodnie obrzeżenie					
Część południowo-wschodnia			Tomaszów Mazowiecki		Przedbórz			
Na SE od szosy Radom – Wierzbica			Obszar niecki tomaszowskiej		Na arkuszu 1 : 100 000 Przedbórz			
0,20 m	Najwyższy poziom fosforytów lub piaski glaukonitowe	<i>Stoliczka</i> cf. <i>notha</i> <i>Neohibolites ultimus</i> <i>Parahibolites tourtia</i> <i>Aucellina gryphaeoides</i> <i>Aucellina krasnopolski</i> <i>Aucellina caucasica</i> <i>Aucellina stuckenbergi</i> <i>Aucellina quaasi</i> <i>Exogyra sigmoidea</i> <i>Exogyra incurva</i> <i>Ostrea vesiculosa</i> <i>Mortoniceras</i> cf. <i>inflatum</i> <i>Euhoplites</i> cf. <i>boloniensis</i> <i>Puzosia mayoriana</i> <i>Inoceramus concentricus</i> <i>Plicatula gurgitis</i> <i>Pecten nilssoni</i> <i>Ostrea vesicularis</i> <i>Ostrea vesicularis</i> var. <i>hippodium</i> <i>Dentalium</i> sp. Kręgi i zęby ryb Kości gadów Gąbki		Gezy piaszczyste i piaskowce w górnej części zlepieńce	Odciski drewna  <i>Aucellina gryphaeoides</i> (masowo) <i>Aucellina stuckenbergi</i> <i>Aucellina</i> sp.	58 m	Piaskowce zsylikowane partiami żelaziste	<i>Mortoniceras inflatum</i> <i>Mortoniceras</i> sp. Szczątki drewna
~0,60–1 m	Fosforyty piaszczyste		82 m	Gezy wapienste	<i>Neohibolites minimus</i> <i>Aucellina gryphaeoides</i> <i>Pecten orbicularis</i> Spikule gąbek	22 m	Gezy i spongiolity (chalcedonity)	<i>Neohibolites minimus</i> <i>Aucellina gryphaeoides</i> (bardzo rzadkie) Gąbki i masowe spikule gąbek
		<i>Hoplites dentatus</i> <i>Hoplites latesulcatus</i> <i>Hoplites vectensis</i>		Piaskowiec żelazisty i piaskowiec gezowaty impregnacje fosforytów	<i>Neohibolites minimus</i> Spikule gąbek	1–2 m	Piaskowce glaukonitowe	
0,5–20 m	Piaski z glaukonitem						Piaskowce bez glaukonitu	
0,5–3 m	Piaskowce	<i>Anahoplites</i> cf. <i>praecox</i> <i>Dimorphoplites hilli</i> <i>Neohibolites minimus</i> <i>Cymatoceras radiatus</i>	150 m	Piaski i piaskowce Żwiry i piaski		30 m	Piaskowce glaukonitowe	
0–32 m	Piaski z glaukonitem						Zlepieńce lub piaskowce	Fragmenty gąbek
Jura								
			Neokom					
			Jura					

## Południowo-zachodnie obrzeżenie Gór Świętokrzyskich

		Przedbórz		Góra Chełmowa			Małogoszcz	
		Na arkuszu 1 : 100 000 Przedbórz		Między Przedborzem a Radomskiem			koło miasta	
<i>aeoides</i> <i>senbergi</i>	58 m	Piaskowce zsyliko- wane partia- mi żelaziste	<i>Mortoniceras infla- tum</i> <i>Mortoniceras</i> sp. Szczątki drewna	ponad 200 m	Piaskowce z wkładka- mi żwirków	<i>Inoceramus concen- tricus</i> <i>Inoceramus anglicus</i> <i>Lima nillsoni</i> <i>Pecten nillsoni</i> <i>Mortoniceras rostratum</i> <i>Mortoniceras inflatum</i> <i>Mortoniceras</i> sp. <i>Callihoplites auritus</i> <i>Euhoplites alphasautus</i> <i>Euhoplites inornatus</i> <i>Nautilus</i> sp.	Pias- kowce	<i>Mortonic- eras</i> <i>inflatum</i>
<i>minimus</i> <i>aeoides</i> <i>is</i>	22 m	Gezy i spongiolity (chalcedo- nity)	<i>Neohibolites mini- mus</i> <i>Aucellina grypha- eoides</i> (bardzo rzadkie) Gąbki i masowe spikule gąbek					
<i>minimus</i>	1—2 m	Piaskowce glaukonito- we						
	30 m	Piaskowce bez glauko- nitu  Piaskowce glaukonito- we  Zlepieńce lub piasko- wce	Fragmety gąbek					

Jura

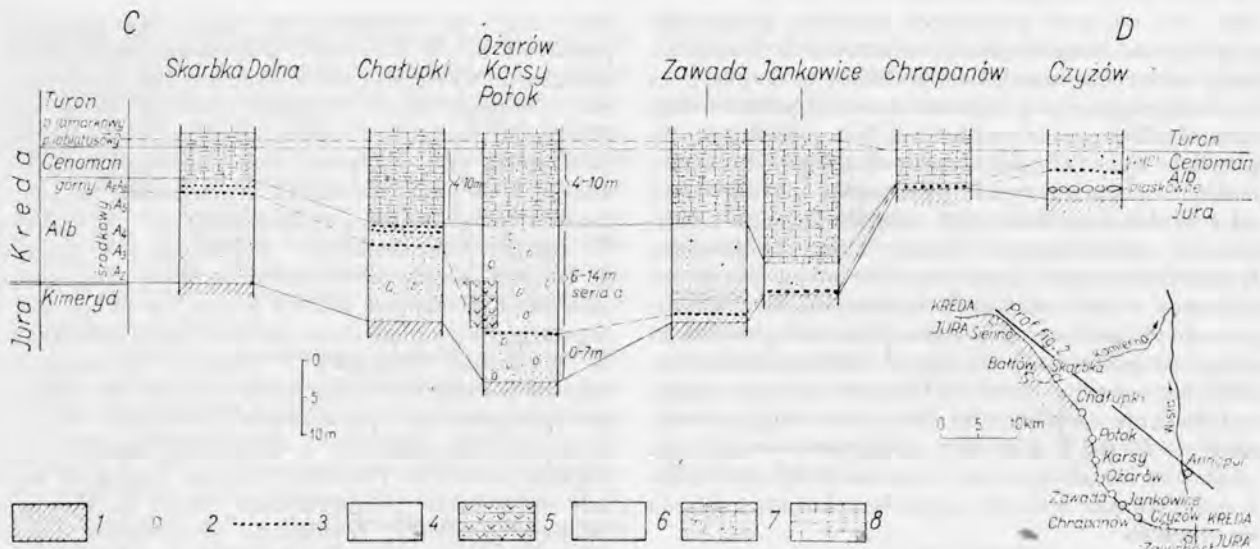


Fig. 3. Profil albu i cenomanu północnego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich południowo-wschodnia część odcinka Siemno—Zawichost nad Wisłą

- 1 — jura — wapienie, margle, zlepy, 2 — krzemienie, 3 — fosforyty, 4 — mułek krzemionkowy, 5 — gezy, 6 — piaski glaukonitowe, 7 — margle glaukonitowe z kwarcem detrytycznym, 8 — margle bez glaukonitu i wyraźnego kwarcu detrytycznego  
 Grubość serii piaszczystej dla rejonu Skarbka Dolna — Siemno może się wahać od 1 do 3 m  
 \* W profilu Karsy w serii a występuje wkładka białej gezy z krzemieniami miąższości 6 m

The Albian and Cenomanian sequence in the northern margin of the Góry Świętokrzyskie, the south-east part of the stretch from Siemno to Zawichost on the Vistula

- 1 — Jurassic — limestones, marls and coquinas, 2 — flints, 3 — phosphorites, 4 — siliceous silt, 5 — gizzes, 6 — glauconite sands, 7 — glauconite marls with detritic quartz, 8 — marls without glauconite and clear detritic quartz  
 The thickness of the sandy series for the area Skarbka Dolna — Siemno may vary from 1 to 3 m  
 \* In the Karsy sequence, series a, an intercalation of white gize occurs with flints, thickness 6 m

stratygrafii albu (S. Cieśliński, 1959a, b, 1960). Utwory albu i cenomanu muszą być rozpatrywane osobno dla północno-wschodniego i południowo-zachodniego obrzeżenia.

**Północno-wschodnie obrzeżenie.** Utwory albu i cenomanu na północno-wschodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich są znacznie lepiej poznane niż utwory tego wieku na obrzeżeniu południowo-zachodnim, dzięki pracom związanym z poszukiwaniem złóż fosforytów.

Na południowo-zachodnim obrzeżeniu stratygrafia opiera się prawie wyłącznie na odsłonięciach korelowanych z sobą na dość dużych odległościach, przez co niemożliwe było dokładne prześledzenie poszczególnych zmian facjalnych, jak na północno-wschodnim obrzeżeniu. Dlatego też stratygrafia albu na północno-wschodnim obrzeżeniu jest obecnie najlepiej poznana ze wszystkich regionów Polski i na tym obszarze ustalone były pierwsze zręby stratygrafii tego piętra już w latach dwudziestych XX wieku przez J. Samsonowicza (1924a, b, 1925, 1932a, b), uzupełnione następnie badaniami W. Pożaryskiego (1939, 1947, 1948), S. Cieślińskiego (1959a) i J. Ubernę (1961).

Na północno-wschodnim obrzeżeniu zachodzą wyraźne różnice w wykształceniu i miąższościach, pozwalające na wyróżnienie dwóch rejonów, północno-zachodniego (rejon Radom — Siemno) i rejonu południowo-wschodniego (Siemno — Zawichost). Rejon południowo-wschodni jest bardziej skomplikowany, mimo mniejszych miąższości. W części tej

różnice facjalne zachodzące na niewielkich odległościach są znacznie większe niż w części zachodniej (fig. 2, 3). Część północno-zachodnia albu (rejon Radom — Siemno) ma znacznie większe miąższości niż część południowo-wschodnia. Miąższości te rosną stale w kierunku północno-zachodnim i zostały prześledzone aż po rzekę Pilicę. Całość zagadnień stratygraficznych została przedstawiona w tabeli 1.

Alb na północnym obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich został podzielony na 8 lokalnych poziomów opartych na litologii i częściowo faunie. Niektóre z tych poziomów dają się prześledzić i również na południowo-zachodnim obrzeżeniu.

#### ALB ŚRODKOWY

Wielka transgresja górnokredowa wkroczyła na obszary Polski w albie środkowym, osadzając w pierwszym okresie serię piaszczystą. Zmiany litologiczne w obrębie serii piaszczystych, jak i fauna, zachowana w piaskowcach oraz w fosforytach występujących w stropie serii piaszczystych, pozwoliły na wyróżnienie 5 lokalnych podpoziomów łatwo dających się wyróżnić na całym omawianym terenie.

A1. Piaski. — Najstarszą serią albu na północno-wschodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich jest seria piasków znana z części północno-zachodniej terenu z rejonów Przytyk — Bukówno. Seria ta

różni się od serii nadległych brakiem glaukonitu i spoczywa bezpośrednio na utworach neokomu. Serię tę wyróżniono jako alb dolny, ze względu na to, że występuje pod udokumentowanymi utworami albu środkowego. Jednak brak jest przesłanek, by piaski te były już wieku dolnoalbskiego, skoro fakalnie i sedymentacyjnie odznaczają się one ostro od niżej leżącego hoterywu, a łączą się ściśle z warstwami zawierającymi faunę albu środkowego. Ewentualne starsze poziomy albu mogą istnieć na północny zachód od Gór Świętokrzyskich na obszarze antyklinorium kujawsko-pomorskiego. Piaski powyższe poziomu A zwykle są średnioziarniste ze żwirkami, często żelaziste. Grubość ich jest różna, w Bukównie na północ od Przytyka osiągają miąższość do 50 m. W kierunku południowo-wschodnim miąższość ich maleje i nie wszędzie były spotykane w wierceniach. Seria ta na powierzchni nie odsłania się nigdzie.

A2. Piaski. — Do poziomu tego należy zaliczyć piaski średnioziarniste z glaukonitem występujące prawie na całym terenie północno-wschodniego obrzeżenia. Różnią się one też zwykle kolorem od piasków poziomu A1. Piaski A2 leżą transgresywnie w centralnej i południowo-wschodniej części obrzeżenia na kimerydzie, wykształconym w postaci łańcuchów marglistych i zlepow muszlowych. Natomiast w części północno-zachodniej, poczynając od Chwałowic leżą na neokomie lub na piaskach poziomu A1. Są to zwykle piaski średnioziarniste słabo obtoczone. Glaukonit w dolnych partiach jest rzadszy, ku górze natomiast ilość jego znacznie się zwiększa. Fauna w poziomie tym też nie jest znana. Miąższość piasków waha się od paru metrów w części wschodniej do kilkudziesięciu metrów w części północno-zachodniej. Piaski powyższe na powierzchni można obserwować w tomie, w Anopolu (przy drodze z miasta w kierunku Wisły).

A3. — Piaskowce. Ponad omówionymi piaskami leżą piaskowce. Są one zwykle średnioziarniste o ziarnach słabo obtoczonych. Spotyka się w nich glaukonit. Występują w postaci nieregularnych ławic przedzielonych serią piaszczystą. W piaskowcach tych można wydzielić partie kruche, o spoiwie ilastym i partie piaskowców twardych, skrzemionkowanych, mających spoiwo chalcedonowe. J. Uberna (1961) stwierdził, że na odcinku Przytyk — Chwałowice piaskowce A3 występują co najmniej w dwu poziomach, mimo że w poszczególnych wierceniach obserwuje się zwykle jedną ławicę. W wiercieniu Maliszew stwierdził autor ten jedną ławicę piaskowca na głębokości 12,2 m poniżej fosforytów, drugą zaś ławicę w tym samym wiercieniu na głębokości 22 m. Dla ławic tego samego poziomu piaskowców odległości od stropu albu mogą być różne; być może ze względu na różną miąższość całego albu. Można tym tłumaczyć niewielkie odległości ławic piaskowców od stropu albu w rejonie Chwałowic, gdzie zmniejsza się znacznie jego miąższość.

W rejonie Chwałowic obserwuje się zwykle kilka parocentymetrowych ławic kruchego piaskowca, czasami z przewarstwieniami spieków żelazistych,

być może, że obejmują one tutaj dwa poziomy piaskowców. W kierunku południowo-wschodnim piaskowce występują soczewkowato lub miejscami nie występują wcale. Najlepiej widoczne są na wychodniach piaskowce odsłaniające się w Anopolu (występują one w postaci dużej nieregularnej ławicy). W rejonie Anopola stwierdzono też dwa poziomy piaskowców, o miąższości łącznej 0,7—4 m. W rejonie Gościeradowa i Salomina, jak podaje J. Uberna, można obserwować zarówno lite, krzemionkowe piaskowce jak też leżące na nich — nieregularne bryły piaskowca, na ogół mniej zwięzłego. W większości szybków i wierceń wykonanych między Salominem a Gościeradowem nie stwierdzono występowania piaskowców. Świadczy to, że w rejonie tym piaskowce tworzą tylko mniejsze lub większe soczewki. Piaskowce rejonu Anopola zostały opracowane petrograficznie przez M. Turnau-Morawską (1948). Wschodnie piaskowców i gez albu zaznaczają się zwykle morfologicznie, odsłaniają się na powierzchni dalej na północny zachód od miejsc występowania innych osadów kredowych. Wschodnie piaskowców albu poziomu A3 widoczne są w rejonie Chwałowic, w Rudzie Małej, Stanisławowie oraz w Krogulec Mokrej. Najdalej na zachód znane wschodnie albu znajdują się w Chronówku koło Wolanowa.

W piaskowcach tych w rejonie Anopola została znaleziona fauna *Dimorpholites hilli* Spath (dość liczna), *Anahoplites* cf. *praecox* Spath. W piaskowcach Chwałowic występował *Cymatoceras radiatus* (Sow.) i *Neohibolites minimus* (Miller). Zachowanie się fauny w wyżej wymienionych piaskowcach świadczy, że piaskowce te powstawały zaraz po osadzeniu się osadów, a nie w wyniku wtórnych procesów w okresie późniejszym. Fauna zachowana w piaskowcach wskazuje, że opisane piaskowce odpowiadają angielskiemu podpoziomowi „intermedius”, gdzie pierwsze dwa amonity przytoczone wyżej, według L. F. Spatha, występują w tym właśnie podpoziomiu. Dwie ostatnie formy mają większy zasięg stratygraficzny.

A4. Piaski. — Nad piaskowcami występują piaski zbliżone do piasków A2. Są one też średnioziarniste, lecz mają znacznie więcej glaukonitu. Piaski powyższe faunistycznie nie są datowane. Być może, że odpowiadać one będą też podpoziomowi angielskiemu „intermedius”. Nie ma zupełnie możliwości znalezienia w piaskach tych fauny. Piaski te są bezwapniaste i sypkie, skorupki więc węglanowe musiały ulec całkowitemu rozpuszczeniu zaraz po osadzeniu się tej serii. W różnych rejonach nie sposób postawić granicy między A2, A3, A4, ze względu na brak piaskowców dzielących poszczególne poziomy. W okolicach Wolanowa koło Radomia w piaskach tych poziomowi A4 występują konkretne pirytowe. Miąższości A4 bywają różne i wahają się na wschodzie w granicach od kilkunastu centymetrów do paru metrów, w części zachodniej zaś wahają się w granicach od paru- do kilkunastu metrów. W części stropowej tego poziomu występują pierwsze, nieliczne konkretne fosforytów, z reguły silnie

piaszczyste, o stosunkowo dużych rozmiarach do 20 cm średnicy, jak zostało to stwierdzone w okolicach Chałupek, Sienna, między Duranowem a Ożarowem oraz między Czyżowem a Zawichostem. Nieliczne fosforyty tego typu występują także w Annopolu w piaskach pod złożem fosforytowym. Również w Gościeradowie poniżej warstwy zagęszczenia występują nieliczne duże konkracje fosforytowe. Seria A4 nie ukazuje się nigdzie na powierzchni poza Annopolem i może być dostępna jedynie w szybikach.

A5. Fosforyty piaszczyste (dolne).—W stropie wyżej opisanych warstw, wśród których często spotykają się drobne konkracje fosforytowe, występuje poziom piaszczystych konkracji fosforytowych. Poziom A5 rozpoczyna się często dużymi konkracjami fosforytowymi o średnicy do 20 cm. Ilość  $P_2O_5$  jest mniejsza niż w fosforytach leżących wyżej i waha się w granicach 9—14%  $P_2O_5$ . Niekiedy zdarza się, że konkracje poszczególne są z sobą scementowane i tworzą litą warstwę. Często też konkracje mają kształt wrzecionowaty. Grubość tego poziomu jest niewielka i waha się w granicach od kilkunastu centymetrów do 2 m, a jak podaje J. Uberna, w Zalesicach do 3,6 m. Do poziomu A5 (w części wschodniej od Zalesic, koło szosy Radom — Wierzbica zaliczyć należy dolną część serii fosforytowej lub tu gdzie istnieje lokalna dwudzielność poziomu fosforytów, warstwę dolną. W północno-zachodniej części terenu, od Zalesic aż po rejon rzeki Pilicy, do A5 należąć będzie dolny poziom fosforytów występujący poniżej gezy. Poziom ten jest dość dobrze udokumentowany faunistycznie i znana jest dla tego poziomu następująca fauna: *Hoplites dentatus* (Sow.), *H. latesulcatus* Spath, *H. vectensis* Spath, *Anahoplites fittoni* (d'Arch.),

*Euhoplites ochetonatus* (Seeley) i *Nautilus* sp. Liczne też są tam szczątki drewna często pogryzione przez skalotocze. Fauna wskazuje, że powyższe fosforyty odpowiadają angielskim poziomom od „intermedius” aż do górnej części albu środkowego — Poziom cristatum. Znamienne jest rzeczą, że formy takie jak *Hoplites dentatus* przechodzą znacznie wyżej niż są notowane w Anglii i reprezentują tu górną część albu środkowego. *Hoplites dentatus* (Sow.) cytowany był też przez J. Samsonowicza z piaskowców poziomu A3, lecz niestety w późniejszej rewizji oznaczeń gatunku tego w piaskowcach nie znaleziono, natomiast w piaskowcach występowała inna fauna cytowana wyżej. Być może, że J. Samsonowicz znacznie szerzej pojmował pojęcie gatunku *Hoplites dentatus*.

#### ALB GÓRNY

A6.—Poziom A6 albu górnego litologicznie daje się wyróżnić zasadniczo tylko w północno-zachodniej części obrzeżenia (fig.2). Poziom ten znany jest od Zalesic, około 2 km na wschód od szosy Radom — Wierzbica. Poziom A6 reprezentują gezy ilaste i ily z czertami przechodzące w gezy wapienne w rejonie Pilicy, a jeszcze dalej ku północnemu zachodowi w margle. Jest on bardzo charakterystyczny i świetnie nadaje się do korelacji albu północno-wschodniego i południowo-zachodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich (fig. 4). Miąższość zarówno na jednym jak i na drugim obrzeżeniu rośnie w kierunku północno-zachodnim, dochodząc w okolicach Przytyka do ponad 20 m. Na wschód od Zalesic całkowicie się wyklinowuje. Gezy powyższe okolice Radomia w niektórych miejscach są przejściem do spongiolii-

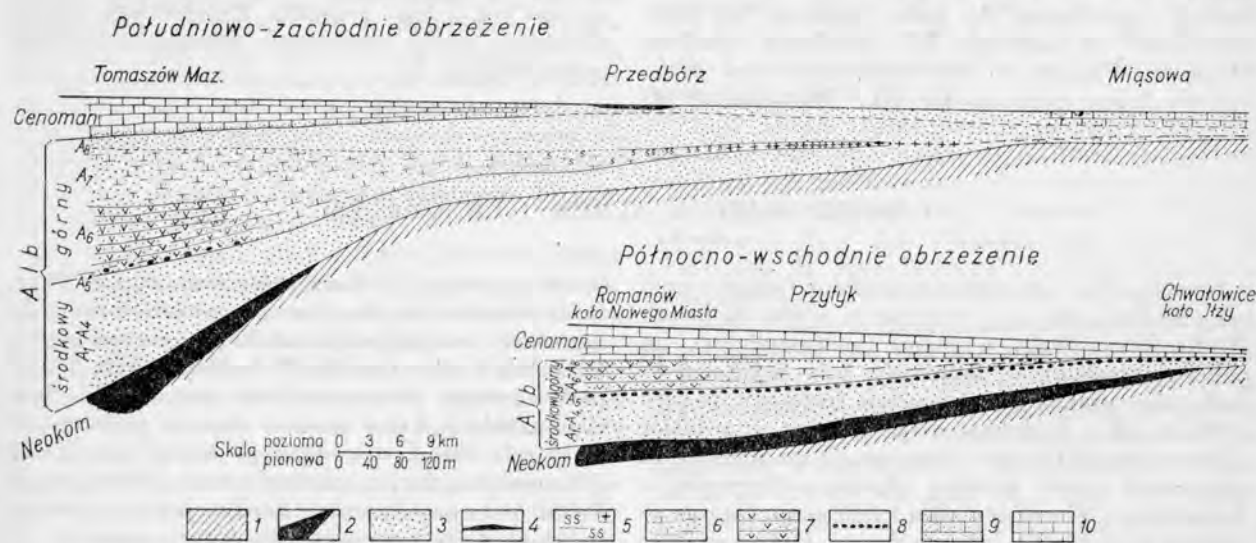


Fig. 4. Przekrój geologiczny przez utwory albu i cenomanu Gór Świętokrzyskich

1 - ily margliste i wapienie kimerydu, 2 - utwory ilasto-piaszczyste neokomu, 3 - piaski i piaskowce, 4 - ily, 5 - spongiolity (+ chalcidony), 6 - gezy bezwapiaste, 7 - gezy wapiaste, 8 - fosforyty, 9 - margle piaszczyste, 10 - margle

Geological cross-section through the Albian and Cenomanian deposits of the Góry Świętokrzyskie

1 - marly clays and Kimmeridgian limestones, 2 - clayey-sandy Neocomian formations, 3 - sands and sandstones, 4 - clays, 5 - spongiolites (with chalcidony), 6 - non-calcareous gaizes, 7 - calcareous gaizes, 8 - phosphorites, 9 - sandy marls, 10 - marls

tów. W płytkach cienkich mikroskopowych widoczne są głównie spikule gąbek typu monaxon i triaxon stanowiące podstawowy składnik skałotwórczy. Ziarna kwarcu detrytycznego jak i glaukonit odgrywają mniejszą rolę niż spikule gąbek. W gezach poczynając od szosy Radom — Kielce zaczyna pojawiać się fauna, której ilość zwiększa się w kierunku północno-zachodnim. Bardzo liczna fauna aucellin, głównie *Aucellina gryphaeoides* Sow. znana jest z rejonu Przytyka z miejscowości Oblasy, gdzie gezy tego wieku poziomu A6 ukazują się na powierzchni. Tak samo masowo występują aucelliny w wiercieniu Romanów (koło Nowego Miasta nad Pilicą). Natomiast gezy położone na południowy wschód od szosy Radom — Kielce są prawie całkowicie pozbawione makrofauny. Podobnie jest i w okolicach Przedborza nad Pilicą, gdzie gezy i spongiolity są bardzo ubogie w makrofaunę, gdy ich odpowiedniki w Tomaszowie Mazowieckim, położonym zaledwie o 45 km w linii prostej, przepelnione są fauną. Najbardziej charakterystycznymi formami dla poziomu A6 — gez jest *Aucellina gryphaeoides* Sow., *A. quaasi* Woll., *A. caucasica* (Abich) jak również *Neohibolites minimus* (Miller) i *N. ultimus* (d'Orb.). W odpowiednikach poziomu A6 w Polsce północnej występowały oprócz tych form belemnity z grupy *Parahibolites tourtiaie* (Weigner).

A7. Fosforyty piaszczyste górne. — Utwory tego poziomu są reprezentowane przez piaski glaukonitowe z конкреcjami fosforytów. Miąższość powyższej serii, jak podaje J. Uberna, na odcinku Przytyk — Zalesice jest różna i wynosi od 0,3 do 15 m.

Na południowy wschód od szosy Radom — Wierzbica, od wsi Zalesice fosforyty poziomu A7 występują w stropie gez. Na południowy wschód od tej miejscowości fosforyty tego poziomu odpowiadają górnej warstwie fosforytów piaszczystych. Lokalnie tworzą z poziomem A5 jedną warstwę lub dwie oddzielone od poziomu A5 wkładkami piasków płonnych. Poziom A7 reprezentowany jest przez typową faunę górnoalbską jak: *Mortoniceras* cf.

*inflatum* (Sow.), *Puzosia mayoriana* (d'Orb.), *Euhoplites* cf. *boloniensis* (Spath). Powyższa fauna spotykana była w Anopolu i Krzyżanowicach koło Ilży. Poziom A7 w kierunku północno-zachodnim stopniowo staje się coraz cieńszy i zanika całkowicie na północny zachód od rzeki Pilicy (fig. 4). W Polsce północno-zachodniej na obrzeżeniach antyklinorium kujawsko-pomorskiego poziom ten, jak i poziom wyższy A8, litologicznie nie jest wyróżniony.

A8. Fosforyty w marglach. — Ponad fosforytami piaszczystymi występują margle piaszczyste częściowo sfosforytyzowane, przepelnione brunatnymi конкреcjami fosforytów (fig. 2). Miąższość ich wynosi od kilkunastu do kilkudziesięciu centymetrów. W poziomie tym oprócz kwarcu detrytycznego masowo występuje glaukonit. Warstwa powyższa w wielu miejscach wyraźnie odcina się od warstw spągowych i stropowych. Nie wszędzie jednak poziom ten jest wyraźny, gdyż znane jest wiele miejsc, gdzie nad fosforytami poziomu A7 występują piaski silnie margliste z licznymi lub mniej licznymi конкреcjami fosforytów. Ten typ piaszczysty poziom A8 przeważa na odcinku południowo-wschodnim — Zawichost — Sienno (fig. 3). Piaski marglisto-glaukonitowe zawierają różne ilości  $\text{CaCO}_3$  — przeciętnie około 20%. Natomiast margle z fosforytami tego samego poziomu mają  $\text{CaCO}_3$  do 60%. W marglach z fosforytami i piaskach marglistych występuje liczna fauna jak: *Neohibolites ultimus* (d'Orb.), *Aucellina gryphaeoides* Sow., *A. krasnopolski* Pavl., *A. caucasica* (Abich), *A. stuckenbergi* Pavl., *A. quaasi* Woll., *Ostrea vesiculosa* (Sow.), i inne formy (tab. 1). Z form ważnych stratygraficznie, lecz stosunkowo rzadkich, należy wymienić *Stoliczkaja* cf. *notha* (Seeley), która jest formą najwyższego albu Anglii i według Spatha wskazuje na poziomy „dispar-perinflatum” i „substuderii”. Znany jest też z tego poziomu *Parahibolites tourtiaie* (Weigner), który nieznacznie przechodzi do poziomu dolnego C<sub>1</sub>.

## GRANICA MIĘDZY ALBEM I CENOMANEM

Granica albu z cenomanem zarówno faunistycznie jak i litologicznie jest wyraźna w wielu miejscach Polski. Szczególnie wyraźnie widoczna jest na północno-wschodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich, gdzie granicę tę wyznaczają fosforyty, będące stropem albu. Podobnie ostra granica w związku z istnieniem fosforytów zaznacza się na zachodnim obrzeżeniu niecki łódzkiej (Kalisz — Burzenin — Radomsko). Na granicy albu i cenomanu łącznie ze zmianą facji ulegała zmianie fauna. Dość wyraźnie faunistycznie zaznacza się granica między albem i cenomanem również na obszarach, gdzie nie ma specjalnej różnicy litologicznej między tymi piętrami, jak ma to miejsce na obrzeżeniach antyklinorium kujawsko-pomorskiego. Paleontologicznie granicę między albem i cenomanem należy postawić w miej-

scach pojawiania się form *Inoceramus crippii* Mant., *Schloenbachia varians* (Sow.) i innych form cenomańskich i w miejscach zanikania masowo występujących w albie aucellin. W fosforytach na północno-wschodnim obrzeżeniu brak jest zupełnie form cenomańskich, które masowo dopiero pojawiają się w stropie fosforytów. Dlatego też granicą litologicznie wyznacza poziom fosforytowy. W cenomanie Polski, poza pojedynczymi конкреcjami, nie powstały złoża tych surowców. Fosforyty tworzyły się stosunkowo długo, począwszy od albu środkowego do najwyższego albu. Rozdwajanie się ławic fosforytów i pojawianie się między nimi gez (A6) świadczy o okresach wyraźnych zmian sedymentacji. W okresie kiedy we wschodniej części obrzeżenia powstała jedna zasadniczo warstwa „fosforytowa”, w części

zachodniej oprócz fosforytów osadzały się wielometrowe osady gez. Jak podaje J. Uberna, fosforyty w północno-zachodniej części badanego obszaru są bogatsze w  $P_2O_5$  od fosforytów części południowo-wschodniej. Na podstawie obserwacji, jakie prowadził podczas prac związanych z fosforytami, J. Uberna uważa, że fosforyty północnego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich powstały syngenetycznie na dnie morza w strefie szelfu, na głębokościach bliskich podstawy falowania, jako osad wytrącony z roztworu wokół rozkładających się szczątków organicznych. Również J. Uberna potwierdził wniosek, że warunkami znacznego nagromadzenia się fosforytów w określonej warstwie był fakt znacznie zwolnionej sedymentacji. Fosforyty na powyższym terenie eksploatowane są do celów przemysłowych w kopalni Anopol. Kopalnia Chałupki od paru lat została zlikwidowana. Ciekawą jest rzeczą i zarazem znamioną, że linia brzegowa w albie górnym przebiegała nie bardzo daleko od dziś znanych wychodni w rejonie Sienna — Zawichost. W okresie pokredowym utwory albu, jak i wyższe piętra kredy, ulegały zniszczeniu, jednak w niektórych miejscach oddalonych o wiele kilometrów od dzisiejszej wychodni, w zagłębieniach nierównej powierzchni utworów malmu i keloweju spotykają się zielone piaski. Piaski te znane były już J. Samsonowiczowi (1934) z Gór Świętokrzyskich pod Sudolem, Borowni i ze Skąły. J. Samsonowicz nie wypowiedział się jednak co do ich wieku, uważając je za utwory morskie. Przypuszczano, że są to utwory trzeciorzędowe (oligoceny). W. C. Kowalski (1959), podczas prac na północnym obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich w Maziarce pod Ćmielowem, stwierdził istnienie w leju krasowym tego typu piasków pokrytych warstwą konkrecji fosforytowych z fauną *Neohibolites ultimus* (d'Orb.), *Aucellina gryphaeoides* Sow., *Pecten orbicularis* Sow., *Gastrochaena cf. amphibaena* Gein., kręgamii ryb i ułamkami drewna (bardzo liczne), które pozwoliły na zaliczenie tych, dotychczas niezidentyfikowanych osadów do albu. Znalezisko to pozwoliło na zaliczenie, jeżeli nie wszystkich, to części tych utworów piaszczysto-glaukonitowych, znajdujących się w lejach krasowych w okolicach Ćmielowa, Ostrowca Świętokrzyskiego i Bałtowa, do kredy.

Na wychodniach albu między Skarbką Dolną a Czyżowem (koło Zawichosta) grubość utworów albu jest bardzo zmienna (fig. 3). Ciekawą jest rzeczą pojawianie się w niektórych profilach na tym terenie gez w albie, tak charakterystycznych dla albu górnego północno-zachodniej części terenu. Drugą ciekawostką z tego obszaru jest istnienie w albie Chałupki, Ożarowa, Karsów i Potoku w seriach piaszczystych krzemieni nieznanymi z rejonu Sienna — Przytyka ani też z Annapola — Gościeradowa. Zarówno gezy jak i krzemienie tego terenu odpowiadają gezom górnego albu (A6) okolic Przytyka.

**Południowo-zachodnie obrzeżenie.** Znajomość utworów albu w południowo-zachodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich, jak podane było wyżej, jest znacz-

nie słabsza, niż na obrzeżeniu północno-wschodnim. Na południowo-zachodnim obrzeżeniu stratygrafia opracowana została na podstawie głównie naturalnych odsłoneń, przy prawie całkowitym braku wierceń. Fauna, jak i pewne podobieństwo facjalne z północno-wschodnim obrzeżeniem pozwoliły na korelację utworów albu w tych dwóch rejonach i stworzenie jednolitego schematu stratygraficznego.

Stratygrafia przedstawia się następująco:

**Alb środkowy.** Odpowiedniki poziomów A1—A4 w południowo-zachodnim obrzeżeniu nie dadzą się wyróżnić w sposób podobny jak w północno-wschodnim obrzeżeniu. Sprawa zawartości glaukonitu przedstawia się inaczej niż w schematach podanych powyżej (dla rejonów Radom — Sienna — Annapol). Alb środkowy na południowo-zachodnim obrzeżeniu, podobnie jak na północnym, transgreduje na utworach neokomu w części zachodniej, w części centralnej i południowo-wschodniej na różnych poziomach jury (kimerydu) (fig. 4).

W okolicach Tomaszowa Mazowieckiego alb środkowy, według danych M. Kobyłeckiego (1948) i A. Witkowskiego (1969).

1. Ponad mulkami mikowymi hoterywu leży potężna seria piasków kwarcowych. U dołu są to białe lub szare ily piaszczyste z wkładkami piasków. Wyżej leżą drobnoziarniste piaski kwarcowe, mikowe z soczewkami i gniazdami czystych kaolinowych białych gliniek. Z kolei następują drobnoziarniste czyste piaski przechodzące w kompleksy żwirów złożonych z dużych soczewkowatych gniazd żwirów, przeławionych drobniejszym piaskiem. Żwiry te, jak podaje M. Kobyłecki, eksploatowane były w kopalni „Żwirki”, w lesie na północ od Smardzewic, na stromym brzegu Pilicy. Wyżej ziarno żwiru maleje i pojawia się kilkudziesięciometrowa seria śnieżnobiałych piaskowców eksploatowanych w kopalni „Biała Góra”. Strop serii piaszczystej stanowi kompleks gruboziarnistych, szarych piasków o przekątnym uwarstwieniu, cały ten kompleks liczy około 150 m.

2. W niecce tomaszowskiej najlepiej odsłaniają się najwyższe serie piaszczyste. Prześledzenie całej serii nie jest możliwe bez robót ziemnych. Seria ta jest odpowiednikiem serii z północno-wschodniego obrzeżenia A1 — A4. Uważana była przez J. Lewińskiego, M. Kobyłeckiego i J. Samsonowicza za serię lądową powstałą w okresie od barremu do albu dolnego. Całkowity brak skamieniałości, brak zupełny glaukonitu, jak również dane z wiercenia Łódź potwierdziły tę teorię. Sprawa zaczęła się komplikować w okresie, gdy zostały odwiercone otwory na północny wschód od Łodzi. Zagadnienia te były poruszane w artykule A. Raczyńskiej i S. Cieślińskiego (1960). Okazało się wtedy, że istnieje trudność w korelacji serii piaszczystej, położonej poniżej udokumentowanego albu górnego. Wiercenia położone w sąsiedztwie Tomaszowa Mazowieckiego i Łodzi nie mają glaukonitu, gdy natomiast utwory w identycznym położeniu stratygraficznym na północny zachód od Łodzi, jak Pagórki, Mogilno, Sielec i dane z okolic Burzenina nad Wartą, wskazu-

ją na istnienie glaukonitu w seriach piaszczystych. Przy dotychczasowej stratygrafii nie było możliwe korelowanie poszczególnych wierceń, a serie jednako stratygraficznie położone musiałyby odpowiadać różnym piętrům, co nie było do przyjęcia, szczególnie w rejonie obrzeżeń Gór Świętokrzyskich. Brak glaukonitu nie musi wcale świadczyć o słodkowodnym charakterze osadu. Stwierdzony jest fakt, że szybka sedymentacja materiału terygenicznego przy ujściach rzek jest czynnikiem uniemożliwiającym powstawanie glaukonitu. Dlatego też przyjęto poglądy, że piaszkowce rejonu Tomaszowa Mazowieckiego osadziły się w albie, przypuszczalnie środkowym, w pobliżu ujścia rzeki. W rejonie zasięgu delty osadzały się serie piaszczyste i żwirowate. W oddalonych od brzegu częściach basenu sedymentacyjnego, gdzie panowały normalne warunki środowiska morskiego, osadzały się utwory piaszczyste z glaukonitem. Podobny wniosek, co do genezy piaszkowców Nagórzyc i Białej Góry w oparciu o analizę mineralogiczną, wypowiedziała M. Hrapieńska-Depciuch (1957), stwierdzając, że piaski z wyżej wymienionych miejscowości są osadem powstałym w morzu, w pobliżu ujścia rzeki, przy szybkiej akumulacji materiału piaszczystego. Alb środkowy w okolicach Tomaszowa Mazowieckiego zamyka seria limonitu piaszczystego, na której leżą ilaste łupkowate piaszkowce bitumiczne, przechodzące w piaszkowce spongiolitowe ciemnoszare z glaukonitem i конкреcjami fosforytowymi. Poziom ten byłby odpowiednikiem A5 najwyższej części albu środkowego północnego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. Najwyższa część albu środkowego najlepiej widoczna jest w Nagórzycach koło Tomaszowa Mazowieckiego (tabl. I, fig. 2).

Odslonięcia górnej części serii piaszkowej albu środkowego widoczne są też w południowo-wschodniej części niecki tomaszowskiej. W części natomiast południowo-zachodniej jedynie w niektórych miejscach zarysowują się wychodnie w postaci rumoszu piaszkowców, jak ma to miejsce w okolicach Zarzęcina. Od Zarzęcina na południe aż do Stobnicy utwory albu nie ukazują się na powierzchni. Na obszarze tym w wierceniu Polanka koło Przyglowa (przy szosie Piotrków — Sulejów), naprzeciwko przystanku kolejki wykonano wiercenie, które osiągnęło dolną część serii piaszczystej albu środkowego. Profil przedstawia się następująco:

## Wiercenie Polanka

Czwartorzęd	
0,0—54,0 m	Piaski i ropy oraz żwir z materiałem północnym
Kreda	
Alb środkowy	
54,0—62,5 m	Piaski z drobnymi żwirokami białe
62,5—62,7 "	Il szary
62,7—63,5 "	Piaski z licznymi żwirokami białe
63,5—65,0 "	Piaski średnio- i drobnoziarniste, białe. Widoczny glaukonit
65,0—68,0 "	Piaski drobnoziarniste białe
68,0—69,0 "	Piaski średnioziarniste żółte, z żelazistymi smugami

## Neokom

69,0—70,5 m Il czarny z pirytem, partiami z domieszką piasku (—HCL)

Ciekawa jest tu zawartość glaukonitu w dolnej serii piaszczystej, gdy w Tomaszowie Mazowieckim glaukonit w serii albu środkowego nie jest znany. Interesujący jest tu również neokom, gdyż jest to ostatnie miejsce na południe od Tomaszowa Mazowieckiego, w którym neokom został stwierdzony. Na odcinku od Tomaszowa Mazowieckiego do Ręczna i Przedborza zachodzą duże zmiany w albie górnym i cenomanie. Brak odsłoneń i nieliczne wiercenia (tylko 2) nie pozwalają dostatecznie tych zmian uchwycić. Wiercenie Polanka jest ważnym miejscem, położonym między odsłonięciami Tomaszowa Mazowieckiego a odsłonięciami w granicach arkusza Przedbórz. Od wiercenia Polanka, dopiero w Stobnicy i pasmie wzgórz Czartoryi, między Stobnicą a Ręcznem, utwory albu ukazują się na powierzchni, zaznaczając się morfologicznie, gdzie są eksploatowane przez ludność do budowy.

Wiercenie wykonane na wzgórzu Czartoryi koło Ręczna miało następujący profil.

## Czwartorzęd

0,0—0,4 m	Gleba
0,4—4,0 "	Piasek średnio- i drobnoziarnisty ku dołowi ilasty, żółty
4,0—6,0 "	Piasek bardzo drobny mułkowaty jasnoszary
6,0—7,5 "	Piaski ilaste ku dołowi z okruskami piaszkowców drobnoziarnistych (próbki z zasypówki)

## Kreda

## Alb górny

7,5—8,0 m	Piaszkowiec średnioziarnisty biały, z ciemnymi nalotami
8,0—9,2 "	Piaszkowiec bardzo drobnoziarnisty biały
9,2—12,0 "	Piaszkowiec średnio- i drobnoziarnisty jasnoszary (próbki z zasypówki)
12,0—16,0 "	Piaszkowiec drobnoziarnisty jasnoszary-żółtawy
16,0—20,0 "	Piaski średnio- i drobnoziarniste, jasnoszare (próbki z zasypówki)
20,0—22,0 "	Piaski mułkowate jasnoszare (próbka z zasypówki)
22,0—25,0 "	Spongiolit piaszczysty biały
25,0—29,0 "	Piaszkowce spongiolitowe białe
29,0—31,0 "	Piaszkowce jak wyżej, tylko bardziej żółtawe
31,0—41,0 "	Piaski różnoziarniste z licznymi kawałkami piaszkowca średnioziarnistego (próbka z zasypówki)
41,0—45,0 "	Piaszkowiec średnioziarnisty lekko różowy, częściowo skrzemionkowany
45,0—61,0 "	Piaski drobno- i średnioziarniste żółtawe (próbka z zasypówki)
61,0—65,0 "	Piaszkowiec średnioziarnisty jasnoszary, silnie skrzemionkowany

## Alb środkowy

65,0—69,0 m	Piaski średnio- i gruboziarniste jasnoszare (próbka z zasypówki)
69,0—78,0 "	Piaski średnioziarniste szare (próbka z zasypówki)
78,0—96,0 "	Piasek średnio- i gruboziarnisty z licznymi żwirokami, jasnoszary (próbka z zasypówki)

Wiercenie to miało duże braki rdzenia i większość próbek pobrano z zasypówki. Nie dało ono pełnego obrazu serii piaszkowej, lecz pozwoliło na częściowe poznanie utworów albskich i ich miąższość oraz

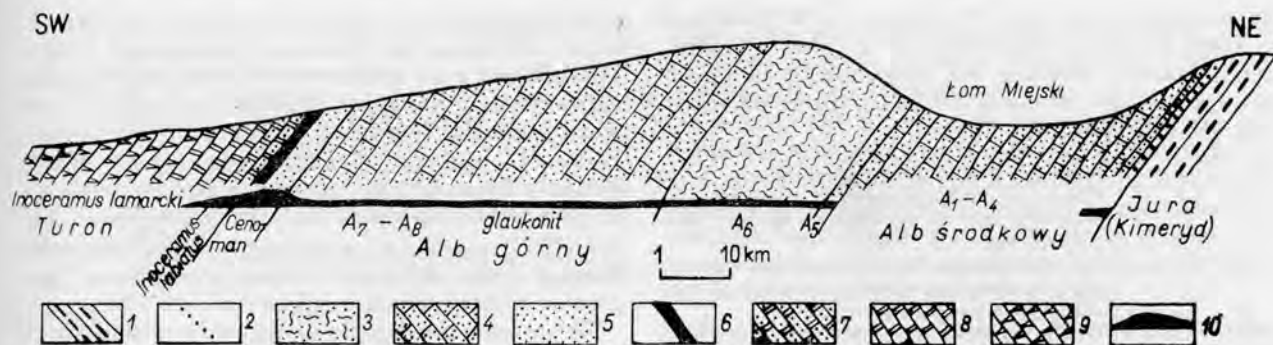


Fig. 5. Przekrój geologiczny przez Górę Majową w Przedbórz nad Pilicą

1 - ility i margle kimerydu, 2 - zlepieńce, 3 - gezy i spongiolity, 4 - piaskowce, 5 - piaski glaukonitowe, 6 - ility, 7 - wapienie piaszczysto-glaukonitowe, 8 - wapienie i margle, 9 - opoki, 10 - glaukonit

Geological cross-section through Góra Majowa at Przedbórz on the Pilica

1 - Kimmeridgian clays and marls, 2 - conglomerates, 3 - gizzes and spongiolites, 4 - sandstones, 5 - glauconite sands, 6 - clays, 7 - sandy-glauconite limestones, 8 - limestones and marls, 9 - opokas, 10 - glauconite

ogólne ich skorelowanie ze znanymi odsłonięciami. Dolne serie piaszczyste ukazują się też w odsłonięciach na wschód od punktu wysokościowego 270 m na Czartoryi. Piaskowce są tam eksploatowane przez ludność miejscową dla celów budowlanych i różnią się wyraźnie od piaskowców leżących wyżej. Są to piaskowce średnio- i gruboziarniste, dość miękkie o spoiwie ility. Spotyka się w nich żwirki dochodzące do 0,5 cm.

Jeden z najlepiej poznanych profili albu środkowego jest to profil Góry Majowej w Przedbórz nad Pilicą (fig. 5). W profilu tym na utworach kimerydu górnego leży transgresywnie warstwa zlepieńca, nad którą występuje około metrowa seria piaskowców glaukonitowych (tabl. I, fig. 1). Wyżej leży seria piaskowców bez glaukonitu o spoiwie żelazisto-ility. Zlepieniec podstawowy nie występuje na całym obszarze, gdyż znane są miejsca gdzie bezpośrednio na utworach kimerydu leżą piaskowce bez glaukonitu, jak ma to miejsce na południe od Przedbórza. Transgresywny charakter osadów środkowalbskich, leżących na różnych poziomach jury (kimerydu) na ility lub wapieniach, najlepiej świadczy, o luce jaka musiała istnieć w okresie pojurajskim lub poneokomskim. Serię albu środkowego okolic Przedbórza zamyka warstwa około 2 m piaskowca glaukonitowego, będącego odpowiednikiem najwyższego albu środkowego północnego obrzeżenia poziomu A5.

Bardziej ku południowemu wschodowi granica między albem środkowym i górnym zaciera się. Odsłonięcia w pasmie przedborsko-małogoskim dostarczają wielu profili, w których jednak trudno jest rozgraniczyć alb środkowy od górnego, gdyż w części południowo-wschodniej zanika wyraźny reper, jakim jest „biały poziom” gezo-spongiolity albu górnego, odpowiednik A6 z północnego obrzeżenia. Miąższość albu środkowego zmniejsza się w kierunku południowo-wschodnim. Gdy w okolicach Tomaszowa Mazowieckiego osiąga on około 150 m, to w okolicach Przedbórza nad Pilicą miąższość jego wynosi około 30 m. W okolicach Miąso-

wej miąższość albu waha się w granicach paru lub najwyżej do kilkunastu metrów.

Alb górny. W rejonie Tomaszowa Mazowieckiego na piaskowcach spongiolitycznych z fosforytami albu środkowego występuje znacznej miąższości seria gezo. Jest to odpowiednik poziomu A6 północnego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. Utwory te odsłaniają się najpełniej wzdłuż Pilicy w Nagórzycach (tabl. II, fig. 1). Dolne części serii gezoowej mają stosunkowo nieliczną faunę. Dominują w niej głównie *Neohibolites minimus* (Miller), *Aucellina rypphaeoides* Sow., *Pecten orbicularis* Sow. i inne. Fauna staje się bardziej bogata ku górze. Wyżej nad serią gezo leży seria gezo piaszczystych i piaskowców. Odpowiada ona poziomowi A7 i A8 albu górnego na północnym obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich. Szczególnie liczne w aucelliny są dolne partie w powyższej serii, gdzie masowo występuje *Aucellina gryphaeoides* Sow., *A. caucasica* (Abich), *A. quasi* Woll. W górnej części powyższej serii znajdują się zlepieńce, wśród których spotykało się odciski drewna. Zlepieńce powyższe widoczne są w zboczach doliny Pilicy między Nagórzycami i Borkiem oraz na południe od wsi Smardzewice. Strop powyższej serii stanowi seria marglistych piasków glaukonitowych koloru szarozielonego z *Aucellina gryphaeoides* Sow., na których leżą margle piaszczyste cenomanu. Miąższość tej serii wynosi około 80 m. Szczegółowo kredę tomaszowską opracował A. Witkowski (1969).

Utwory poziomu A6 albu górnego (gezo, spongiolity) widoczne są w profilu wzgórza Czartoryi koło Ręczna (patrz profil wiercenia Czartoryi). Przykryte piaskowcami (wyższymi), które ukazują się jeszcze między Czartoryją a Przedbórzem, w Kalinkach i Dobrenicach, gdzie są przez ludność eksploatowane.

Dobrze odsłonięty alb górny jest w profilu Góry Majowej w Przedbórz (fig. 5). W łomie miejskim nad serią piaskowców albu środkowego leżą: gezo i spongiolity miąższości około 22 m. W serii tej zostały znalezione formy *Neohibolites minimus* (Miller) i jeden okaz *Aucellina gryphaeoides* Sow. Około

10 km na południe od Przedborza w Wyřebiskach w jednej ze studni odsłonięty został „biały poziom” spongiolitowy, różniący się częściowo od spongiolitów i geż z Góry Majowej. Profil tej studni przedstawia się następująco:

0,0— 3,0 m	Wietrzelnina piaskowców albskich
3,0— 7,0 „	Piaskowiec średnioziarnisty z licznymi czerwonymi i żółtymi plamkami, o spoiwie chalcedonowym
7,0—10,0 „	Spongiolit biały, kruchy, partiami mażący, bez wyraźnego glaukonitu, na pierwszy rzut oka przypominający kredę pisaćą
10,0—10,4 „	Chalcedon jasnoszary, nie został przebity, przekracza 0,5 m

Ciekawy jest fakt, że na odcinku od Wyřebisk na SE, około 10 km od Przedborza w seriach „poziomu białego” pojawiają się chalcedony, pojawiają się one po raz pierwszy między Gaj Policzkowem i Wyřebiskami. Chalcedony te ciągną się wzdłuż wychodni Suchych Gór, tworząc wyraźne progi na wychodniach. Partie chalcedonowe, lecz już nie w typowych seriach spongiolitowych, znane są aż po Małogoszcz. Spongiolity przechodzą na południe od Góry Kozłowej. Bardzo interesujące są utwory „białego poziomu” zbudowane prawie całkowicie ze spikul, wśród których zachowane są całe gąbki, widoczne na wychodniach „białego poziomu”, zwykle wy-preparowane przez wietrzenie. „Biały poziom” jest przy kartowaniu ważnym reperem stratygraficznym. W chalcedonach „białego poziomu” widoczne są igły gąbek często z kanalikami, żelaziste i zanieczyszczenia organiczne. Chalcedony powyższe mogą mieć znaczenie gospodarcze (S. Cieśliński, 1955). Jest rzeczą znaną, że w profilach Góry Chełmowej, oddalonej w prostej linii o około 10 km na zachód od Przedborza, „biały poziom” nie jest już znany.

Nad geżami i spongiolitami w profilach Przedborza spoczywa gruba seria, licząca około 58 m, piaskowców zwykle dość silnie skrzemionkowanych, często żelazistych. W powyższych piaskowcach dość liczny jest glaukonit, którego zawartość zwiększa się ku górze. Charakterystyczne dla tych piaskowców są często dość duże kawerny. Seria ta jest zwykle dobrze odsłonięta. Piaskowce powyższe są odpowiednikiem poziomu A7 i A8 albu górnego na północnym obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich.

Stratygrafia piaskowców przedborskich oparta jest na faunie amonitów. Między Gajem Policzko a Wyřebiskami i w pasmie Suchych Gór zostały znalezione formy: *Mortoniceras cf. inflatum* (Sow.) i *Mortoniceras sp.* Ponadto fragmenty gąbek i kawałki drewna. Bogate w faunę górnolbską są piaskowce, odpowiedniki piaskowców przedborskich, profilu Góry Chełmowej (10 km na W od Przedborza), otaczające od wschodu „Rygiel Przedborski”. Seria piaszczysta Góry Chełmowej wykształcona jest w postaci średnioziarnistych szarych, żółtych lub rdzawych piaskowców z wkładkami żwirków. Jak podaje R. Chlebowski (1962), seria ta, stanowiąca jednorodny petrograficznie kompleks piaskowcowy, pozbawiona jest całkowicie glaukonitu i osiąga znaczną miąższość do około 200 m, tj. dwa razy więcej niż w Przedborzu. W piaskowcach tych

została znaleziona fauna, opisana przez R. Chlebowskiego (1962) są to: *Mortoniceras rostratum* (Sow.), *M. inflatum* (Sow.), *Mortoniceras sp.*, *Callihoplites auritus* (Sow.), *Euhoplites alphasautus* Spath, *E. inoceramus* Spath, *Nautilus sp.*, *Inoceramus concentricus* Park., *I. anglicus* Woods, *Lima aspera* Mant., *Pecten nillsoni* Goldf. Amonity wyraźnie wskazują na górnolbski wiek powyższych piaskowców. J. Kutek (1967) piaskowce powyższe z fauną umieszcza poniżej serii skrzemionkowanej, obniżając tym granicę między albem środkowym i górnym.

W pasmie przedborsko-małoszkie odslaniają się głównie piaskowce albu górnego. M. Hakenberg w okolicy Małoszki, w najniższych partiach piaskowców albskich, 3 m nad kimerydem znalazł dobrze zachowany okaz *Mortoniceras inflatum* (Sow.) wskazujący, że cała seria piaskowców małoszkie należy do albu górnego. Interesującym miejscem występowania jest Bolmia oddalony znacznie od głównych wychodni albu pasma przedborsko-małoszkie. W Bolminie odslaniają się piaskowce leżące bezpośrednio na kimerydzie i przykryte są one typowymi utworami cenomanu. Miejscami piaskowce są rdzawożółtawe, żelaziste. Stanowią one dobry materiał budowlany, używany przez ludność miejscową. Miejscami piaskowce przechodzą w luźne piaski, wśród których spotyka się konkretne kwarcytowe. W serii tej dotychczas nie znaleziono szczątków organicznych, a wiek piaskowców rejonu Bolmina określony został na podstawie analogii z serią piaskowców albskich pasma przedborsko-małoszkie. Od Małoszki na południowy wschód, grubość albu znacznie maleje. Przeważają już nie piaskowce, lecz luźne piaski, a wychodnie albu przestają zaznaczać się wyraźnie w morfologii. Przypuszczać należy, że alb środkowy już na południe od Przedborza znacznie cienieje i wyklinowuje się zupełnie na północ od Małoszki. W okolicach Buska Zdroju nie ma w odsłonięciach już albu, a na jurze transgresywnie leżą utwory cenomanu, wykształcone w postaci piasków glaukonitowych, wapnistych o zmiennej miąższości i margli, jak ma to miejsce w Zajączkiej Górze koło Buska (W. Jurkiewicz, A. Morawiecki, 1956). Bez wierceń zagadnienie rozwoju facji i zasięgów albu nie da się rozstrzygnąć, gdyż utwory kredowe od okolic Kij nie ukazują się na powierzchni, przykryte są utworami trzeciorzędu.

Najpełniejszy profil albu odslania się przy zakręcie szosy Kielce — Kraków około 1 km na północ od Miłoszowej. Profil litologiczny podany jest za E. Senkiewiczem (1959) z inną interpretacją stratygraficzną. Profil przedstawia się następująco:

	Cenoman
15 m	— Margle piaszczyste
	Alb
7 m	— Piaski średnioziarniste z glaukonitem
1 „	— Piaskowiec średnioziarnisty z glaukonitem, zielony
9 „	— Piasek glaukonitowy ze żwirkami, zielonożółty. Ku górze ilość żwirków zanika, a zwiększa się ilość glaukonitu
1,5 „	— Zlepieniec ostrygowy złożony z ostryg jurajskich ( <i>Exogyra</i> ) z domieszką glaukonitowych piasków i żwirków zielono-żółtawych

- 3 m — Piaskowce słabo scementowane z domieszką glaukonitu, miejscami zlimonityzowane  
 2 „ — Piaski różnoziarniste z nielicznym glaukonitem  
 1,5 „ — Piaski gruboziarniste barwy żółtej z okruchami skał jurajskich i ze zlepami *Exogyra*  
 1 „ — Piaski ze żwirkami szarżółte  
 1 „ — Piaski ze żwirkami jasnoszare  
 1 „ — Piaski ze żwirkami i okruchami skał jurajskich (zlepieńców muszlowych złożonych z *Exogyra*), żółto-brązowe  
 1 „ — Piaski kwarcowe różnoziarniste żółtoszare, z okruchami piaskowców i wapieni. Widoczny glaukonit

Kimeryd  
 Ily brunatne

Jak widać z powyższego profilu, sprawa podziału albu w południowej części obrzeżenia południowo-zachodniego jest bardzo trudna, jak również litologicznie trudne jest skorelowanie powyższego profilu z innymi znanymi profilami.

Na powyższym obszarze trudna jest także do wyróżnienia granica między albem i cenomanem. Na przykładzie profilu Miąsowej sądzić należy, że cenoman reprezentowany jest tu przez margle piaszczyste, w których w okolicy Bolmina i Sobkowa została znaleziona fauna cenomańska inoceramów. Jednak, jak wykazały ostatnie prace M. Hakenberga, zmienność w obrębie cenomanu tego obszaru może być bardzo duża, gdyż przypuszczać należy, że niektóre profile cenomanu są też w facjach piaszczystych. Sprawa ta jednak dostatecznie nie jest wyjaśniona.

Ogólnie jednak należy przyjąć, że cenoman na powyższym terenie będzie reprezentował utwory

węglanowe, ku północy (na północ od Małogoszczy do Przedborza — Ręcza) przechodzące w facje piaszczyste, bezwapniaste.

Ciekawą jest tu rzeczą, że w utworach albu południowo-zachodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich, poza sporadycznymi konkrecjami, nie występują poziomy fosforytowe, znane z całego północno-wschodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich, jak i z obrzeżeń południowo-zachodnich niecki miechowsko-lódzkiej (po Burzenin — Kalisz).

Wielka transgresja kredowa wkroczyła w albie środkowym na obszar Polski od północnego zachodu, nie zalewając jednak Gór Świętokrzyskich, które w okresie albu były półwyspem. Góry Świętokrzyskie w tym czasie stanowiły wyniesioną część antyklinorium środkowopolskiego, który od rejonu Kiele do Przemysła był lądem. Z lądu tego między innymi pochodzi materiał piaszczysty, jak i liczne w utworach albu zniszczone przez skalotoczne drewna.

Zmienność litologiczna albu wiąże się jak najbardziej z bliskością stref brzegowych. W wyższych piętrach kredy górnej, gdy obszar obecnych Gór Świętokrzyskich został całkowicie przykryty przez morze, zmiany litologiczne zachodzące w utworach tego samego wieku na obrzeżeniu są nieznaczne lub nie różnią się wcale.

W okresie górnoalbskim dużą rolę w powstawaniu osadów odegrały masowo żyjące w części północnej półwyspu Gór Świętokrzyskich gąbki, powodując powstanie wielometrowych serii spongiolitów i gez. W cenomanie zwierzęta te nie odgrywają już większej roli.

## CENOMAN

Stratygrafia cenomanu była różnie przedstawiona przez autorów. W pracach starszych dominował trójdzielny podział cenomanu w oparciu o faunę, co do której zdania poszczególnych badaczy były podzielone. Te same formy podawano w różnych poziomach cenomanu jako charakterystyczne dla dolnego, środkowego lub górnego.

W ostatnich latach wiele stratygrafów zaczęło wprowadzać podział cenomanu w rozbiciu na dwie części, na cenoman dolny i górny. Podział ten okazał się znacznie prostszy, lecz także napotykał na trudności, między innymi ze względu na brak różnic litologicznych między cenomanem dolnym i górnym. Trudności biostratygraficzne są nie mniejsze, gdyż większość form charakterystyczna dla cenomanu dolnego występuje prawie w całym cenomanie, z wyjątkiem jego najwyższych stropowych partii. Natomiast formy przyjęte w literaturze za górnocenomańskie dość silnie zaszczepiają się z formami dolnocenomańskimi lub nawet z nimi pokrywają się całkowicie. Można więc przyjąć, że cenoman górny będzie obejmował najwyższe partie profilów cenomańskich i jest nieproporcjonalnie cieńszy od cenomanu dolnego. Schemat stratygrafii cenomanu został głównie oparty w Polsce na ma-

teriałach z północno-wschodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich, gdzie utwory tego wieku zostały najlepiej poznane. Schemat stratygrafii cenomanu przedstawiono na figurze 6.

Cenoman dolny na podstawie fauny można podzielić na wyraźne 2 części: C<sub>1</sub> i C<sub>2</sub>.

Poziom C<sub>1</sub> najniższego cenomanu wyznaczają jeszcze formy albskie zaszczepiające się z typowymi formami cenomańskimi jak *Inoceramus cripsii* Mant. i inne. Z najważniejszych tych form należy wymienić aucelliny, a szczególnie *Aucellina gryphaeoides* Sow., występujące masowo w najwyższym albie i przechodzące do cenomanu najniższego, podobnie jak formy *Parahibolites tourtiaei* (Weigner) i *Neohibolites minimus* (Miller). Grubość poziomu C<sub>1</sub> jest zwykle nieznaczna i nie przekracza 10% grubości całego cenomanu.

Cenoman dolny wyższy C<sub>2</sub> reprezentowany jest przez wiele form rozpoczynających się w poziomie C<sub>1</sub> lub wcześniej. Ważną formą, mającą praktyczne zastosowanie przy podziale cenomanu na części dolną i górną, jest forma *Neohibolites ultimus* (d'Orb.). Gatunek ten pojawia się już w albie, lecz ma znacznie większy zasięg w cenomanie od aucellin lub typowo albskich belemnitów, przechodzących

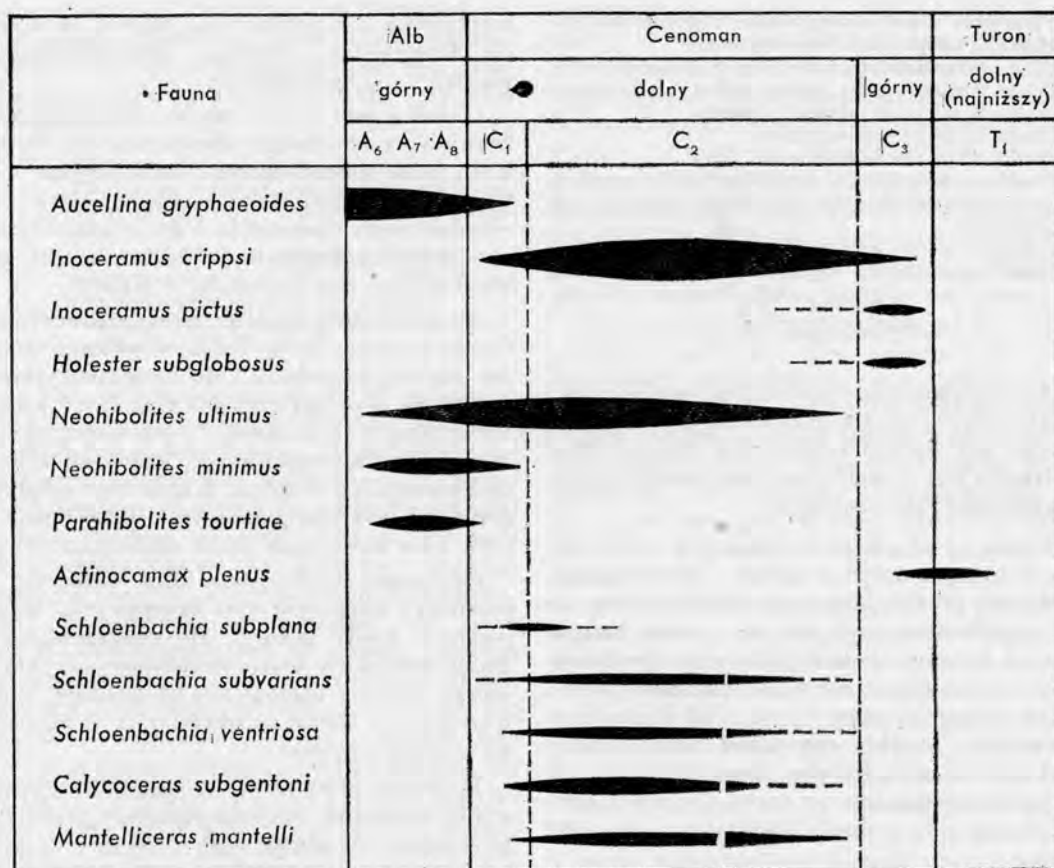


Fig. 6. Podział cenomanu w rozbiciu na poziomy i zasięgi najważniejszych form przewodnich  
Division of the Cenomanian into horizons showing the extent of the most important index forms

do C<sub>1</sub> (cytowanych wyżej). Znaczenie stratygraficzne *Neohibolites ultimus* (d'Orb.) jest tym większe, że jest to gatunek bardzo pospolity. Za przykład znacznego zasięgu stratygraficznego formy *Neohibolites ultimus* (d'Orb.) może posłużyć przykład spotykania gatunku tego w cenomanie na głębokości 3 m poniżej granicy cenomanu z turonem, w wierceniu Parznice koło Radomia (fig. 8). W wierceniu tym cały cenoman ma około 30 m miąższości. Opierając stratygrafię na powyższej formie wynika, że cenoman dolny ma około 27 m miąższości, cenoman górny natomiast może mieć tylko 3 m. Cenoman C<sub>1</sub> i C<sub>2</sub> jest zaliczany do cenomanu dolnego, gdyż gdyby granice powyższe obniżyć na korzyść cenomanu górnego, to do niego weszłyby takie formy jak *Neohibolites ultimus* (d'Orb.) oraz większość amonitów jak *Schloenbachia varians* (Sow.) i innych form uważanych powszechnie za formy reperowe dla cenomanu dolnego (według C. V. i E. W. Wrighta, 1951). Wprowadzenie natomiast cenomanu środkowego nie wydaje się celowe, gdyż większość form występujących w C<sub>2</sub> występuje już w poziomie C<sub>1</sub> i według danych C. V. i E. W. Wrighta (1951) fauna ta jest przewodnia dla cenomanu dolnego, w nowoczesnym podziale cenomanu na dwie części.

Wyznaczenie najwyższego cenomanu poziomu C<sub>3</sub>

w profilach jest dość trudne. Litologicznie cenoman dolny od cenomanu górnego zupełnie się nie różni, a różnic należy jedynie szukać w faunie. Do poziomu C<sub>3</sub> należy odnieść najwyższe partie profilu cenomanu, w których pojawia się typowa dla cenomanu górnego fauna jak: *Inoceramus pictus* Sow., *Actinocamax plenus* (Blainv.), *Holaster subglobosus* Ag. i zanikająca typowa fauna cenomanu dolnego, taka jak *Neohibolites ultimus* (d'Orb.), *Schloenbachia varians* (Sow.) i inne formy dolnocenomańskie. Granic jednak wyraźnych w oparciu o faunę, wprowadzić nie można chociażby dlatego, że formy dolno- i górnocenomańskie wyraźnie z sobą zazębiają się (fig. 6), jak również brak jest różnic litologicznych. Wyznaczenie praktyczne w poszczególnych wierceniach cenomanu górnego C<sub>3</sub> jest jeszcze tym utrudnione, że fauna typowo górnocenomańska jest bardzo nieliczna w stosunku do fauny dolnocenomańskiej. Najtypowszą formą charakteryzującą C<sub>3</sub> jest *Actinocamax plenus* (Blainv.) niestety gatunek ten jest bardzo rzadki i na obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich został znaleziony zaledwie w paru miejscach.

Granica między cenomanem i turonem należy do jednej z najbardziej sprecyzowanych granic w kredzie Polski. Szczególnie granica ta jest wyraźna na obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich, gdzie między cenomanem i turonem nastąpiły wyraźne zmiany

facjalne (lokalne spłylenia, spiaszczenia, koncentracja glaukonitu i pojawienie się kongrecji fosforytowych). Na granicy tej bardzo gwałtownie giną formy cenomańskie, jak *Inoceramus crippi* Mant. i *Inoceramus pictus* Sow., a pojawiają się typowe dolnoturońskie formy jak *Inoceramus labiatus* Schloth. Na granicy cenomanu i turonu ginie też większość licznie reprezentowanych w cenomanie głowonogów, a do turonu dolnego przechodzą jedynie nieliczni przedstawiciele tej grupy, jak *Sciponoceras baculoides* (Mant.) i *Actinocamax plenus* (Blainv.).

**Północno-wschodnie obrzeżenie.** Utwory cenomanu północno-wschodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich, w związku z pracami dotyczącymi poszukiwania fosforytów, są znacznie lepiej poznane niż na obrzeżeniu południowo-zachodnim. Z tego też powodu utwory albu i cenomanu doczekały się specjalnych rozpraw W. Pożaryski (1947), S. Cieśliński (1959a) i J. Uberna (1967).

Jedynym łatwo dostępnym profilem cenomanu jest odsłonięcie w Jakubowicach koło Annopola w dolinie Wisły. Pełny profil może być obserwowany jedynie po każdorazowym odczyszczeniu go, gdyż co roku brzeg, na którym odsłaniają się skały cenomanu na powierzchni, jest zalewany i zamulany przez Wisłę. Podobne, łatwo dostępne odsłonięcia cenomanu znajdują się w Wólce Gościeradowskiej i w Jankowicach koło Ożarowa, jak również w Skarbcie Dolnej, gdzie skały cenomanu odsłaniają się w brzegach wąwozów. W innych natomiast miejscach cenoman może być dostępny na wychodniach jedynie przy pracach szybikowych lub wierceniach. Przekroje i profile szybików na obszarze północno-wschodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich przedstawił w pracy swojej W. Pożaryski (1947). Ogólna stratygrafia cenomanu, w oparciu o faunę głowonogów, została przedstawiona przez S. Cieślińskiego w 1959 r.

Sprawami petrograficzno-sedymentologicznymi utworów albu i cenomanu zajmował się J. Uberna (1967), który wyróżnił w cenomanie, w wyniku szczegółowych badań petrograficznych i chemicznych: margle, gezy wapińskie, opoki, opoki wapińskie i wapienie ilaste. Stwierdził on, że na odcinku między Przytykiem i Siennem najniższy poziom cenomanu dolnego stanowią zwykle gezy wapińskie, zastępowane czasem, np. w Płudnicy i w Florencji (koło Iłży), przez kruche piaskowice marglisty. Poza tymi wyjątkami jest to poziom stały, a miąższość jego waha się od kilkunastu centymetrów do około 7 m. W poziomie tym spotykają się często pojedyncze kongrecje fosforytów. Poziom ten jest bardzo charakterystyczny i ma duże znaczenie stratygraficzne, jest to poziom  $C_1$  najniższego cenomanu. Ponad tymi gezami poziom  $C_1$  występują często, ale nie zawsze, opoki o zmiennej miąższości, dochodzącej nieraz do 10 m. Wyżej leżą opoki wapińskie i wapienie ilaste. Typowe margle, jak podaje J. Uberna, występują rzadko, wbrew przyjętemu wcześniej pogładowi. W stropie cenomanu leży geza wapińska, będąca już najniższym turonem. W części

południowo-zachodniej omawianego rejonu dominującymi skałami dla cenomanu są margle piaszczysto-glaukonitowe tak dla rejonu Annopola, jak i Gościeradowa. Ciekawą jest rzeczą, że miąższość cenomanu, podobnie jak i albu, maleje znacznie ku SE. Różnice miąższości cenomanu między częścią północno-zachodnią i południowo-wschodnią są znaczne. W rejonie Annopola i Wólki Gościeradowskiej miąższość cenomanu waha się w granicach od 1,40 do 2,20 m, gdy miąższość w rejonie Przytyka wynosi około 40 m, a w rejonie Romanowa koło Nowego Miasta nad Pilicą miąższość cenomanu jest jeszcze większa. Orientacyjny profil stratygraficzny i miąższość cenomanu przedstawione są na fig. 2.

Jednym z najpełniejszych profili cenomanu i jednym z najdokładniej poznanych jest profil cenomanu, dotychczas nie publikowany, w Dąbrówce Zabłotniej koło Radomia. Profil ten (fig. 7) oparty jest na szybikach wykonanych w ramach poszukiwań fosforytów. Dolna część profilu uzupełniona jest szybikami drugiej linii. W profilu powyższym wyraźnie litologicznie zaznaczają się: poziom cenomanu dolnego  $C_1$ , granica cenomanu i turonu i najniższy turon. Granica cenomanu dolnego  $C_2$  i cenomanu górnego  $C_3$  litologicznie nie dała się przeprowadzić.

Fauna cenomańska jest bardzo bogata w północno-wschodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich. Dominują małże, głównie inoceramidy, szczególnie licznie występujące w części północno-zachodniej. Natomiast w części południowo-zachodniej, oprócz inoceramid, licznie występuje fauna ślimaków i ramienionogów i w tej części liczniejsze znacznie są głowonogi, głównie amonity. W części północno-zachodniej głowonogi, poza belemnitami, są dużą rzadkością.

W utworach cenomanu, poza wymienionymi wyżej grupami, spotyka się liczne zęby żarłaczy i łuski ryb. Całość fauny przedstawiona jest na tabeli 2. Na granicy cenomanu z turonem w północno-wschodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich znane są zjawiska twardego dna. Schemat rozwoju litologicznego cenomanu przedstawiony jest na figurach 2 i 4 i nie wymaga specjalnych omówień dla profilu Przytyk — Sienna — Annopol — Wólka Gościeradowska. Natomiast dla obszaru Sienna — Czyżów koło Zawichosta (fig. 3) cenoman jest bardziej skomplikowany, zachodzą duże różnice miąższości i różnice w wykształceniu litologicznym. Na całym tym obszarze cenoman jest silnie piaszczysty, silnie glaukonityczny i poziom  $C_1$  od innych poziomów cenomanu litologicznie nie da się odróżnić. Miejscami cenoman zawiera bardzo bogatą faunę drobnych małżów i ślimaków, szczególnie bogate w nie są partie silnie piaszczyste. Fauna w utworach tych jest przeważnie sfosforytyzowana. Sądzić można, że w rejonie Czyżowa — Chrapanowa następowały lokalne przerwy sedymentacyjne w cenomanie górnym i turonie dolnym (poziom z *Inoceramus labiatus*). W rejonie Czyżowa cenoman będzie przypuszczalnie obejmował górną część piasków marglistych, nad którymi bezpośrednio

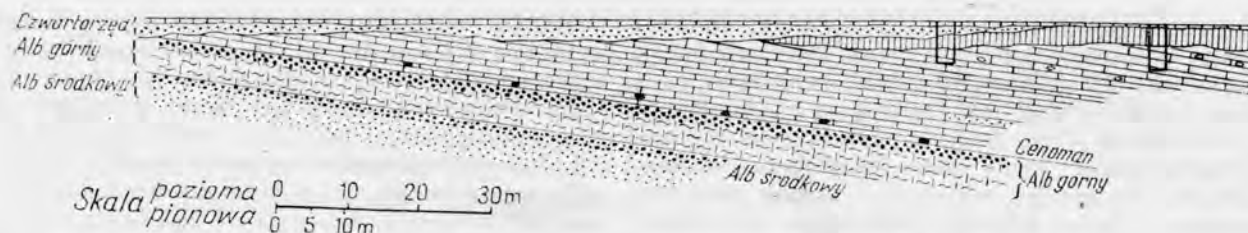


Fig. 7. Przekrój geologiczny albu górnego, cenomanu i turonu dolnego w Dąbrówce Zablotnej

1 — krzemieniec, 2 — poziom fosforytowy, 3 — gezy, 4 — piaski, 5 — gezy z glaukonitem i fosforytami, 6 — wapienie, margle, opoki, 7 — ropy, 8 — glina zwalowa, 9 — gleba

Trzeciorzęd — białe kwarcowe piaski, miocen? Oligocen — zielone glaukonitowe piaski

sposzywiają margle turonu z poziomu z *Inoceramus lamarcki*. Cały powyższy rejon, poczynając od Skarbki po Czyżów — Zawichost, w okresie cenomańskim musiał być bardziej płytkowodny i bliższy ówczesnych brzegów ładu świętokrzyskiego, niż profile Anopol — Siemno — Przytyk (fig. 2). Tym też można jedynie tłumaczyć większą zawartość piasków, wahania miąższości, szybkie zmiany facjalne oraz większy udział drobnych ślimaków i małżów związanych z płytkimi wodami.

**Południowo-zachodnie obrzeżenie.** Zmienność litologiczna w cenomanie południowo-zachodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich jest większa niż w północno-wschodnim obrzeżeniu. Stopień poznania cenomanu południowo-zachodniego obrzeżenia jest znacznie mniejszy, gdyż obserwacje opierają się wyłącznie na naturalnych odsłonięciach i nielicznych płytkich szybkach. Najpełniejsze i najlepiej poznane i udokumentowane profile cenomanu znane są z rejonu Tomaszowa Mazowieckiego. Stratygrafia przedstawia się następująco.

W rejonie Tomaszowa Mazowieckiego w profilu Pilicy odsłaniają się utwory węglanowe cenomanu z liczną fauną inoceramów. Największe odsłonięcia znajdują się we wsi Swolszowice Małe — Stara Wieś (tabl. II, fig. 2), gdzie margle i opoki margliste cenomanu eksploatowane są dla celów budowlanych. W cenomanie Swolszowice masowo występują *Inoceramus crippi* Mant., nieliczna jest tam natomiast inna fauna. Spotykane tam były takie formy jak *Schloenbachia* sp., *Mantelliceras* sp., *Calycoeras* sp., a z belemnitów *Neohibolites ultimus* (d'Orb.) wskazujące na cenoman dolny. W obrębie niecki tomaszowskiej nie odsłania się nigdzie cenoman górny, jak również nie znany jest z powyższego rejonu turon, którego wychodnie przypuszczalnie nie będą przekraczały Pilicy. W południowej części niecki tomaszowskiej w brzegu Pilicy cenoman węglanowy ukazuje się koło Zarzęcina i dokumentowany jest też formami *Inoceramus crippi* Mant. Bezpośredniego kontaktu cenomanu z albem w rejonie Tomaszowa Mazowieckiego, bez robót szybkowych, nie da się zaobserwować. Najniższe poziomy cenomanu odsłaniają się w brzegu Pilicy. Są to silnie piaszczyste gezy przechodzące miejscami w piaski marglisto-glaukonitowe. W profilu zaobserwować można dwa poziomy piaszczystych gez. Granica między albem i cenomanem nie odsłania się z pod

utworów czwartorzędowych. Grubość utworów cenomanu w rejonie Tomaszowa Mazowieckiego będzie dość znaczna i wynosi przypuszczalnie ponad 40 m, gdy w niedalekiej Łodzi grubość cenomanu znacznie wzrasta i sięga ponad 100 m.

Od Zarzęcina do Przedborza utwory cenomanu nie są znane. Na obszarze tym zachodzą duże zmiany miąższości i facji. Bez prac wiertniczych zmian tych nie da się uchwycić, gdyż wychodnie cenomanu przykryte są całkowicie utworami czwartorzędu. W Przedborzu na Górze Majowej (fig. 5) odsłania się w stropie piaskowców albu (dawny łom Kroguleca opisywany przez J. Samsonowicza, 1937) seria piaszczysto-glaukonitowa o miąższości około 3,5 m, przykryta 2-metrową warstwą ilów. Miąższość ilów jest zmienna i waha się od 1 do 2 m. Przejście między ilami i piaskami jest stopniowe, podobnie jak stopniowe jest przejście między piaskami glaukonitowymi a piaskowcami. W piaskach glaukonitowych spotykają się drobne konkracje piaskowcowe oraz żwirki do 2 mm. Piaski w dolnych partiach, podobnie jak i miękkie piaskowce, zabarwione są na kolor pomarańczowy, ku górze stają się bardziej ilaste, a kolor ich zmienia się na zielony. Wyżej przechodzą w ropy zielone i pomarańczowozielone. W ilach występują gniazda limonitu z manganowymi naciekami. W ilach też spotyka się okruchy gezy, w której został znaleziony *Inoceramus bohemicus* Leonh. Cały cenoman w Przedborzu jest bezwapiasty. Nad ilami bezpośrednio leżą gezy wapiaste, piaszczysto-glaukonitowe turonu poziomu z *Inoceramus labiatus* Schloth.

Podobny profil cenomanu C<sub>2</sub> został odsłonięty w szybiku między wsiami Policzko a Wymysławem, około 8 km na południe od Przedborza (S. Cieśliński, 1956).

Profil szybiku przedstawia się następująco:

	Czwartorzęd
0—1,4 m	Osady czwartorzędowe
	Turon
1,4—2,0 m	Geza piaszczysto-glaukonitowa
	Cenoman
2,0—2,2 m	Il plastyczny, bezwapiasty, zielony
2,2—3,5 „	Il plastyczny, bezwapiasty, żółtopomarańczowy
3,5—5,0 „	Piasek glaukonitowy, średnioziarnisty, zielony
5,0—5,2 „	Piasek z nielicznym glaukonitem, średnioziarnisty, żółty
	Alb
5,2—	„ Piaskowiec

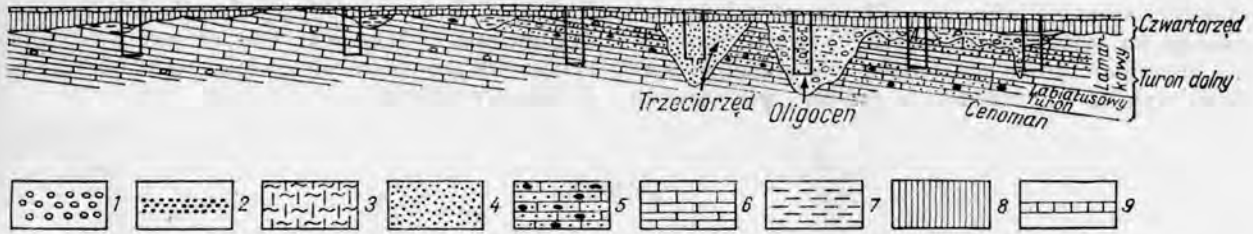


Fig. 7. Geological cross-section of the Upper Albian, Cenomanian and Lower Turonian at Dąbrówka Zabłotna

1 — flints, 2 — phosphorite horizon, 3 — gaises, 4 — sands, 5 — gaises with glauconite and phosphorites, 6 — limestones, marls, opokas, 7 — clays, 8 — till, 9 — soil

Tertiary — white, quartz sands, Miocene? Oligocene — green glauconitic sands

Bardziej na południe od Przedborza o cenomanie mamy jedynie fragmentaryczne dane. Między Dobromierzem a Małogoszczą stwierdzone były w stropie piaskowców albu, piaski i piaskowce glaukonitowe, zaliczane przez J. Premika (1947) do cenomanu. Brak naturalnych odsłonień i dokumentacji paleontologicznej uniemożliwia dokładne sprecyzowanie na tym odcinku utworów cenomanu. Na wschód i południe od Małogoszczy zmienia się facja cenomanu. Na wschód od Małogoszczy, poza główną linią przebiegu wychodni granicy jury i kredy w okolicach Bolmina, kreda występuje w izolowanym placie, w tzw. „synklinie bolmińskiej” wypełnionej utworami albu i cenomanu. Na południe od wsi Bolmin na albie leżą gezy z fauną *Inoceramus crippi* Mant. i amonity z grupy *Schloenbachia*. Utwory młodsze od cenomanu w „synklinie bolmińskiej” nie występują. Dotychczas uważano, że w Bolminie stropowymi utworami kredy są utwory turonu. Ostatnio jednak zebrana i oznaczona fauna (z rumoszy spod słupów telegraficznych) przez S. Cieślińskiego, pozwoliła na stwierdzenie cenomanu dolnego i braku turonu na powyższym obszarze. Bolmin jest pierwszym miejscem na południe od Tomaszowa Mazowieckiego (okolice), w którym cenoman ukazuje się w facji węglanowej, gdyż na północ od tego miejsca cenoman wykształcony jest w facji piaszczysto-ilastej. Następnym miejscem, gdzie cenoman lepiej jest poznany, to rejon Miąsowa — Sobkowa — Korytnicy. Cenoman na tym terenie wykształcony jest w postaci margli piaszczystych z fauną inoceramów, a lokalnie i piasków glaukonitowych, jak np. rejon Staniewicz (M. Hakenberg, 1962). W Sobkowie w marglach glaukonitowych znajdowana była fauna *Inoceramus crippi* Mant. i *Neohibolites ultimus* (d'Orb.). Stratygrafia na powyższym obszarze opracowana była przez F. Miturę (1954) i E. Senkowicza (1959). Przeinterpretowany profil E. Senkowicza przedstawiony jest w rozdziale alb. Granica między albem i cenomanem w powyższym profilu została przesunięta na korzyść albu, a do cenomanu zaliczone zostały tylko margle piaszczyste (piaskowce wapieniste), których miąższość według E. Senkowicza wynosi 15 m. Od rejonu Kij, na południowy wschód, utwory kredowe występują pod trzeciorzędem. Jednym z ostatnich miejsc najdalej wysuniętych na południowy wschód, w których odsłania się pełny profil cenomanu spod utworów trzeciorzędu,

jest Zajęcza Góra koło Skotnik. W prostej linii około 8 km na SE od Buska Zdroju, w łomie tym pod utworami tortonu morskiego występują utwory cenomanu. Cenoman jest tam bardzo cienki. Wykształcony jest w postaci margli, piaskowców marglisto-glaukonitowych, ku dołowi przechodzących w prawie sypkie piaski glaukonitowe. W dolnej części profilu spotyka się fragmenty skorup inoceramów i liczne *Neohibolites ultimus* (d'Orb.). Skorupki inoceramów są zwykle silnie zniszczone i połamane. Ku dołowi materiał stopniowo grubieje i przechodzi w żwirki. W spągu tych piasków występuje ławica od 10 do 20 cm zlepieńca zbudowanego z otoczków wapieni, krzemieni, kwarców, piaskowców i fosforytów. Warstwa ta leży bezpośrednio na kimerydzie, wykształconym w postaci zbitych wapieni nie zawierających fauny. Miąższość cenomanu wynosi około 15 m. Utwory albskie w tym rejonie nie zostały stwierdzone. O utworach powyższych piszą: W. Jurkiewicz, A. Morawiecki (1956), J. Dowgiałło i W. Nawrocka (1958).

Występowanie fosforytów w utworach cenomańskich, w postaci pojedynczych konkrekcji lub nielicznych skupień, znane jest zarówno w północno-wschodniego jak i południowo-zachodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. Ilość ich jest jednak znacznie mniejsza niż w utworach albu północno-wschodniego obrzeżenia, czy albu zachodniego obrzeżenia niecki łódzkiej (Sieradz — Burzenin — Brzeźnica Nowa). Fosforyty cenomańskie nie mają znaczenia surowcowego.

W cenomanie następuje dalsze rozszerzenie transgresji morskiej. Wynurzony półwysep Gór Świętokrzyskich zmniejsza się. Zmienia się lokalnie charakter osadów, z piaszczystych na węglanowe. Zmniejsza się dopływ materiałów klastycznych z ładu świętokrzyskiego. W strefach bliższych brzegów, jak na obszarze pasma przedborsko-małogoskiego, dominuje sedymentacja piaszczysta. Na obszarze między Zawichostem a Siennem przeważa sedymentacja piaszczysto-wapienna. W innych miejscach, dalszych od ówczesnych brzegów, dominuje spokojna sedymentacja węglanowa. W cenomanie duże nasilenie osiągają prądy morskie. W związku z tym występują liczne zjawiska twardego dna, rozmycia i redukcje osadów. W konsekwencji tych

zjawisk powstaje znaczna różnica w miąższości osadów na stosunkowo niewielkich przestrzeniach. Na obszarach, gdzie zachodziły duże redukcje osadów, wyniki z działalności prądów, powstawały

fosforyty, którym towarzyszy glaukonityczność. Zagadnienia sedymentacyjno-petrograficzne fosforytów i ich geneza została szeroko omówiona w pracy J. Uberny (1960).

## TURON

Stratygrafia turonu była omawiana szczegółowo w wielu polskich pracach. Dla północno-wschodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich szczegółową stratygrafię podał W. Pożaryski (1948). Dla obszaru południowo-zachodniego stratygrafia syntetycznie nie była opracowana. Przedstawia się ona następująco: turon w Polsce dzieli się na dolny i górny w oparciu o faunę przewodnią. Turon dolny obejmuje 2 poziomy: dolny niższy (I poziom turonu) z *Inoceramus labiatus* i (II poziom) dolny wyższy z *Inoceramus lamarki*. Turon górny obejmuje też 2 poziomy: górny niższy (III poziom) turonu w dawnym ujęciu skafitowy (ze *Scaphites geinitzi*) oraz turon górny wyższy (IV poziom) z *Inoceramus schloenbachii*. Poza dolnym niższym turonem — poziomem z *Inoceramus labiatus* litologicznie poziomy turonu mało się różni. Ciekawą jest rzeczą stopniowy spadek węglanowości w osadach turonu. W dolnym turonie zawartość  $\text{CaCO}_3$  waha się około 80%, w górnym spada stopniowo do 50%.

Począwszy od turonu utwory kredowe można omawiać ogólnie, bez rozbięcia na północno-wschodnie i południowo-zachodnie obrzeżenie, gdyż facje turonu i młodszych pięter kredy są do siebie bardzo zbliżone. Rozwój litologiczny turonu i wyższych pięter kredy górnej przedstawiony jest na figurach 8 i 9.

**Turon dolny niższy — labiatusowy.** Najniższy turon (T1) łatwo można odróżnić litologicznie od cenomanu i turonu dolnego wyższego (T2). Wykształcony on jest w postaci gez, margli piaszczysto-glaukonitowych i wapieni, często z drobnymi rozrzuconymi konkrecjami fosforytów. W poziomie tym licznie występują połamane fragmenty skorup inoceramów. W płytkach cienkich masowo widoczne są pojedyncze pryzmaty skorup inoceramów i masowo występujące oligosteginy. Jest to więc typowa facja inoceramowo-oligosteginowa. Poziom ten charakteryzuje często spotykany *Inoceramus labiatus* Schloth., mający wielki zasięg poziomy i bardzo wąski zasięg pionowy. Zwykle poziom ten daje się wyróżnić litologicznie, lecz są znane miejsca, gdzie zanika glaukonit, jak na przykład w Piotrowicach (rów tarłowski). Poziom ten jest ważnym reperem stratygraficznym dla obrzeżenia północno-wschodniego i południowo-zachodniego Gór Świętokrzyskich.

Na granicy cenomanu z turonem ginie większość glonogów, tak licznie rozwijających się niżej. Do turonu przechodzą jedynie *Sciponoceras baculoides* (Mant.), *Actinocamax plenus* (Blainv.) oraz łodziki. Skąpy omawianego poziomu (najniższego turonu T1) odsłaniają się najlepiej w profilu

Wisły — w Jakubowicach koło Annapola. W innych natomiast miejscach wzdłuż wychodni, jak w Wólce Gościeradowskiej, Jankowicach, Karsach, Skarbce, Chwałowicach, czy Dąbrówce Zabłotniej gezy i margle tego poziomu występują bardzo płytko, lecz bez prac szurfowych są one niedostępne. W obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich miąższość poziomu labiatusowego jest raczej niewielka i zwykle waha się w granicach paru metrów, lecz znane są też miejsca, gdzie miąższość tego poziomu dochodzi do 21 m (rów tarłowski).

**Turon dolny wyższy — lamarkowy (T 2).** Poziom reprezentowany jest głównie przez margle występujące w dolnej części, ku górze przechodzące w opoki z czertami i czarnymi krzemieniami. Poziom ten charakteryzuje *Inoceramus lamarki* Park. i jego odmiany. Okazy tego gatunku najliczniej występują w dolnych partiach poziomu, często ławicowo. Jak omówiono wyżej, już na podstawie litologii łatwo jest przeprowadzić granicę między poziomem labiatusowym i lamarkowym, natomiast granicy litologicznej między poziomem T2 i T3 przeprowadzić się nie da. Najlepiej odsłonięte utwory turonu T2 i wyższe poziomy turonu znajdują się i są dostępne w profilu Wisły i Kamiennej. Bardzo interesującymi są utwory kredowe tego poziomu na wschód od Ożarowa — Janików (tabl. III, fig. 1, 2), opisywane przez A. Łuniewskiego (1933), Z. Sujkowskiego (1930), J. Samsonowicza (1934) i W. Pożaryskiego (1947). Wśród opoki leżą tu wapienie detrytyczne zawierające dość znaczną domieszkę ziarn kwarcu detrytycznego i glaukonitu. W utworach tych występują konkrecje czarnego krzemienia. Utwór ten jest kopalną rafą mszywiolową występującą w południowo-zachodniej części rowu tarłowskiego. Ma on charakter soczewki wyklinowującej się ku północy i wschodowi. Ślady tej soczewki ku wschodowi widoczne są w Anopolu. W górnych partiach turonu lamarkowego w rowie tarłowskim spotyka się w opokach charakterystyczne wapienne konkrecje cylindryczne ustawione prostopadle do warstw, wyżej leży opoka z warstwą czertu płytowego stanowiącą strop serii turonu lamarkowego. Fauna turonu lamarkowego profilu Wisły, jak i całego północno-zachodniego obrzeżenia, nie jest liczna, bardziej liczna jest natomiast fauna na południowo-zachodnim obrzeżeniu, gdzie w dolnej części poziomu T2 występuje ławica lamarkowa. W okolicach Przedborza nad Pilicą w wyższych partiach poziomu lamarkowego spotyka się lokalnie dość liczną faunę reprezentowaną przez większe odmiany tego gatunku i formy *Inoceramus cuvieri* Sow. Turon szczególnie dobrze odsłonięty

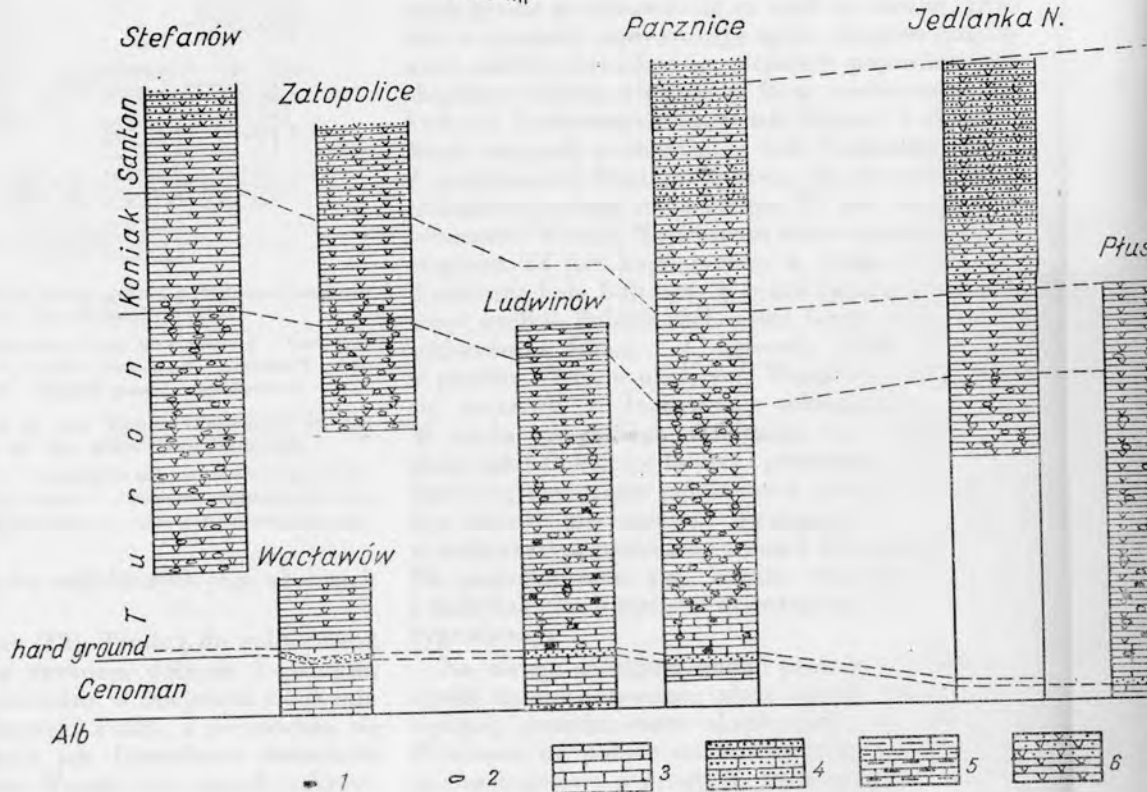
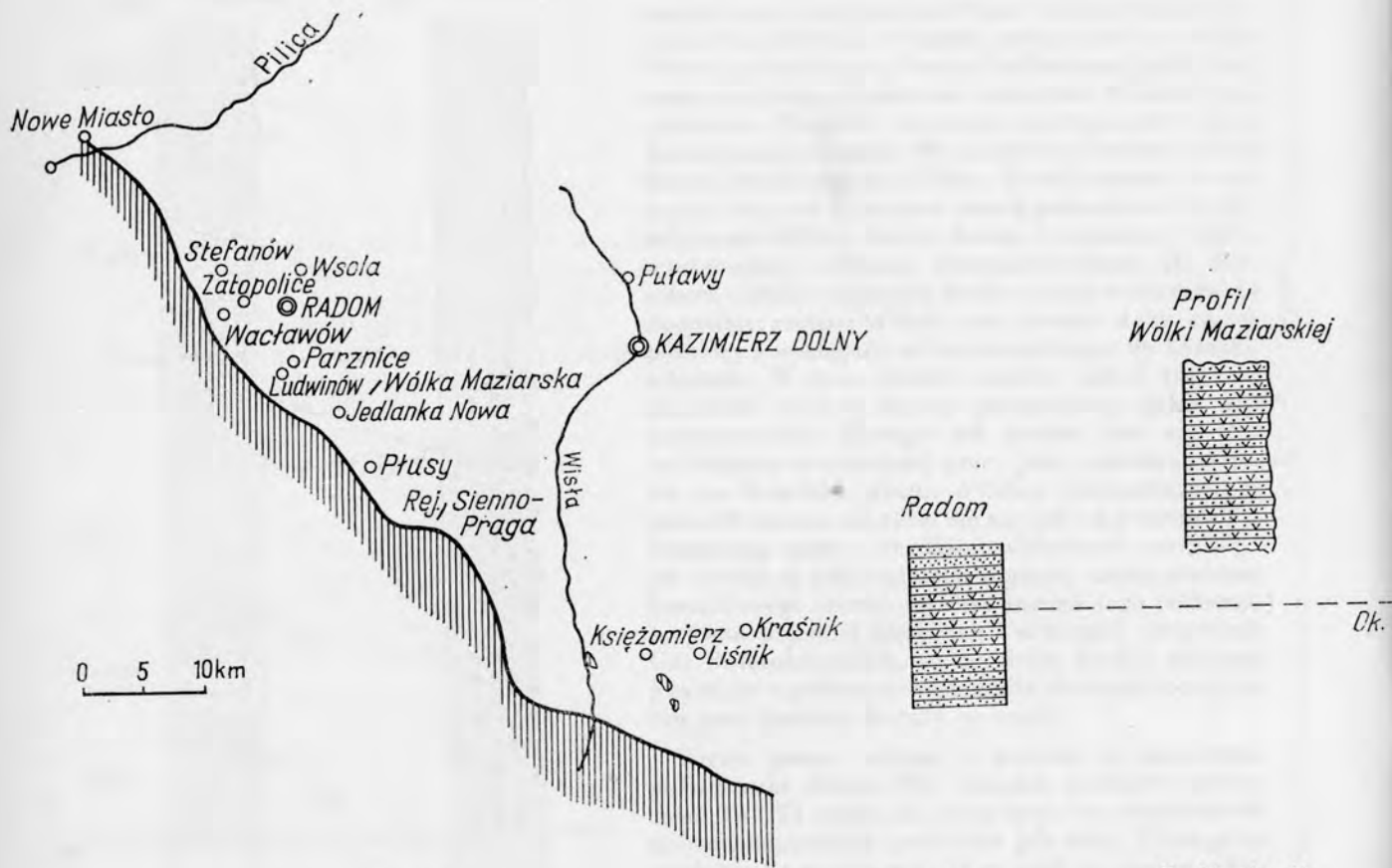
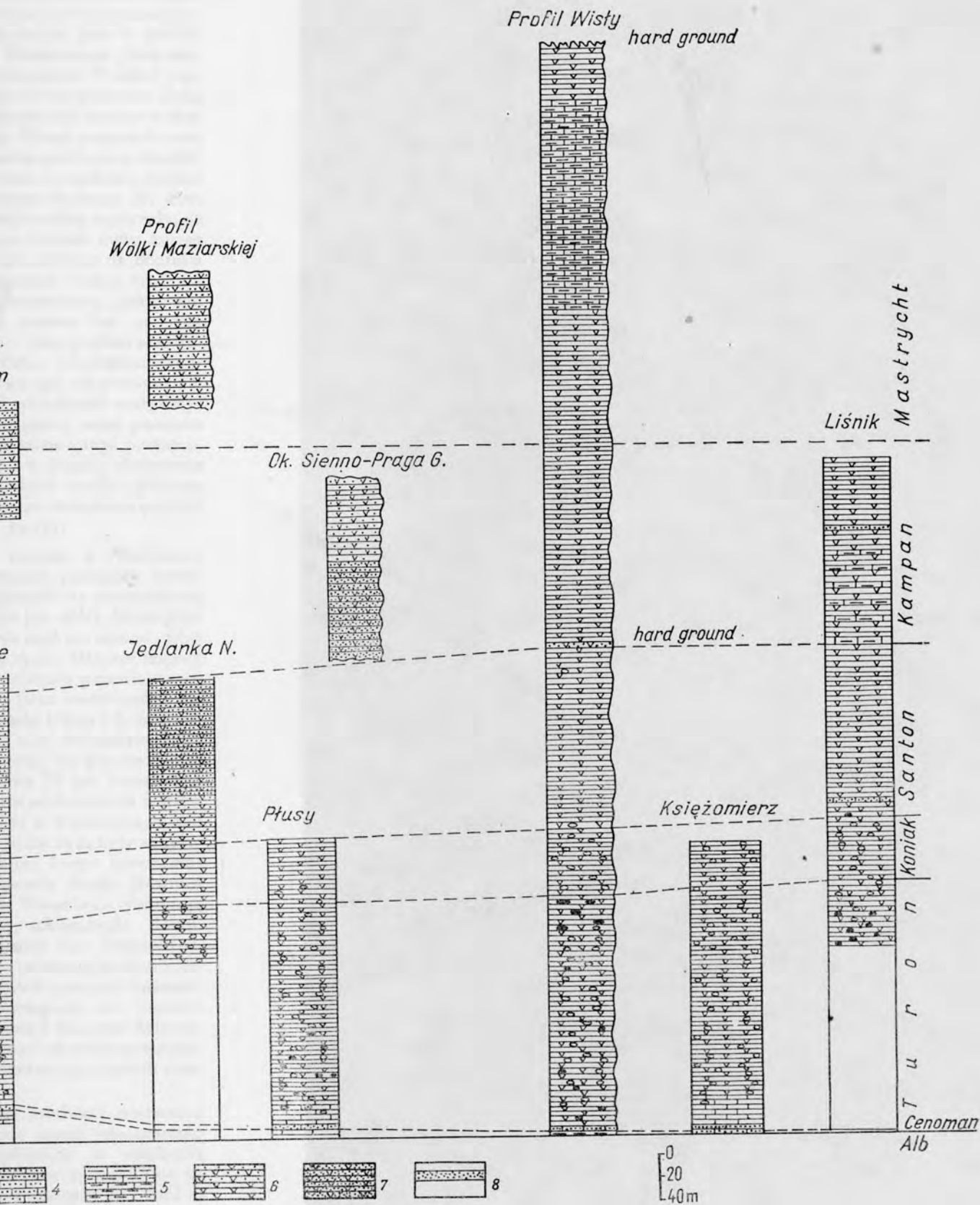


Fig. 8. Najważniejsze profile kredy górnej północnego obrzeżenia.

1 - krzemienie, 2 - czerty, 3 - wapienie, 4 - margle piaszczysto-glaukonitowe, 5 - margle, 6 - opoki (a - glaukonit).

The most important sequences of the Upper Cretaceous in the northern margin.

1 - flints, 2 - cherts, 3 - limestones, 4 - sandy-glaucanite marls, 5 - marls, 6 - opokas (a - glauconite).



Profile kredy górnej północnego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich

4 - glaukonitowo-piaskowe, 5 - margle, 6 - opoki (a - glaukonit), 7 - gezy wapiaste, 8 - piaski, piaskowce glaukonitowe

Profile of the Upper Cretaceous in the northern margin of the Góry Świętokrzyskie

4 - glauconitic sands, 5 - marls, 6 - opokas (a - glauconite), 7 - calcareous gizzes, 8 - sands, glauconite sandstones

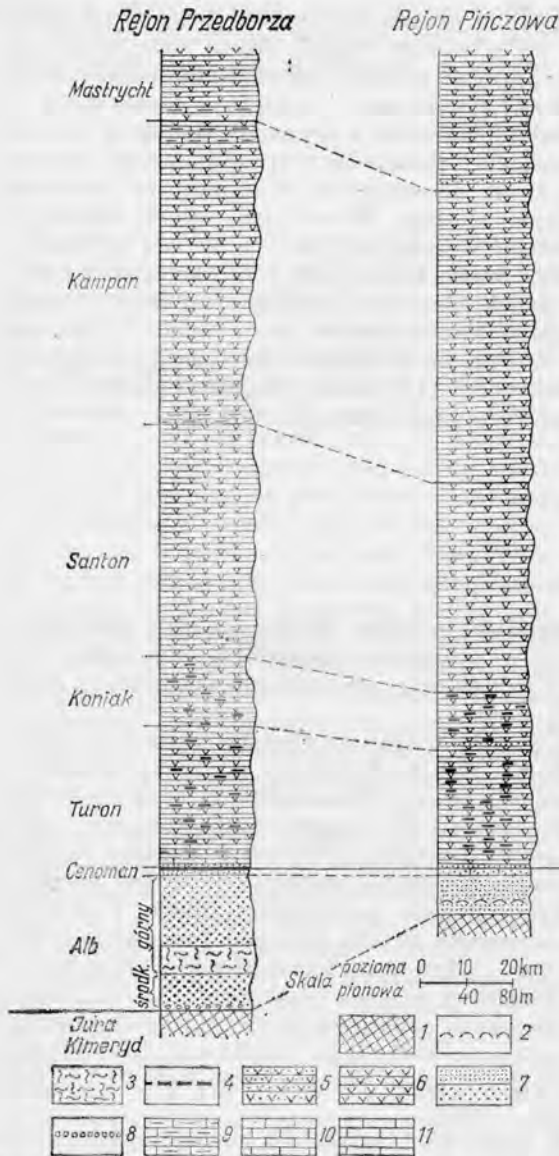


Fig. 9. Syntetyczne profile kredy górnej południowo-zachodniej części Gór Świętokrzyskich

1 - jura, 2 - zlepy, 3 - spongiolity i gezy bezwapiaste, 4 - krzemienie, 5 - gezy wapiaste, 6 - opoki, 7 - piaski i piaskowce, 8 - zlepki, 9 - margle, 10 - wapienie, 11 - wapienie piaszczysto-glaukonitowe

Diagrammatic sequences of the Upper Cretaceous in the south-west part of the Góry Świętokrzyskie

1 - Jurassic, 2 - coquinas, 3 - spongiolites and non-calcareous gaizes, 4 - flints, 5 - calcareous gaizes, 6 - opokas, 7 - sands and sandstones, 8 - conglomerates, 9 - marls, 10 - limestones, 11 - sandy glauconite limestones

jest w profilu Wisły i w najbliższych jego okolicach (tabl. IV, fig. 1, 2).

**Turon górny niższy (T3).** Trudną do uchwycenia jest granica między turonem dolnym i górnym. Granicę tę należy prowadzić w miejscach zanikania form *Inoceramus lamarcki* Park., a pojawienia się form wyższych takich jak *Inoceramus inconstans* Woods i *I. costellatus* Woods oraz innych pokrewnych tym grupom inoceramów. Trudność polega głównie na tym, że fauna w górnych warstwach poziomu T2 jest uboga, podobnie jak i w dolnych

T3. W wyższych częściach trzeciego poziomu turonu znane są też miejsca masowego występowania inoceramów. Jednym z takich miejsc jest w profilu Wisły — okolica wsi Słupia Nadbrzeżna, gdzie masowo występują *Inoceraums inconstans* Woods i jego odmiany. Podobne ławicowe występowanie form *Inoceramus inconstans* Woods spotkać można w okolicach Przedborza nad Pilicą. Trzeci poziom turonu wyróżniany też bywa pod nazwą poziomu ze *Scaphites geinitzi* d'Orb. Jest to forma stosunkowo rzadko występująca w Polsce. Ostatnie badania H. Preschera (1962) z obszarów kredy saskiej wykazały, że *Scaphites geinitzi* d'Orb. ma bardzo duży zasięg pionowy i występuje od turonu dolnego do koniaku włącznie. W tym świetle nowych badań traci on znaczenie ważnej formy przewodniej, jakie mu przypisywano. Dlatego też poziom ten nie jest wyróżniany w niniejszej pracy jako poziom skafitowy (ze *Scaphites geinitzi* d'Orb.). Litologicznie poziom T3 turonu nie różni się na ogół od poziomu T2. Dominują opoki z rzadkimi wkładkami marglistymi. Liczne są jak w niższej, w górnej części poziomu lamarkowego czerty. Utwory turonu tego poziomu, zarówno w jednej części jak i w drugiej obrzeżenia Gór Świętokrzyskich, są do siebie bardzo zbliżone z tym, że w północno-wschodnim obrzeżeniu poziom ten jest bardziej bogaty w czerty.

**Turon górny wyższy — poziom z *Inoceramus schloenbachi* Böhm (T4).** Granica pomiędzy poziomem T3 i T4 opiera się też jedynie na przesłankach paleontologicznych, podobnie jak niżej. Litologicznych granic przeprowadzić na ogół nie można, gdyż oba te poziomy reprezentują opoki. Granicę między nimi należy prowadzić w miejscach pojawiania się charakterystycznych dużych form inoceramów, takich jak *Inoceramus schloenbachi* Böhm i *I. deformis* Meck znanych z obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. Z powyższymi formami spotyka się jeszcze formy charakterystyczne dla poziomu T3 jak *Inoceramus inconstans* Woods. Najlepszym odsłonięciem warstw poziomu T4 jest kamieniołom w Pętkowicach nad Kamienną koło Bałtowa. W łomie tym były znalezione wielkie dobrze zachowane formy *Inoceramus schloenbachi* Böhm i *I. deformis* Meck. Również w profilu Wisły, w okolicach Wesołówki odsłaniają się warstwy z *Inoceramus schloenbachi* Böhm. W wielu wierceniach obrzeżenia Gór Świętokrzyskich jak i Polski środkowej i północnej stwierdzono duże nagromadzenie połamanych grubych fragmentów skorup inoceramów. Występują one masowo w najwyższym poziomie turonu i koniaku dolnym. To nagromadzenie jest bardzo charakterystyczne i makroskopowo stanowi orientacyjny poziom stratygraficzny.

Na uwagę zasługują znane produkty wietrzenia opoki turonu, tworzące złożę opoki odwapnionej będącej przedmiotem eksploatacji w okolicach Piotrowic na północ od Zawichosta; omówione są one szczegółowo w pracy W. Pożaryskiego z 1951 r.

\*  
\* \*

W najniższym turonie, poziomie z *Inoceramus labiatus* następuje częściowa regresja morza. Zauważa się ona jedynie spłyceńiami nie powodującymi większych wynurzeń. Zwiększa się dopływ materiałów klastycznych, pojawia się glaukonit, oraz następują warunki, w których zaczynają tworzyć się drobne konkracje fosforytowe na północno-wschodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich. Z tego okresu znane są zjawiska twardego dna. Okres ten jednak trwa krótko, już na początku najniższego (T2) poziomu turonu następuje stopniowe dalsze pogłębienie powodujące całkowite zalanie ładu świętokrzyskiego przez morze. Zanika zupełnie piaszczystość, brak fragmentów drewna i innych szczątków roślinnych, świadczących o istnieniu w pobliżu ładu. Facje w północno-wschodnim i południowo-

-zachodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich przedstawiają się właściwie różnie. Morza turońskie stwarzały dogodne warunki rozwoju inoceramów, które w okresie tym bogato się rozwijają, często występując całymi ławicami, a pryzmaty skorup są ważnym czynnikiem skalotwórczym najniższego turonu. Natomiast glowonogi w stosunku do cenomanu znacznie ubożają. W osadach turonu obniża się zawartość węgla wapnia i pojawiają się masowo czerty i czarne krzemienie, które wiążą się z rozwojem gąbek. Osadami dominującymi stają się osady wapienno-krzemionkowe typu opok z czerstami i krzemieniami. Maksimum transgresji przypada na poziom górny (T3) turonu. Miąższość osadów turonu waha się w granicach około 200 m.

## KONIAK

Miąższość utworów koniaku jest mniejsza od utworów turońskich. Koniak w przeciwieństwie do turonu i santonu ma znacznie uboższą faunę. Fauna inoceramów w tym okresie rozwijała się jednak bujnie, na co wskazuje duże nagromadzenie połamanych, nie nadających się do oznaczeń skorup inoceramów, licznie występujących w turonie górnym i koniaku dolnym. Typowa przewodnia fauna jest stosunkowo rzadka i spotykana była głównie w ostatnich latach w wierceniach w północnej części obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. Najbardziej charakterystyczną formą koniaką spotykaną w obrzeżeniu jest *Inoceramus involutus* Sow., występująca w całym koniaku dolnym i częściowo górnym. Z innych typowych form można wyróżnić jeszcze *Inoceramus koeneni* Müller i *I. kleini* Müller oraz znacznie radsze formy takie jak *Inoceramus sturmi* Andert, *I. subquadratus* Schlüt. i *I. circularis* Schlüt.

Granica turonu górnego i koniaku opiera się głównie na danych faunistycznych. Formy charakterystyczne dla turonu górnego jak *Inoceramus schloenbachi* Böhm przechodzą do koniaku i zazębiają się z typową koniaką fauną inoceramów. Utwory koniaku wyróżniane były pod nazwą emszeru dolnego. Odpowiadał im w pracy W. Pożaryskiego z 1938 r. poziom d. Obecnie nazwa emszer przestała być używana w nowszej literaturze geologicznej. Emszer według podziału niemieckiego obejmuje koniak i santon dolny. Sprawa ta została omówiona w artykule S. Cieślińskiego (1959c). W koniaku profilu Wisły krzemienie typu czert są szczególnie liczne, przerastają one miękkie, małe maigle. Ta cecha pozwala na wyróżnienie koniak w oparciu o litologię w profilu Wisły i jej najbliższym sąsiedztwie. Miąższość koniak w obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich nieznacznie rośnie w kierunku północno-zachodnim. W części wschodniej i centralnej północno-wschodniego obrzeżenia miąższość koniak waha się około 60 m, ku północnemu zachodowi rośnie i w okolicach Przytyka wynosi około 80 m. Przy-

puszczalnie podobne miąższości będą kształtowały się w południowo-zachodnim obrzeżeniu, trudności jednak przy ich ustalaniu są związane z brakiem wierceń.

W profilu Wisły i na obszarze zachodniej Lubelszczyzny (rejon Kraśnika) w koniak masowo występują czerty. Natomiast w kierunku północno-zachodnim od Wisły czerty zmniejszają swój zasięg i masowo występują jedynie w koniak dolnym.

Granica koniak i santonu oparta jest na przesłankach głównie paleontologicznych. Przeważnie w wierceniach między formami *Inoceramus involutus* Sow. i pierwszymi formami santonскими istnieje wielometrowa przerwa bez typowej fauny. Jednym z najlepszych udokumentowanych profili koniak na północno-wschodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich jest profil Jedlinki Nowej koło Hży (S. Cieśliński, 1959d).

W wierceniach tym granicę między turonem i koniakiem można wyróżnić litologicznie w oparciu o glaukonit, gdyż santon w odróżnieniu od koniak na obszarze tym, podobnie jak i nad Wisłą, jest silnie glaukonitowy (fig. 8).

Fauna koniak *Inoceramus involutus* Sow. i *I. koeneni* Müller znana jest też z rejonu Sobków — Miąsowa i rejonu Krasocina. Jak podaje E. Senkiewicz (1959) w spągu koniak na arkuszu Pińczów występuje wkładka 2-metrowej miąższości gezy. Również w koniak powyższego rejonu częste są krzemienie (fig. 9).

Na północ od Krasocina, w okolicach Przedborza koniak wyróżniony był jedynie metodami mikropaleontologicznymi, gdyż do tej pory makrofauna koniak nie była tam spotykana.

\*  
\*  
\*

Poczynając od koniak następuje wyraźna lecz stopniowa regresja morska. Nadchodzi okres ruchów górotwórczych fazy subhercyńskiej. Należy przypuszczać, że w koniak jednak Góry Świętokrzyskie,

mimo pewnych spłyceń, nie były łądem. Spłycecia w koniaku, jak również działanie prądów morskich, powodowało luki sedymentacyjne w niecce mie-

chowskiej (w okolicach Krakowa — Lelowa). Na obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich luk tych nie stwierdzono i najprawdopodobniej w koniaku ich nie ma.

## SANTON

Utwory santonu na obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich zostały znacznie wcześniej i lepiej poznane niż utwory koniaku. W profilu Wisły na granicy koniaku i santonu zmienia się facja, pojawiają się opoki i margle piaszczysto-glaukonitowe oraz gezy. W profilu Wisły W. Pożaryski (1938) podzielił santon na 4 poziomy: e, f, g, h. Na wschód od Wisły ilość glaukonitu i piaszczystość maleje, natomiast na północny zachód piaszczystość i ilość glaukonitu wzrasta. Pojawiają się gezy piaszczyste miejscami przechodzące w piaski, jak to ma miejsce nad Kamienną i w okolicach Jedlanki Nowej koło Ilży. W seriach gezowych, piaszczysto-glaukonitowych spotykają się drobne конкреcje fosforytowe. Podobnie jest też w okolicach Radomia. Miąższości santonu są znacznie większe niż koniaku i wahają się w granicach 150 m. W obrzeżeniu południowo-zachodnim Gór Świętokrzyskich miąższość santonu jest większa niż w północno-wschodnim obrzeżeniu, brak jest też wyraźnych spiaszczeń i glaukonitu (fig. 9).

Santon na podstawie fauny daje się stosunkowo łatwo podzielić na dwie części. Santon dolny charakteryzują *Inoceramus cardisoides* Goldf., *I. pachti* Arkh., *I. lobatus* Goldf., wyżej w dolnym santonie spotyka się *Inoceramus pinniformis* Will., W górnym santonie natomiast występują zupełnie inne formy, jak *Inoceramus patootensis* Lor., *I. lingua* Goldf. Obie te formy są typowe dla całego santonu górnego z tym jednak, że nieznacznie zazębiają się z fauną dolnokampańską. Zazębianie się tych form było wielokrotnie spotykane w różnych wierceniach. W rejonie Przedborza nad Pilicą

w jednym z szybków razem z formami *Inoceramus patootensis* Lor. stwierdzono występowanie typowo kampańskich form jak *Inoceramus balticus* Böhm i *I. regularis* d'Orb. W santonie obrzeżenia Gór Świętokrzyskich dość często spotykany jest *Actinocamax verus* Miller, który pojawia się od połowy santonu dolnego i przechodzi nieznacznie do kampanu dolnego. W santonie obrzeżenia spotyka się też *Goniotoothis granulatus* (Blainv.), który charakteryzuje santon górny i też nieznacznie jak i *Actinocamax verus* Miller przechodzi do kampanu dolnego.

Za granice kampanu i santonu należy przyjąć miejsca pojawiania się form *Inoceramus balticus* Böhm, *I. regularis* d'Orb. i typowej fauny dolnokampańskich — *Goniotoothis quadratus* (Blainv.) oraz zanikanie santonów. Granica powyższa, podobnie jak większość granic opartych na przesłankach faunistycznych, nie daje się zwykle ustalić ściśle.

W piaszczysto-gezowych utworach santonu masowo pojawiają się ślimaki i drobne małże. Szczególnie bogaty w małże i ślimaki jest santon w Jedlance Nowej koło Ilży, pełny spis fauny opracowany razem z profilem wiercenia został podany przez S. Cieślińskiego (1959).

W santonie Góry Świętokrzyskie wynurzają się i stają się łądem. Zaznacza się to wyraźnie w osadach. Materiały piaszczyste z tego łądu stanowią ważny czynnik skalotwórczy na północno-wschodnim obrzeżeniu, szczególnie w okolicach Ilży i Radomia. W utworach piaszczystych tego okresu spotyka się zwęglone szczątki roślinne. Na koniak i santon wypada optimum klimatyczne.

## KAMPAN

Kampan reprezentuje bardzo bogata fauna inoceramów, belemnitów oraz liczna fauna amonitowa, która w turonie, koniaku i santonie nie odgrywa większej roli. Szczególnie inoceramami odróżniają się wyglądem zewnętrznym od santonów. Masowo występuje *Inoceramus balticus* Böhm, *I. regularis* d'Orb., *I. goldfussianus* d'Orb., *I. planus* Goldf. i inne. Niestety zasięg wszystkich powyżej podanych form jest duży i dotychczas nie udało się wyróżnić wśród nich form mających węższe zasięgi stratygraficzne. Wszystkie wymienione gatunki inoceramów występują w całym kampanie i przechodzą do mastrychtu dolnego. Przy podziale szczegółowym kampanu ważną rolę odgrywają belemnity. Litologicznie kampan niewiele lub wcale nie różni się od santonu. Reprezentują go, podobnie jak i santon,

opoki, gezy wapiaste a nawet serie piaszczysto-wapiaste (Parznice). Granica między kampanem a santonem opiera się jedynie na przesłankach faunistycznych. W profilu Wisły, na granicy między kampanem a santonem, występuje poziom gezy piaszczystych związanych z twardym dnem (fig. 8).

## KAMPAN DOLNY

Kampan dolny reprezentuje głównie forma *Goniotoothis quadratus* (Blainv.). Gatunek ten występuje w całym kampanie dolnym i nieznacznie przechodzi w kampan górny zazębiając się z typowo górnokampańskimi belemnitami. Łącznie z *Goniotoothis quadratus* (Blainv.) występuje rzadziej bar-

dzo charakterystyczny gatunek *Goniotoothis granulato-quadratus* St. W profilu Wisły ponadto w kampanie dolnym został znaleziony i opracowany przez M. Jamiołkowskiego (1961) gatunek bardzo rzadko spotykany, jest to *Belemnitella praecursor* Stolley. Z amonitów kampan dolny reprezentuje *Eupachydiscus levyi* (Gross.), a z jeżowców *Offaster pilula* Lam. Na granicy santonu i kampanu w profilu Wisły, na południe od Sulejowa znane są utwory gezwowe powstałe w wyniku prądów morskich, liczny jest glaukonit i fosforyty oraz znajduje się tu duże nagromadzenie połamanych rostrów belemnitów (A. Błaszkiwicz, 1962).

Cały kampan dolny, podobnie jak i kampan górny, wykształcony jest w postaci opok z wkładkami marglistymi oraz gez i piasków wapienno-glaukonitowych. W okolicach Miechowa w kampanie dolnym zostały znalezione od 10 do 20 cm miąższości wkładki bentonitów (E. Krauss, J. Rutkowski, 1962).

#### KAMPAN GÓRNY

W kampanie górnym najważniejszymi formami przewodnimi są w dalszym ciągu belemnity. Dolną część kampanu górnego reprezentuje *Belemnitella mucronata senior* Nowak i *B. langei* Jel., ta ostatnia forma reprezentuje górną część kampanu górnego i przechodzi nieznacznie do mastrychtu dolnego. Belemnity z profilu Wisły (santonu, kampanu i mastrychtu) zostały szczegółowo opracowane przez

R. Kongiela (1962). Z typowych amonitów kampan górny reprezentują: *Hamites phaleratus* Griep., *Menuites portlocki* Schop., *Anapahydiscus wittekindi* (Schlüt.) i *Bostrychoceras polyplocum* (Roem.). Oprócz tych form występują inoceramami i inne małże, oraz ślimaki nie mające większego znaczenia stratygraficznego. Amonity kredy górnej profilu Wisły, kampanu i mastrychtu są obecnie przedmiotem szczegółowego opracowywania paleontologicznego A. Błaszkiwicza, który z powyższego profilu zebrał bogatą kolekcję amonitową. Litologicznie kampan górny nie różni się od kampanu dolnego. W okolicach Miechowa między kampanem górnym i dolnym miała miejsce przerwa sedymentacyjna (wiadomość ustna J. Rutkowskiego). Kampan wykształcony jest w postaci białych opok z wkładkami marglistymi, a w okolicach Radomia w postaci gez wapienistych i wkładek piaszczysto-glaukonitowych (fig. 8). W kampanie ład świętokrzyski w okolicach Radomia i Sienna wyraźnie zaznacza się w osadach większą piaszczystością. Z tego ładu pochodzi szczątek roślinny spotykany w osadach kampanu Liśnika. Jest to *Sequoia major* (Vel.) opisany przez B. Milakovića (S. Cieśliński, B. Milaković, 1962a). Z utworów kampanu znane są też szczątki gadów z Ciszycy i Maruszowa.

Kampan górny profilu Wisły został podzielony przez W. Pożaryskiego (1938) na siedem lokalnych poziomów: k, l, m, n, o, p, r. W kampanie górnym koło Włoszczowej w miejscowości Ludynia i Nowiny zostały opisane bentonity grubości do 30 cm przez S. Alexandrowicza, W. Parachoniaka (1958).

#### MASTRYCHT

Zewnętrzna część obrzeżenia mezozoicznego Gór Świętokrzyskich stanowią osady mastrychtu. Osady tego wieku, podobnie jak i kampanu, są dobrze udokumentowane bogatą fauną amonitów, belemnitów i częściowo inoceramów. Litologicznie mastrycht wykształcony jest podobnie jak kampan. Dominują głównie białe opoki z wkładkami margli, margle glaukonitowe i częściowo gezy, spotykane są również piaski marglisto-glaukonitowe w rejonie Radomia. Mastrycht i częściowo kampan doczekał się szczegółowych opracowań petrograficznych. Mastrycht profilu Wisły został opracowany przez K. Pożaryską (1952), mastrycht okolic Miechowa opracowywany jest przez J. Rutkowskiego (1906).

#### MASTRYCHT DOLNY

Mastrycht dolny reprezentuje *Belemnitella lanceolata* (Schloth.). Oprócz tego gatunku z amonitów typowymi są *Acanthoscaphites tridens* (Kner), *Pachydiscus colligatus* (Bink.), *P. neubergicus* (Hauer) i *Hoploscaphites constrictus* var. *tenuistriata* Now., gdy forma *Hoploscaphites constrictus* var. *vulgaris* Now. spotyka się zarówno w dolnym jak i górnym mastrychcie.

Z inoceramów w mastrychcie dolnym znajdują się wszystkie te same formy co w kampanie. W okolicach Radomia i Hły w mastrychcie dolnym zaznaczają się wpływy ładu, spotyka się spiaszczenia i glaukonit nie zaznaczający się w profilu Wisły (fig. 8).

W mastrychcie dolnym południowo-zachodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich występuje bardzo charakterystyczna i ważna stratygraficznie warstwa wapieni piaszczystych z wtrąceniami piasków i piaskowców, niekiedy słabo scementowanych (fig. 9). W Motkowicach w poziomie tym występuje bardzo bogata fauna małżów i ramienionogów. Sporadycznie spotyka się tam i belemnity. W okolicach Miechowa J. Rutkowski (1960) w utworach piaszczysto-glaukonitowych (wyższych od poziomu w Motkowicach), leżących na rozmytych powierzchniach opoki stwierdził konkrety fosforytowe. J. Rutkowski stwierdził też, na podstawie wielkości ziarna i ilości materiału klastycznego, kierunki transportu materiału z WWS na EEN. Również w okolicach Miechowa zostały stwierdzone w mastrychcie wkładki ilów montmorylonitowych (E. Kreuss, J. Rutkowski, 1962). W mastrychcie okolic Jędrzejowa spotyka się w typowych utworach

Tabela 2

## Zestawienie makrofauny kredowej obrzeżenia Gór Świętokrzyskich\*\*

Fauna	Alb		Cenoman		Turon		Koniak		Santon		Kampan		Mastrycht	
	środkowy	górnny	dolny	górnny	dolny	górnny	dolny	górnny	dolny	górnny	dolny	górnny	dolny	górnny
Cephalopodes														
<i>Hoplites dentatus</i> (Sow.)	+													
<i>Hoplites latesulcatus</i> Spath	+													
<i>Hoplites</i> cf. <i>vectensis</i> Spath	+													
<i>Hoplites</i> sp. A	+													
<i>Hoplites</i> sp. B	+													
<i>Anahoplites</i> cf. <i>fittoni</i> (d' Arch.)	+													
<i>Anahoplites</i> cf. <i>praecox</i> Spath	+													
<i>Dimorphoplites hilli</i> Spath	+													
<i>Euhoplites</i> cf. <i>ochetonatus</i> (Seeley)	+													
<i>Euhoplites</i> cf. <i>boloniensis</i> Spath		+												
<i>Euhoplites alphalautus</i> Spath		+												
<i>Euhoplites inornatus</i> Spath		+												
<i>Callihoplites auritus</i> Sow.		+												
<i>Puzosia mayoriana</i> (d'Orb.)		+												
<i>Puzosia planulata</i> (Sow.)			+											
<i>Mortoniceras inflatum</i> (Sow.)		+												
<i>Mortoniceras rostratum</i> (Sow.)		+												
<i>Mortoniceras</i> sp.		+												
<i>Stoliczkaja</i> cf. <i>notha</i> (Seeley)		+												
<i>Hyphoplites falcatus</i> (Mant.)			+											
<i>Acanthoceras hajoulense</i> Basse			+											
<i>Acanthoceras</i> cf. <i>sherborni</i> Spath			+											
<i>Calycoceras subgentoni</i> (Spath)			+											
<i>Calycoceras alaouitense</i> Basse			+											
<i>Schloenbachia varians</i> (Sow.)			+											
<i>Schloenbachia ventriosa</i> Stieler			+											
<i>Schloenbachia lymensis</i> Spath			+	?										
<i>Schloenbachia subplana</i> (Mant.)			+											
<i>Schloenbachia</i> cf. <i>quadrata</i> Spath			+											
<i>Schloenbachia sharpei</i> (Semenow)			+											
<i>Schloenbachia subtuberculata</i> (Scharpe)			+											
<i>Schloenbachia</i> sp. A			+											
<i>Schloenbachia</i> sp. B			+											
<i>Mantelliceras mantelli</i> (Sow.)			+											
<i>Mantelliceras</i> cf. <i>batheri</i> Spath			+											
<i>Mantelliceras hyatti</i> Spath			+											
<i>Mantelliceras tuberculatus</i> (Mant.)			+											
<i>Mantelliceras saxbii</i> (Sharpe)			+											
<i>Levesiceras peramplus</i> (Mant.)						+								
<i>Eupachydiscus levyi</i> (Gross.)										+				
<i>Pachydiscus oldhami</i> (Sharpe)											+			
<i>Pachydiscus wittekindi</i> (Schlüt.)											+			
<i>Pachydiscus portlocki</i> (Sharpe)											+			
<i>Pachydiscus perfidius</i> (Gross.)												+		
<i>Pachydiscus colligatus</i> (Bink.)													+	
<i>Pachydiscus neubergicus</i> (Hauer)													+	
<i>Hauericeras gardeni</i> (Baily)											+		+	
<i>Pseudokosmaticeras galicianum</i> (Favre)												+	+	





Tabela 2 (c. d.)

Fauna	Alb		Cenoman		Turon		Koniak		Santon		Kampan		Mastricht	
	środkowy	górnny	dolny	górnny	dolny	górnny	dolny	górnny	dolny	górnny	dolny	górnny	dolny	górnny
<i>Rhynchonella depressa</i> Sow.			+											
<i>Rhynchonella limbata</i> Schloth.											+	+	+	+
<i>Rhynchonella limbata</i> var. <i>undulata</i> Pus.											+	+	+	+
<i>Rhynchonella octoplicata</i> Sow.											+	+	+	+
Lamellibrachiata														
<i>Aucellina gryphaeoides</i> Sow.	+													
<i>Aucellina krasnopolski</i> Pavl.	+													
<i>Aucellina caucasica</i> (Abich)	+													
<i>Aucellina stuckenbergi</i> Pavl.	+													
<i>Aucellina quarsi</i> Woll.	+													
<i>Nucula pectinata</i> Sow.			+	+										
<i>Nucula striatula</i> Roem.								+	+				+	+
<i>Nucula ovata</i> Nilss.							+	+	+					
<i>Nucula truncata</i> Nilss.								+						
<i>Leda nummulus</i> Woll.														+
<i>Leda producta</i> Nilss.														
<i>Leda semilunaris</i> Buch									+			+	+	
<i>Cuspidaria pulchra</i> Sow.			+	+						+				
<i>Cacullaea glabra</i> Park.			+	?										
<i>Septifer lineatus</i> (Sow.)			+	?										
<i>Avicula</i> cf. <i>haldonensis</i> Woods			+	+										
<i>Avicula</i> cf. <i>biradiata</i> Müll.														
<i>Tracia</i> cf. <i>elongata</i> Roem.			+										+	+
<i>Cyprina ligeriensis</i> d'Orb.			+											
<i>Cyprina regularis</i> d'Orb.					+									
<i>Cyprimeria faba</i> (Sow.)			+											
<i>Cyprimeria parva</i> (Sow.)			+											
<i>Cyprimeria rhotomagnensis</i> d'Orb.			+	+										
<i>Cypricardia trapezoidalis</i> Roem.			+											
<i>Isocardia heintzeli</i> Wool.			+											
<i>Isocardia transversistriata</i> Not.					+									
<i>Isocardia gracilis</i> Frié														
<i>Unicardium tumidum</i> Briart et Cornet			+											+
<i>Cardium cenomanense</i> d'Orb.			+											
<i>Cardium noegerathi</i> Müll.														
<i>Cardium fenestratum</i> Kner														
<i>Cardium alutaceum</i> Goldf.										+			+	+
<i>Venericardia santonensis</i> Müller														+
<i>Astarte similis</i> Mant.									+	+				
<i>Arca tenuistriata</i> Münster												+	+	
<i>Arca undulata</i> Reuss			+									+	+	
<i>Arca geinitzi</i> Reuss												+	+	
<i>Trigonoarca passyana</i> (d'Orb.)			+								+	+	+	
<i>Lucina subnummismalis</i> d'Orb.														+
<i>Crenella</i> cf. <i>striatula</i> Scupin														
<i>Tapes parallela</i> Münst.								+						
<i>Tapes subfaba</i> (d'Orb.)									+	+				
<i>Cytherea tumida</i> (Müll.)														
<i>Cytherea ovalis</i> Goldf.								+						











Tabela 2 (c. d.)

Fauna	Alb		Cenoman		Turon		Koniak		Santon		Kampan		Mastrycht	
	środkowy	górnny	dolny	górnny	dolny	górnny	dolny	górnny	dolny	górnny	dolny	górnny	dolny	górnny
<i>Ptychodus mammilaris</i> Ag.			+											
<i>Ptychodus decurrens</i> Ag.			+											
<i>Cladocyclus</i> cf. <i>strehlensis</i> Gein.			+											
Nieoznaczalne kręgi ryb	+		+											
Nieoznaczalne kręgi ryb			+	+		+	+	+	+	+	+	+	+	+
<i>Edaphodon sedgwicki</i> Ag.	+													
Reptilia														
<i>Polyptychodon interruptus</i> Owen	+													
<i>Mozozaurus</i> sp. (?)											+			
Nieoznaczalne szczątki kostne	+										+		+	
Flora														
<i>Cedroxylon</i> sp.	+													
<i>Juniperoxylon</i> sp.	+													
<i>Podocarpoxyton</i> sp.	+													
<i>Protopteris punctata</i> Sternb.					+									
<i>Sequoia major</i> (Vel.)											+			
<i>Cladophlebis arctica</i> Krisht.													+	
<i>Cunninghamia elegans</i> (Corda) Endl.													+	
<i>Pinus</i> cf. <i>quenstedti</i> Heer													+	
<i>Fagus</i> cf. <i>prisca</i> Ettingsh.													+	
<i>Quercus castanoides</i> Newberry													+	
<i>Dryophyllum</i> aff. <i>dewalquea</i> Krist.													+	
<i>Dryophyllum</i> sp.													+	
<i>Debeya haldemiana</i> Sap. et Mor.													+	
<i>Dewalquea coriacea</i> Vel.													+	
<i>Aralia formosa</i> Heer.													+	
<i>Coccolithophoridae</i>														
<i>Coccolithophoridae</i> — z górnego mastrychtu (H. Górecki, 1957)														+

\* Formy profilu Wisły występujące w dano-monicie.

\*\*Zestawienia mikrofauny w pracy nie zamieszczono, gdyż nie charakteryzuje ona regionu oraz ma mniejsze znaczenie stratygraficzne niż na obszarach sąsiadujących z Górami Świętokrzyskimi.

morskich, udokumentowanych charakterystyczną morską fauną amonitów, belemnitów i typowych morskich małżów, lądową florę. Flora w utworach tych nie należy do częstych, mimo że jest to obecnie najbogatszy ze znanych z Polski, z wyjątkiem Śląska, we florę obszar kredowy. Flora powyższa oznaczona przez B. Milakovića (S. Cieśliński, B. Milaković, 1962a) ma wiele wspólnych form z florą

Potylicza (J. Nowak, 1907). Flora okolic Jędrzejowa, podobnie jak flora Potylicza, pochodziła z tego samego ładu świętokrzyskiego.

Na granicy kampanu i mastrychtu warunki paleogeograficzne uległy tylko niewielkim zmianom. W mastrychcie dolnym nastąpiło pogłębienie i nieznaczne rozszerzenie zasięgu morza, które jednak nie doprowadziło do zalania ładu świętokrzyskiego.

Mastricht dolny profilu Wisły w 1938 r. został podzielony przez W. Pożaryskiego na cztery poziomy: s, t, u, v.

#### MASTRYCHT GÓRNY

Mastricht górny wykształcony jest głównie jako margle przykryte w górze opoką z wkładką wapieni. Ma on też dobrą dokumentację makrofaunistyczną. Z typowych form należy wymienić *Belemnitella junior* Nowak reprezentującą dolną część mastychtu górnego, oraz *Belemnitella casimiroviensis* (Skolozdrówna) reprezentującą górną część mastychtu. Obok tych form występują jeszcze typowe formy, a są nimi: *Sphenodiscus binckhorsti* Böhm, *Inoceramus tegulatus* Hag. i *Pteria danica* Ravn. W profilu

Wisły W. Pożaryski podzielił mastricht górny na 4 poziomy: w, x, y, z.

W mastychcie górnym następuje regresja morza związana z pierwszą fazą górotwórczości laramińskiej. Morze wycofuje się z niecki miechowskiej, gdzie utwory mastychtu górnego nie są już znane. Dobrze natomiast rozwinięte są utwory mastychtu górnego w północno-zachodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich i szczególnie dobrze odsłaniają się w profilu Wisły po okolicy Kazimierza nad Wisłą (tabl. V, fig. 1, 2). Na granicy mastychtu górnego i danu znajduje się bardzo charakterystyczny poziom twardego dna, znany z wielkich obszarów Polski i Europy. Poziom ten jest ważnym reperem stratygraficznym i szczegółowo sedymentologicznie został opracowany przez K. Pożaryską (1952).

#### LITERATURA

- ALEXANDROWICZ S., PARACHONIAK W., 1958 — Utwory tufogeniczne w górnej kredzie niecki miechowskiej. *Acta geol. pol.* v. 8 nr 2. Warszawa.
- BŁASZKIEWICZ A., 1962 — Zmiany sedymentacyjne w dolnym senonie profilu Wisły. *Kwart. geol.* T. 6 nr 4. Warszawa.
- BŁASZKIEWICZ A., 1965 — O dwóch gatunkach rodzaju *Pachydiscus* z mastychtu okolic Włoszczowej. *Biul. Inst. Geol.* 192. Warszawa.
- BŁASZKIEWICZ A., 1966 — Uwagi o stratygrafii kampanu i mastychtu doliny środkowej Wisły. *Kwart. geol.* T. 10 nr 4. Warszawa.
- BOHDANOWICZ K., 1946 — Państwowy Instytut Geologiczny w latach 1939—1946 r. *Biul. Państw. Inst. Geol.* 25. Warszawa.
- BOLEWSKI A., 1937 — Sprawozdanie z badań złoża fosforytów w Chałupkach koło Tarłowa. *Posiedz. nauk. Państw. Inst. Geol.* T. 47. Warszawa.
- BOLEWSKI A., 1946 — Wyniki badań petrograficznych złoża fosforytów z Chałupki koło Tarłowa. *Prz. gór.* 2. Katowice.
- BUKOWY S., 1960 — Uwagi o sedymentacji i diagenecie albu okolic Krakowa. *Biul. Inst. Geol.* 152. Warszawa.
- CHLEBOWSKI R., 1962 — Amonity albu na Górze Chełmowej. *Prz. geol.* nr 4—5. Warszawa.
- CIEŚLIŃSKI S., 1955 — Chalcedon kredy środkowej zachodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. *Prz. geol.* nr 9. Warszawa.
- CIEŚLIŃSKI S., 1956 — Stratygrafia i tektonika kredy między Dobromierzem i Józefowem a Przedborzem nad Pilicą. *Biul. Inst. Geol.* 113. Warszawa.
- CIEŚLIŃSKI S., 1959a — Alb i cenoman północnego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. *Pr. Inst. Geol.* T. 28. Warszawa.
- CIEŚLIŃSKI S., 1959b — Początki transgresji górnokredowej w Polsce. *Kwart. geol.* T. 3 nr 4. Warszawa.
- CIEŚLIŃSKI S., 1959c — Sprawa podziału stratygraficznego górnej kredy w Polsce. *Prz. geol.* nr 5. Warszawa.
- CIEŚLIŃSKI S., 1959d — Stratygrafia kredy górnej w wierceniu Jedlanka Nowa w okolicy Radomia. *Kwart. geol.* T. 3 nr 2. Warszawa.
- CIEŚLIŃSKI S., 1960a — Biostratygrafia i fauna albu Polski (bez albu prowincji alpejskiej). *Pr. Inst. Geol.* T. 30 cz. 2. Warszawa.
- CIEŚLIŃSKI S., 1960b — Biostratygrafia i zasięg form przedwodnich górnej kredy w Polsce (na podstawie nowych materiałów wiertniczych). *Kwart. geol.* T. 4 nr 2. Warszawa.
- CIEŚLIŃSKI S., MILAKOVIĆ B., 1962a — Kręgowce i flora kredowa z obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. *Biul. Inst. Geol.* 174. Warszawa.
- CIEŚLIŃSKI S., WITWICKA E., 1962b — Zagadnienia klimatyczne górnej kredy w Polsce. Księga Pamiątkowa ku czci prof. J. Samsonowicza.
- CZARNOCKI J., 1926 — Wyniki badań geologicznych w południowo-zachodniej i zachodniej części Gór Świętokrzyskich. *Posiedz. nauk. Państw. Inst. Geol.* 15. Warszawa.
- CZARNOCKI J., 1927 — Ogólny rys tektoniki Gór Świętokrzyskich. *Posiedz. nauk. Państw. Inst. Geol.* T. 17. Warszawa.
- CZARNOCKI J., BOBROWSKA J., 1952 — *Protopteris punctata* Sternb. z Gór Świętokrzyskich. *Biul. inf. Inst. Geol.* 1. Warszawa.
- DĄBROWSKA Z., 1957 — Profil warstw pogranicza jury i kredy w Krzyżanowicach pod Błą. *Biul. Inst. Geol.* 105. Warszawa.
- DOWIGAŁŁO J., NAWROCKA W., 1958 — O zlepieńcach mioceńskich w okolicach Buska-Zdroju. *Prz. geol.* 10. Warszawa.
- GÓRKA H., 1957 — *Coccolithophoridae* z górnego mastychtu Polski środkowej. *Acta paleont. pol.* v. 2 nr 2—3. Warszawa.
- HARAPIŃSKA-DEPCIUCH M., 1957 — Materiały okrucowe w kredzie środkowej z osłony mezozoicznej Gór Świętokrzyskich. *Kwart. geol.* T. 1 nr 3—4. Warszawa.
- HAKENBERG M., 1962 — Nowe dane o utworach kredy środkowej Sobkowa i Staniewic w południowo-zachodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich. *Prz. geol.* nr 9. Warszawa.
- HAKENBERG M., 1969 — Alb i cenoman między Małogoszczem i Staniewicami w południowo-zachodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich. *Studia geol. pol.* v. 26. Warszawa.
- JAMIOŁKOWSKI M., 1961 — *Balemnitella praecursor* Stolley sensu lato w kampanie dolnym okolic Sulejowa nad Wisłą. *Prz. geol.* nr 9. Warszawa.
- JAMIOŁKOWSKI M., 1962 — Morfologia powierzchni rostrum i przekroju grzbietowo-brzusznego części alweolarniej belemnitów z rodzaju *Belemnitella* i *Belemnella*. *Prz. geol.* nr 7. Warszawa.
- ЮРКЕВИЧ К., 1872 — Меловая формация в Люблинской губернии. Варшава.
- JURKIEWICZ W., MORAWIECKI A., 1956 — O fosforytonośnym zlepieńcu cenomańskim w Zajączkiej Górze koło Buska. *Arch. miner.* T. 19. Warszawa.
- JURKIEWICZOWA I., 1952 — Przyczynki do geologii arkusza Przedbórz. *Biul. infor. Inst. Geol.* 1. Warszawa.
- KOBYŁECKI M., 1936 — O stratygrafii i tektonice utworów kredowych niecki tomaszowskiej. *Spraw. Tow. Nauk. Warsz. Wyd.* 3 T. 29. Warszawa.
- KOBYŁECKI M., 1948 — Kredowa niecka tomaszowska. *Biul. Państw. Inst. Geol.* 41. Warszawa.

- KOKOSZYŃSKA B., 1956 — Dolna kreda okolic Tomaszowa Mazowieckiego. *Biul. Inst. Geol.* 113. Warszawa.
- KONGIEL R., 1935 — W sprawie wieku „siwaka” w okolicach Puław. *Pr. Tow. Przyj. Nauk. w Wilnie*. T. 9. Wilno.
- KONGIEL R., MATWIEJEWÓWNA L., 1937 — Materiały do znajomości fauny górnokredowej z okolic Puław. *Pr. Tow. Przyj. Nauk. w Wilnie*. T. 11. Wilno.
- KONGIEL R., 1949 — O przedstawicielach rodzaju *Echinocorus* z danu Danii, Szwecji i Polski. *Pr. Państw. Inst. Geol.* T. 5. Warszawa.
- KONGIEL R., 1962 — O belemnitach z osadów mastrychtu, kampanu i santonu w dolinie środkowej Wisły. *Pr. Muzeum Ziemi* T. 5. Warszawa.
- KOWALSKI W. C., 1959 — Utwory albu z Maziarki pod Gmielowem. *Acta geol. pol.* v. 9 nr 3. Warszawa.
- KOWALSKI W. C., 1961 — Wyttrzymałość na ściskanie budowlanych skał senońskich przelomowego odcinka Wisły środkowej na tle ich litologii. *Biul. Geol. Wyd. Geol. Univ. Warsz.* T. 1 cz. 2. Warszawa.
- KRACH W., 1931 — Niektóre małże i ślimaki kredowe z Kazimierza nad Wisłą i z okolicy. *Rocz. Pol. Tow. Geol.* z. 7. Kraków.
- KRAUSS E., RUTKOWSKI J., 1962. Bentonity senonu okolic Miechowa. *Rocz. Pol. Tow. Geol.* T. 32 nr 3. Kraków.
- KRAZEWSKI S. R., 1958 — O osadach górnokredowych okolic Proszowic. *Studia Soc. Sci. Torunensis* Sec. C. v. 3. Toruń.
- КРИШТАФОВИЧ Н. И., 1897 — Краткий отчет об исследовании меловых отложений в Люблинской и Радомской губерниях. *Мат. Геог. Росс.* Т. 18. Петербург.
- КРИШТАФОВИЧ Н. И., 1898 — Фауна, стратиграфия и возраст меловых отложений на территории Люблинской и Радомской губернии. *Мат. Геог. Росс.* Петербург.
- KSIĄŻKIEWICZ M., SAMSONOWICZ J., 1952 — Zarys geologii Polski. Warszawa.
- KUTEK J., 1967 — Uwagi o stratygrafii środkowej kredy okolic Przedborza i Radomska. *Biul. Geol. Wyd. Geol. UW* 9. Warszawa.
- LAZAREK M., 1955 — O pracach geologicznych w okolicy Krogulczy koło Radomia. *Prz. geol.* nr 3. Warszawa.
- LEWIŃSKI J., 1902 — Przyczynek do znajomości utworów jurajskich na wschodnim zboczach Gór Świętokrzyskich. *Pam. fizjogr.* T. 17. Warszawa.
- LEWIŃSKI J., 1906 — Przyczynek do geologii Radomia. *Kosmos* T. 31. Lwów.
- LEWIŃSKI J., 1908 — Pasma Przedborskie. *Rozpr. Pol. Akad. Umiej.* A 48. Kraków.
- LEWIŃSKI J., 1912 — Utwory jurajskie na zachodnim zboczu Gór Świętokrzyskich. *Spraw. Tow. Nauk. Warsz.* T. 5. Warszawa.
- LEWIŃSKI J., 1912 — Badania geologiczne wzdłuż drogi żelaznej Herby—Kielce. *Spraw. Tow. Nauk. Warsz.* T. 5. Warszawa.
- LEWIŃSKI J., 1930 — Utwory dolno-kredowe pod Tomaszowem Mazowieckim. *Posiedz. nauk. Państw. Inst. Geol.* T. 28. Warszawa.
- LEWIŃSKI J., 1932 — Das Neokom in Polen und seine paläogeographische Bedeutung. *Geol. Rundsch.* 23. Berlin.
- LEWIŃSKI J., 1933 — Budowa geologiczna i ukształtowanie powierzchni okolic Tomaszowa Mazowieckiego. *Spraw. Państw. Inst. Geol.* T. 7 nr 3. Warszawa.
- LILPOP J., 1922 — Rhizodendron pod Pińczowem. *Kosmos* 17. Lwów.
- ŁOPUSKI C., 1911 — Przyczynek do znajomości fauny kredowej guberni Lubelskiej. *Spraw. Tow. Nauk. Warsz.* T. 4. Warszawa.
- ŁOPUSKI C., 1912 — Przyczynki do znajomości fauny kredowej guberni lubelskiej. *Spraw. Tow. Nauk. Warsz.* T. 5. Warszawa.
- ŁUNIEWSKI A., 1923 — Z geologii okolic Zawichosta. *Spraw. Państw. Inst. Geol.* T. 2 nr 1—2. Warszawa.
- ŁUNIEWSKI A., 1936 — Kreda środkowa pod Hżą i uwagi nad jej położeniem. *Spraw. Tow. Nauk. Warsz.* 3 T. 28. Warszawa.
- ŁUNIEWSKI A., 1947 — Z geologii okolic Radomska. *Biul. Państw. Inst. Geol.* 38. Warszawa.
- MATWIEJEWÓWNA L., 1935 — Analiza fauny małżów i ślimaków siwaka z okolic Puław. *Pr. Tow. Przyj. Nauk. w Wilnie* T. 9. Wilno.
- MAZUREK A., 1915 — Przyczynek do stratygrafii formacji kredowej guberni radomskiej. *Spraw. Tow. Nauk. Warsz.* T. 8. Warszawa.
- MAZUREK A., 1923a — Nowe dane o cenomanie i turonie niecki nidziańskiej. *Spraw. Państw. Inst. Geol.* T. 2 nr 1/2. Warszawa.
- MAZUREK A., 1923b — Piaskowce górno-jurajskie na południowym zboczu Gór Świętokrzyskich. *Posiedz. nauk. Państw. Inst. Geol.* T. 5. Warszawa.
- MAZUREK A., 1925 — Utwory kredowe w północnej części arkusza „Pińczów” według mapy w skali 1 : 100 000. *Posiedz. nauk. Państw. Inst. Geol.* T. 12. Warszawa.
- MAZUREK A., 1926 — Utwory kredowe w południowo-zachodniej części arkusza „Pińczów”. *Posiedz. nauk. Państw. Inst. Geol.* T. 15. Warszawa.
- MAZUREK A., 1928 — Wyniki badań na ark. Pińczów. *Posiedz. nauk. Państw. Inst. Geol.* T. 19/20. Warszawa.
- MAZUREK A., 1929a — Wyniki badań na arkuszu Pińczów. *Posiedz. nauk. Państw. Inst. Geol.* T. 24. Warszawa.
- MAZUREK A., 1929b — Złoża fosforytowe koło Kazimierza nad Wisłą. *Posiedz. nauk. Państw. Inst. Geol.* T. 24. Warszawa.
- MAZUREK A., 1930a — Danien w okolicach Kazimierza Dolnego. *Posiedz. nauk. Państw. Inst. Geol.* T. 27. Warszawa.
- MAZUREK A., 1930b — Sprawozdanie z badań wykonanych w r. 1929 na arkuszu Pińczów oraz z badań nad kredą lubelską i wołyńską. *Posiedz. nauk. Państw. Inst. Geol.* T. 27. Warszawa.
- MAZUREK A., 1931 — Sprawozdanie z badań geologicznych wykonanych w r. 1931 na Wołyniu, w Lubelskim i na arkuszu Pińczów. *Posiedz. nauk. Państw. Inst. Geol.* T. 33. Warszawa.
- MAZUREK A., 1933 — Sprawozdanie z badań geologicznych wykonanych w r. 1932 na Wołyniu i na arkuszu Pińczów. *Posiedz. nauk. Państw. Inst. Geol.* T. 36. Warszawa.
- MAZUREK A., 1948 — Utwory kredowe i plejstoceńskie na południowo-zachodnim odcinku arkusza Pińczów. *Biul. Państw. Inst. Geol.* 42. Warszawa.
- MICHALSKI A., 1884 — Badania geologiczne, dokonane w 1883 roku w północno-zachodniej części gubernii radomskiej i kieleckiej. *Pam. fizjogr.* T. 4. Warszawa.
- MICHALSKI A., 1885 — Formacja jurajska w Polsce. *Pam. fizjogr.* T. 5. Warszawa.
- MITURA F., 1954 — Stratygrafia kredy południowo-zachodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich w okolicy Korytnicy (ark. Pińczów). *Inst. Geol. Archiwum.* Warszawa.
- MORAWIECKI A., 1926 — Fosforyty okolic Kazimierza nad Wisłą. *Arch. Miner. Tow. Nauk. Warsz.* T. 1. Warszawa.
- MORAWIECKI A., 1930 — Studia mineralogiczno-petrograficzne nad fosforytami rachowskimi. *Spraw. Tow. Nauk. Warsz.* T. 22. Warszawa.
- MORAWIECKI A., 1932 — Fosforyty rachowskie. *Posiedz. nauk. Państw. Inst. Geol.* T. 34. Warszawa.
- MORAWIECKI A., 1955 — Fosforyty i inne surowce fosforanowo-wapienne grupy apatytowej. Warszawa.
- MORAWIECKI A., 1957 — Wyniki badań wapienia z kamieniołomu w Karsach koło Opatowa. *Kwart. geol.* T. 1 nr 2. Warszawa.
- NOWAK J., 1907 — Kopalna flora senońska z Potylicza. *Spraw. Pol. Akad. Umiej.* T. 1. Kraków.
- OLSZEWSKI S., 1932 — Eksploatacja i zużycie fosforytów rachowskich. *Polska gosp.* T. 6. Warszawa.
- PASSENDORFER E., 1923 — Sprawozdanie z badań geologicznych w Tatrach i w okolicach Przedborza. *Posiedz. nauk. Państw. Inst. Geol.* T. 5. Warszawa.
- PASSENDORFER E., 1927 — Sprawozdanie z badań geologicznych wykonanych w roku 1926 na arkuszu Przedbórz. *Posiedz. nauk. Państw. Inst. Geol.* T. 16. Warszawa.

- PASSENDORFER E., 1934 — Sprawozdanie z badań geologicznych, wykonanych w 1933 r. na arkuszu Opoczno oraz w Tatrach. *Posiedz. nauk. Państw. Inst. Geol.* T. 39. Warszawa.
- PAWŁOWSKI S., 1961 — Kredowy i jurajski rów lubelski. *Kwart. geol.* T. 5 nr 4. Warszawa.
- POŻARYSKA K., 1952 — Zagadnienia sedimentologiczne górnego masystrachtu i danu okolic Puław. *Biul. Państw. Inst. Geol.* 81. Warszawa.
- POŻARYSKA K., 1953 — O dwóch pseudoceratytach z masystrachtu Polski środkowej. *Acta geol. pol.* v. 3 nr 1. Warszawa.
- POŻARYSKA K., 1954 — O przewodnich otwornicach z kredy górnej Polski środkowej. *Acta geol. pol.* v. 4 nr 2. Warszawa.
- POŻARYSKA K., 1957 — Lagenidae du Crétacé supérieur de Pologne. *Palaeont. pol.* nr 8. Warszawa.
- POŻARYSKA K., 1965 — Foraminifera and biostratigraphy of the Danian and Montian in Poland. *Palaeont. pol.* 14. Warszawa.
- POŻARYSKA K., POŻARYSKI W., 1951 — Przewodnik geologiczny po Kazimierzu i okolicy. Warszawa.
- POŻARYSKI W., 1938 — Stratygrafia senonu w pczelomie Wisły między Rachowem i Puławami. *Biul. Państw. Inst. Geol.* 6. Warszawa.
- POŻARYSKI W., 1939 — Badania geologiczne i roboty poszukiwawcze, wykonane w r. 1938 na obszarze występowania kredy, na wschodnim stoku Gór Świętokrzyskich. *Biul. Państw. Inst. Geol.* 15. Warszawa.
- POŻARYSKI W., 1947 — Złoże fosforytów na północno-wschodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich. *Biul. Państw. Inst. Geol.* 27. Warszawa.
- POŻARYSKI W., 1948 — Jura i kreda między Radomiem, Zawichostem i Kraśnikiem. *Biul. Państw. Inst. Geol.* 46. Warszawa.
- POŻARYSKI W., 1951 — Odwapnione utwory kredowe na północno-wschodnim przedpoju Gór Świętokrzyskich. *Biul. Państw. Inst. Geol.* 75. Warszawa.
- POŻARYSKI W., 1953 — Wycieczka C do Annapola i Piotrowic. Przewodnik wycieczkowy narady Państwowej Służby Geologicznej. Warszawa.
- POŻARYSKI W., POŻARYSKA K., 1953 — Wycieczka A C — na przelom Kamiennej w Bałtowie i Pętkowicach. Przewodnik wycieczkowy narady Państwowej Służby Geologicznej. Warszawa.
- POŻARYSKI W., 1956 — Regionalna geologia Polski. T. 2. Region lubelski (Kreda). Kraków.
- POŻARYSKI W., 1960 — Zarys stratygrafii i paleogeografii kredy na Niżu Polski. *Pr. Inst. Geol.* T. 30 cz. 2. Warszawa.
- POŻARYSKI W., 1962 — Atlas geologiczny Polski. Zagadnienie stratygraficzno-facjalne. Z. 10 — Kreda. Inst. Geol. Warszawa.
- POŻARYSKI W., 1966 — Stratygrafia kredy niecki włocławskiej. *Kwart. geol.* T. 10 nr 4. Warszawa.
- POŻARYSKI W., WITWICKA E., 1956 — Globotrunkany kredy górnej Polski środkowej. *Biul. Inst. Geol.* 102. Warszawa.
- POŻARYSKI W., BIELECKA W., SZTEJN J., 1958 — Stratygrafia rejonu Przytyk—Dęba pod Radomiem. *Biul. Inst. Geol.* 126. Warszawa.
- PREMIK J., 1947 — The Albian, Cenomanian and Turonian on the Western slope of the Malogoszcz. Ridge between Dobromierz (S of Przedbórz) and Malogoszcz. *Pol. Akad. Umiej. Wykaz prac matem.-przyr. w Polsce w latach 1939—45.* Kraków.
- PUSCH J. B., 1836 — Geognostische Beschreibung von Polen so wie der übrigen Nordkarpathenländern. T. 2. Stuttgart.
- PUSCH J. B., 1837 — Polens Paläontologie oder Abbildung und Beschreibung der vorzüglichsten und noch unbeschriebenen Petrefakten, aus den Gebirgsformationen in Polen, Volhynien und Karpathen. Stuttgart.
- PUSCH J. B., 1881—1883 — Nowe przyczynki do geognozyji Polski. *Pam. fizjogr.* T. 1—3. Warszawa.
- PUTZER H., 1942 — Die oberste Kreide bei Bochtolica a. d. mittleren Weichsel. *Zbl. Miner. B.* Stuttgart.
- RACZYŃSKA A., CIEŚLIŃSKI S., 1960 — W sprawie tzw. serii lądowej dolnej kredy na NW od Gór Świętokrzyskich. *Prz. geol.* nr 10. Warszawa.
- RADWAŃSKI A., 1960 — Osuwiska podmorskie w malmie i senonie mezozoicznego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. *Acta geol. pol.* v. 10 nr 2. Warszawa.
- RÓŻYCKI S. Z., 1939 — Badania geologiczne i roboty poszukiwawcze w r. 1938 w strefie występowania jury na północnym i wschodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich. *Biul. Państw. Inst. Geol.* 15. Warszawa.
- RUTKOWSKI J., 1960 — O utworach piaszczystych w masystrachce okolic Miechowa. *Rocz. Pol. Tow. Geol.* 30 nr 3. Kraków.
- RUTKOWSKI J., 1961 — Wykształcenie litologiczne części masystrachtu okolic Miechowa. *Spraw. z Pos. Kom. PAN Oddz. w Krakowie.* VII—XII. Kraków.
- RUTKOWSKI J., 1962 — Wykształcenie senonu z wiercenia w Słomnikach. *Spraw. z Pos. Kom. PAN Oddz. w Krakowie.* VII—XII. Kraków.
- SAMSONOWICZ J., 1924a — O złoże fosforytów w Rachowie nad Wisłą. *Prz. gór.-hutn.* nr 16. Katowice.
- SAMSONOWICZ J., 1924b — Sprawozdanie z badań geologicznych w okolicach Rachowa nad Wisłą. *Posiedz. nauk. Państw. Inst. Geol.* T. 7. Warszawa.
- SAMSONOWICZ J., 1925 — Szkic geologiczny okolic Rachowa nad Wisłą oraz transgresje albu i cenomunu w bruzdzie północnoeuropejskiej. *Spraw. Państw. Inst. Geol.* T. 3 nr 1/2. Warszawa.
- SAMSONOWICZ J., 1927 — Sprawozdanie z badań geologicznych w rogu płn.-wschodnim arkusza Opatów. *Posiedz. nauk. Państw. Inst. Geol.* T. 18. Warszawa.
- SAMSONOWICZ J., 1928 — Warunki występowania i zasoby fosforytów w Rachowie nad Wisłą. *Prz. gór.-hutn.* T. 20 nr 2. Katowice.
- SAMSONOWICZ J., 1931 — Badania geologiczne wzdłuż granicy między jurą i kredą na północnym zboczu Łysogór. *Posiedz. nauk. Państw. Inst. Geol.* T. 30. Warszawa.
- SAMSONOWICZ J., 1932a — Ogólna mapa geologiczna Polski w skali 1 : 100 000 arkusz Opatów. Warszawa.
- SAMSONOWICZ J., 1932b — Przebieg i charakter granicy między jurą a kredą na północno-wschodnim zboczu Łysogór. *Spraw. Państw. Inst. Geol.* T. 7 nr 2. Warszawa.
- SAMSONOWICZ J., 1934 — Objaśnienia arkusza Opatów ogólnej mapy geologicznej Polski w skali 1 : 100 000. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- SAMSONOWICZ J., 1937a — O wieku i charakterze występowania fosforytów w Chałupkach na arkuszu Opatów. *Posiedz. nauk. Państw. Inst. Geol.* T. 47. Warszawa.
- SAMSONOWICZ J., 1937b — Sprawozdanie z badań geologicznych na krawędzi niecki kredowej łódzkiej. *Posiedz. nauk. Państw. Inst. Geol.* T. 48. Warszawa.
- SAMSONOWICZ J., 1948 — O utworach kredowych w wierceniach Łodzi i budowie niecki łódzkiej. *Biul. Państw. Inst. Geol.* 50. Warszawa.
- SENKOWICZ E., 1959 — Jura i kreda między Jędrzejowem a rzeką Nidą. *Biul. Inst. Geol.* 159. Warszawa.
- SIEMIRADZKI J., 1886 — Przyczynek do fauny kopalnej warstw kredowych w gubernii lubelskiej. *Pam. fizjogr.* T. 6. Warszawa.
- SIEMIRADZKI J., 1905 — O utworach górnokredowych w Polsce. *Kosmos* 30. Lwów.
- SIEMIRADZKI J., 1909 — Geologia Ziemi polskich T. 2. Formacje młodsze (kreda-dyhwium). Lwów.
- SIEMIRADZKI J., DUNIKOWSKI E., 1891 — Szkic geologiczny Królestwa Polskiego Galicji i krajów przyległych. *Pam. fizjogr.* T. 11. Warszawa.
- SUJKOWSKI Z., 1931 — Petrografia kredy Polski. Kreda z głębokiego wiercenia w Lublinie w porównaniu z kredą niektórych innych obszarów Polski. *Spraw. Państw. Inst. Geol.* T. 6 nr 3. Warszawa.
- ŚWIDZIŃSKI H., 1931 — Utwory jurajskie między Malogoszczą a Czarną Nidą na zachodnim zboczu Gór Świętokrzyskich. *Spraw. Państw. Inst. Geol.* T. 8 nr 1. Warszawa.
- ŚWIDZIŃSKI H., 1932 — Fałd skórkowski. *Spraw. Państw. Inst. Geol.* T. 7 nr 2. Warszawa.

- ŚWIDZIŃSKI H., 1935 — Szkic geologiczny okolic Przedbo-  
rza nad Pilicą. *Spraw. Państw. Inst. Geol.* T. 8 nr 3. War-  
szawa.
- ŚWIDZIŃSKI H., 1962 — Kilka przekrojów przez górną  
jurę południowo-zachodniego zbocza Gór Świętokrzy-  
skich. *Prz. geol.* nr 9. Warszawa.
- TOKARSKI J., 1927 — Przyczynek do znajomości polskich  
fosforytów. *Przem. chem.* nr 11. Warszawa.
- TREJDOSIEWICZ J., 1889 — Mapa geologiczna gubernii  
Lubelskiej. *Pam. fizjogr.* T. 6. Warszawa.
- TUREK S., 1961 — Hydrogeologiczne problemy złóż fosfo-  
rytów w rejonie Annopol—Radom i Burzenin. *Kwart.  
geol.* T. 5 nr 4. Warszawa.
- TURNAU-MORAWSKA M., 1948 — Piaskowiec albski oko-  
lic Rachowa nad Wisłą. *Ann. uniw. M. Curie-Skłodow-  
skiej w Lublinie* v. 3. Seria B 3. Lublin.
- TURNAU-MORAWSKA M., 1953 — O niektórych nowszych  
próbach klasyfikacji skał osadowych w ZSRR i Polsce.  
*Prz. geol.* nr 1. Warszawa.
- TURNAU-MORAWSKA M., 1954a — Geneza morskich osa-  
dów krzemionkowych. *Prz. geol.* nr 8. Warszawa.
- TURNAU-MORAWSKA M., 1954b — Petrografia skał osa-  
dowych. Warszawa.
- TURNAU-MORAWSKA M., 1956 — Zagadnienia związane  
z genezą fosforytów. *Prz. geol.* nr 4. Warszawa.
- TURNAU-MORAWSKA M., 1960 — Uwagi dotyczące zna-  
czenia terminu „czert”. *Prz. geol.* nr 2. Warszawa.
- UBERNA J., 1955 — Kreda i jura środkowa okolic Goście-  
radowa. *Prz. geol.* nr 9. Warszawa.
- UBERNA J., 1967 — Rozwój serii fosforytonośnej północno-  
ego obrzeżenia Gór Świętokrzyckich na tle zagadnień sedy-  
mentologicznych albu i cenomanu. *Biul. Inst. Geol.* 206.  
Warszawa.
- WITKOWSKI A., 1961 — Wstępne wyniki nowszych prac  
wiertniczych prowadzonych w niecce tomaszowskiej.  
*Prz. geol.* nr 5. Warszawa.
- WITWICKA E., CIEŚLIŃSKI S., 1962 — Korelacja zasię-  
gów stratygraficznych mikro- i makrofauny kredy górnej  
w wierceniach na północnym obrzeżeniu Gór Świętokrzy-  
skich. *Biul. Inst. Geol.* 174. Warszawa.
- WITKOWSKI A., 1969 — Budowa geologiczna niecki toma-  
szowskiej. *Pr. Inst. Geol.* T. 53. Warszawa.

Стефан ЦЕСЛИНСКИ, Владислав ПОЖАРЫСКИ

## МЕЛ

(с 9 фиг. и 5 табл.)

### РЕЗЮМЕ

**Содержание.** Меловые породы, окаймляющие Свентокшиские горы, расчленяют обрамление этих гор на две части — северо-восточную и юго-западную, которые не соединяются друг с другом ни на юго-западе, ни на северо-западе. Меловые породы залегают непосредственно на верхней юре, в южной части на кимеридже, в северной же на портландии (бононе).

Нижний мел Свентокшиского региона — неоком (инфраваланжин, валанжин и готерив) распространен только в северной части обрамления. Между готеривом и средним альбом наблюдается перерыв и непосредственно на готериве трансгрессивно залегает альб. Верхний мел представлен сеноманом, туроном, коньяком, сантоном, кампаном и маас-

трихтом. Верхний мел в северо-восточной части перекрывается дат-монтскими породами, выраженными сходными с ним фациями.

Нижний мел — неоком не обнажается на поверхности, за исключением искусственных обнажений в районе г. Томашув-Мазовецки. Верхний же мел вместе с альбом дает хорошие обнажения и во многих местах породы этого возраста являются предметом добычи. Особенно прекрасные обнажения наблюдаются в долине р. Вислы, пересекающей весь верхний мел с альба по дат-монт включительно. В долине Вислы представлен классический разрез верхнего мела Польши.

### НЕОКОМ

Нижнемеловые отложения Свентокшиских гор выражены морскими фациями нижних ярусов — инфраваланжина, валанжина и готерива, охваченных общим названием неокома. Они представлены, главным образом, песчано-глинистыми породами как пески, песчаники, алевролиты, глины, реже мергели и песчано-оолитовые известняки. Среди отложений неокома представлены сидериты. Морские отложения неокома переходят постепенно кверху в отложения опресненного водоема и, быть может, континентальные отложения неопределенного достоверно возраста. Они перекрываются

трансгрессивными отложениями, резко отличающимися от них в фациальном отношении, которые отражают начало крупной верхнемеловой трансгрессии, приходящейся на средний и верхний альб.

Нижний мел обрамления Свентокшиских гор обладает небольшой мощностью и распространен единственно в северных зонах как северо-восточного, так и юго-западного обрамления. Мощность увеличивается в северо-западном направлении. Она составляет от нескольких метров до 80 м в северо-западной части.

### АЛЬБ

На территории Польши альб генетически связан с верхним мелом и является начальным периодом крупной трансгрессии, охватившей эту территорию в верхнемеловое время. Самыми древними палеонтологически охарактеризованными отложениями, перекрывающими готерив или кимеридж, являются осадки среднего альба, относящиеся к первой фазе верхнемеловой трансгрессии. Эти отложения характеризуются сильными фациальными колебаниями, особенно проявляющимися в обрамлении Свентокшиских гор.

В преобладающем количестве эти отложения представлены породами песчаных фаций — песками, песчаниками и песками с фосфоритами. Единственно в верхнем альбе

местами встречаются гезы и спонгиолиты. В северо-восточном обрамлении Свентокшиских гор альб был расчленен на 8 горизонтов на основании литологического состава пород и фаунистических данных ( $A_1$ — $A_8$ ).

Самой древней серией среднего альба  $A_1$  является серия среднезернистых песков без глауконита, часто с гравием, железистых, палеонтологически не охарактеризованных. Они залегают на неокоме и известны только по северным зонам обрамления Свентокшиских гор. Мощность серии от нескольких сантиметров до 50 м. Горизонт  $A_2$  сложен глауконитовыми песками без фауны;  $A_3$  — песчаниками с фауной *Dimorphoplites hilli* Spath, *Anahoplites cf. praecox* Spath,

*Cymatoceras radiatus* (Sow.), *Neohibolites minimus* (Miller). Выше залегают пески с глауконитом горизонта А<sub>4</sub>. В кровле среднего альба распространены песчаные фосфориты, нижние — горизонт А<sub>5</sub> с фауной *Hoplites dentatus* (Sow.), *H. vectensis* Spath, *Anahoplites fittoni* (d'Arch.), *Euhoplites ochetonatus* (Seeley) и др.

В юго-западном обрамлении Свентокшских гор средний альб не охарактеризован палеонтологически, а вышепредставленным горизонтам соответствует песчаная серия, представленная песками и песчаниками.

Верхний альб — горизонт А<sub>6</sub> представлен гезами и спонгиолитами, распространенными как в северо-восточном, так и юго-западном обрамлении Свентокшских гор в северных зонах. К югу этот горизонт выклинивается. К нему приурочена обильная фауна, представленная *Aucellina gryphaeoides* Sow., *A. quaasi* Woll., *Neohibolites minimus* (Miller), *N. ultimus* (d'Orb.), *Parahibolites tourtiaie* (Weigner) и др.

Горизонт А<sub>7</sub>, сложенный верхними песчанистыми фосфоритами, в северной части северо-западного обрамления

залегает на гезах горизонта А<sub>6</sub>, а к юго-востоку соединяется с фосфоритами горизонта А<sub>5</sub> (среднего альба), образуя единую часть. В юго-западном обрамлении он соответствует верхней части песков и песчаников. В этом горизонте констатирована фауна *Mortoniceras inflatum* (Sow.), *Puzosia mayoriana* (d'Orb.), *Euhoplites cf. boloniensis* Spath. В юго-западном обрамлении в эквивалентах этой серии в районе Пшедбоже и Гура Маёва известна фауна *Mortoniceras inflatum* (Sow.), *M. rostratum* (Sow.), *Callihoplites auritus* Sow. и др.

Самым верхним горизонтом верхнего альба, выделенным только в юго-восточном обрамлении Свентокшских гор, является горизонт А<sub>8</sub>, представленный фосфоритами в мергелях. В этом горизонте содержится массовое количество фауны *Neohibolites ultimus* (d'Orb.), *Aucellina gryphaeoides* Sow. Из аммонитов известен только один экземпляр *Stoliczkaja cf. notha* (Seeley).

Мощность альба в обрамлении Свентокшских гор колеблется от нескольких метров в южных частях до 130 м в северных зонах обрамлений.

## СЕНОМАН

Сеноман в обрамлении Свентокшских гор выражен как карбонатными фациями в северо-восточном обрамлении, так и песчано-карбонатными фациями в юго-западном обрамлении. По фаунистическим данным сеноман в карбонатных фациях расчленен на три горизонта — С<sub>1</sub>, С<sub>2</sub>, С<sub>3</sub>, из которых два первых представляют нижний сеноман.

Самый нижний горизонт сеномана С<sub>1</sub> представлен обычно песчаными гезами, переходящими местами в слабо сцементированные мергелистые песчаники или пески. Мощность этого горизонта колеблется от сантиметров до 7 м. Он характеризуется распространением типичных сеноманских форм, таких как шлоенбахии, мантилицерасы и иноцерамы (*Inoceramus cripsi* Mant.), а также исчезающих альбских форм как *Aucellina gryphaeoides* Sow., *Neohibolites minimus* (Miller), *Parahibolites tourtiaie* (Weigner).

Горизонт С<sub>2</sub> нижнего сеномана сложен как правило мергелями, известковыми гезами, опоками в глинистых известняках с фауной *Schloenbachia varians* (Sow.), *Sch. subvarians* Spath, *Sch. ventriosa* Stieler, *Mantelliceras mantelli*

(Sow.), *Calycoceras subgentoni* (Spath), *Neohibolites ultimus* (d'Orb.) и др. Этот горизонт составляет обычно 8/10 всего разреза сеномана и обладает мощностью от 1 до 100 м.

Горизонт С<sub>3</sub> верхнего сеномана характеризуется небольшой мощностью и составляет не более 1/10 всего разреза сеномана. Он сложен мергелями, опоками, гезами или известняками. Фауна намного беднее. Большинство головоногих горизонта С<sub>2</sub> не появляется в этом горизонте. Среди типичных форм следует отметить *Holaster subglobosus* Ag., *Actinocamax plenus* (Blainv.).

В юго-восточной части юго-западного обрамления сеноман представлен конгломератами, зелеными глауконитовыми песками, известковыми песчаниками и песчаными известняками. От местности Малогощ по северные окрестности Пшедбоже сеноман сложен песками, глауконитовыми песками и местами глинами. От северных окрестностей Пшедбоже по Томашув-Мазовецки к нему относятся мергели, песчаные мергели и гезы. Мощность сеномана колеблется от 1 до 120 м. Она увеличивается в северо-западном направлении.

## ТУРОН

Начиная с турона весь верхний мел развит одинаково как в северо-восточном, так и юго-западном обрамлении Свентокшских гор. Этот ярус представлен породами карбонатной фации — мергелями, известняками и опоками.

Нижняя часть турона — горизонт Т<sub>1</sub> с *Inoceramus labiatus* Schloth. — сложен мергелями, песчано-глауконитовыми мергелями, часто с конкрециями фосфоритов. В этом горизонте наблюдались следы твердого дна. Мощность этого горизонта как правило не превышает нескольких метров.

Ламарковский турон — горизонт Т<sub>2</sub> сложен внизу мерге-

лями, выше опоками с шертами и черными кремнями. В нижней части этого горизонта часто наблюдаются слоистые скопления *Inoceramus lamarcki* Park. Восточнее местности Ожарув в этом горизонте залегают мшанковые известняки, образующие форму линзы.

Горизонт Т<sub>3</sub> с *Inoceramus inconstans* Woods, *I. costellatus* Woods представлен опоками с шертами и прослоями мергелей. Самый верхний горизонт турона Т<sub>4</sub> с *Inoceramus schloenbachi* Böhm тоже сложен опоками с шертами. Мощность всего турона колеблется от 150 до 220 м.

## КОНЬЯК

Коньяк, как и турон, сложен опоками с шертами и кремнями. Границы между коньяком с туроном и сантоном определены единственно на основании фауны. Коньякская фауна бедна и представлена в редких местонахождениях. Наи-

более типичной и относительно часто встречающейся формой коньяка является *Inoceramus involutus* Sow. Мощность коньяка колеблется от 50 до 60 м.

## САНТОН

Сантон во многих районах представлен измененной фауной. Опoki не преобладают уже в отложениях. Появляются песчано-глауконитовые мергели, гезы, местами переходящие в мергелистые пески. Сантон содержит довольно бо-

гату фауны. Нижний сантон характеризуется *Inoceramus cardisoides* Goldf. и *I. pachtii* Arkh. Верхний сантон определяют *Inoceramus patootensis* Lor., *I. lingua* Goldf. Мощность сантона больше мощности коньяка и составляет около 150 м.

## КАМΠΑН

Кампан сложен опоками, известковыми гезами и местами песчано-мергелистыми отложениями. В разрезе Вислы на границе между кампаном и сантоном наблюдается твердое дно. Нижний кампан охарактеризован *Gonioteuthis quadratus*

(Blainv.), верхний кампан — *Belemnitella mucronata senior* Nowak и *B. langei* Jel. Мощность кампана довольно большая и колеблется от 200 до 300 м.

## МАОСТРИХТ

В литологическом отношении маастрихт сходен с кампаном. Преобладают опoki с прослоями мергелей, глауконитовые мергели, реже гезы. Местами встречаются мергелисто-глауконитовые пески. Нижний маастрихт определяется *Belemnitella lanceolata* (Schloth.). Верхний маастрихт характеризует *Belemnitella junior* Nowak, а самые верхи маас-

трихта — *Belemnitella casimirovensis* (Skolozdrówna). В кровле маастрихта наблюдается твердое дно, представляющее важный стратиграфический репер. Маастрихт перекрывается дат-монтскими породами. Мощность маастрихта колеблется от 300 до 360 м.

## ОБЪЯСНЕНИЯ К ФИГУРАМ

Фиг. 1. Неоком окрестностей Радома

Фиг. 2. Схема колебаний литологического состава и мощности альба и сеномана в северо-восточном обрамлении Свентокшиских гор (без участка выходов Скарбка — Ожарув — Завихост)

1 — мергель без глауконита, известняки, 2 — известковые гезы, 3 — твердое дно, 4 — мергелистые глины, комки, 5 — песчаные глины, 6 — пески, 7 — песчаники (слои), 8 — безызвестковые гезы, 9 — фосфориты в песках (конкреции), 10 — фосфориты в мергелях (горизонт), 11 — мергель с глауконитом и мелкими фосфоритовыми конкрециями

Фиг. 3. Профиль альба и сеномана в северном обрамлении Свентокшиских гор, юго-восточная часть участка Сенно — Завихост на Висле

1 — юра — известняки, мергели, 2 — кремни, 3 — фосфориты, 4 — кремнистый алеврит, 5 — гезы, 6 — глауконитовые пески, 7 — глауконитовые мергели с обломочным кварцем, 8 — мергели без глауконита и заметного количества обломочного кварца

Мощность песчаной серии в районе Скарбка Дальна — Сенно может колебаться от 1 до 3 м. В разрезе Карса в серии а залегает послой белого геза скремнями, мощностью до 6 м

Фиг. 4. Геологический разрез через альб и сеноман Свентокшиских гор

1 — мергелистые глины и известняки кимериджа, 2 — глинисто-песчаные породы неокома, 3 — пески и песчаники, 4 — глины, 5 — спонгиолиты (+ халцедон), 6 — безызвестковые гезы, 7 — известковые гезы, 8 — фосфориты, 9 — песчаные мергели, 10 — мергели

Фиг. 5. Геологический разрез через гору Маёва в Пшедбоже на Пилице

1 — глины и мергели кимериджа, 2 — конгломераты, 3 — гезы и спонгиолиты, 4 — песчаники, 5 — глауконитовые пески, 6 — глины, 7 — песчано-глауконитовые известняки, 8 — известняки и мергели, 9 — опoki, 10 — глауконит

Фиг. 6. Подразделение сеномана на горизонты и границы распространения важнейших руководящих форм

Фиг. 7. Геологический разрез через верхний альб, сеноман и нижний турон в местности Домбрувка-Заблотна

1 — кремни, 2 — фосфоритовый горизонт, 3 — гезы, 4 — пески, 5 — гезы с глауконитом и фосфоритами, 6 — известняки, мергели, опoki, 7 — глины, 8 — валунная глина, 9 — почва  
Третичная система — белые, кварцевые пески, миоцен ? Олигоцен — зеленые глауконитовые пески

**Фиг. 8. Важнейшие профили верхнего мела в северном обрамлении Свентокшиских гор**  
 1 — кремни, 2 — шерты, 3 — известняки, 4 — песчано-глауконитовые мергели, 5 — мергели, 6 — опоки (а — глауконит), 7 — известковые гезы, 8 — пески, глауконитовые песчаники

**Фиг. 9. Обобщенные профили верхнего мела в юго-западной части Свентокшиских гор**  
 1 — юра, 2 — слепки, 3 — спонгиолиты и безызвестковые гезы, 4 — кремни, 5 — известковые гезы, 6 — опоки, 7 — пески и песчаники, 8 — конгломераты, 9 — мергели, 10 — известняки, 11 — песчано-глауконитовые известняки

Перевел: Е. Федак

В юго-западной обрамлении Свентокшиских гор средний мел не обнаружен геологически, а известняки-опоки, соответствующие известнякам Свентокшиских гор, представляются только в известном виде.

Голубчик А. Свентокшиские горы (Мазовия), восточная часть. — *Prace Geologiczne*, 1910, т. 1, стр. 1-100.

В юго-западной обрамлении Свентокшиских гор средний мел не обнаружен геологически, а известняки-опоки, соответствующие известнякам Свентокшиских гор, представляются только в известном виде.

Голубчик А. Свентокшиские горы (Мазовия), восточная часть. — *Prace Geologiczne*, 1910, т. 1, стр. 1-100.

**НАПОМЕНА**

1. Свентокшиские горы обрамлены в северной части Свентокшиских гор, восточная часть. — *Prace Geologiczne*, 1910, т. 1, стр. 1-100.

2. Свентокшиские горы обрамлены в юго-западной части Свентокшиских гор, восточная часть. — *Prace Geologiczne*, 1910, т. 1, стр. 1-100.

3. Свентокшиские горы обрамлены в юго-западной части Свентокшиских гор, восточная часть. — *Prace Geologiczne*, 1910, т. 1, стр. 1-100.

4. Свентокшиские горы обрамлены в юго-западной части Свентокшиских гор, восточная часть. — *Prace Geologiczne*, 1910, т. 1, стр. 1-100.

5. Свентокшиские горы обрамлены в юго-западной части Свентокшиских гор, восточная часть. — *Prace Geologiczne*, 1910, т. 1, стр. 1-100.

6. Свентокшиские горы обрамлены в юго-западной части Свентокшиских гор, восточная часть. — *Prace Geologiczne*, 1910, т. 1, стр. 1-100.

7. Свентокшиские горы обрамлены в юго-западной части Свентокшиских гор, восточная часть. — *Prace Geologiczne*, 1910, т. 1, стр. 1-100.

8. Свентокшиские горы обрамлены в юго-западной части Свентокшиских гор, восточная часть. — *Prace Geologiczne*, 1910, т. 1, стр. 1-100.

9. Свентокшиские горы обрамлены в юго-западной части Свентокшиских гор, восточная часть. — *Prace Geologiczne*, 1910, т. 1, стр. 1-100.

**НАПОМЕНА**

1. Свентокшиские горы обрамлены в северной части Свентокшиских гор, восточная часть. — *Prace Geologiczne*, 1910, т. 1, стр. 1-100.

2. Свентокшиские горы обрамлены в юго-западной части Свентокшиских гор, восточная часть. — *Prace Geologiczne*, 1910, т. 1, стр. 1-100.

3. Свентокшиские горы обрамлены в юго-западной части Свентокшиских гор, восточная часть. — *Prace Geologiczne*, 1910, т. 1, стр. 1-100.

4. Свентокшиские горы обрамлены в юго-западной части Свентокшиских гор, восточная часть. — *Prace Geologiczne*, 1910, т. 1, стр. 1-100.

5. Свентокшиские горы обрамлены в юго-западной части Свентокшиских гор, восточная часть. — *Prace Geologiczne*, 1910, т. 1, стр. 1-100.

6. Свентокшиские горы обрамлены в юго-западной части Свентокшиских гор, восточная часть. — *Prace Geologiczne*, 1910, т. 1, стр. 1-100.

7. Свентокшиские горы обрамлены в юго-западной части Свентокшиских гор, восточная часть. — *Prace Geologiczne*, 1910, т. 1, стр. 1-100.

8. Свентокшиские горы обрамлены в юго-западной части Свентокшиских гор, восточная часть. — *Prace Geologiczne*, 1910, т. 1, стр. 1-100.

9. Свентокшиские горы обрамлены в юго-западной части Свентокшиских гор, восточная часть. — *Prace Geologiczne*, 1910, т. 1, стр. 1-100.

Stefan CIEŚLINSKI, Władysław POŻARYSKI

## CRETACEOUS

(with 9 Figs. and 5 Pls.)

### SUMMARY

**Abstract.** The Cretaceous deposits bordering the Góry Świętokrzyskie fall clearly into two parts. These lie in the north-east and south-west margins and are not joined to the south-east nor to the north-west. The Cretaceous deposits rest directly on Upper Jurassic members, in the south on the Kimmeridgian and in the north on the Portlandian (Bononian).

The Lower Cretaceous of the Świętokrzyski region is represented by Neocomian (Infravalanginian, Valanginian and Hauterivian) which occur only in the northern part of the margin. The Lower Cretaceous apart from artificial exposures in the neighbourhood of Tomaszów Mazowiecki, does not form outcrops. It is mainly developed in clayey-sandy lithofacies. There is a hiatus between the Hauterivian

and the Middle Albian, since the Albian lies transgressively directly on the Hauterivian.

The Upper Cretaceous developed in carbonate lithofacies, is represented by Cenomanian, Turonian, Coniacian, Santonian, Campanian and Maastrichtian deposits, and is covered in the north-east by Danian-Montian deposits in facies resembling those of the Upper Cretaceous. The Upper Cretaceous together with the Albian is well exposed and is exploited commercially at a number of sites. It is particularly well exposed in the Vistula valley, where the whole of the Upper Cretaceous from the Albian to the Danian-Montian inclusively is represented. This is the classic Upper Cretaceous sequence for Poland.

### NEOCOMIAN

The Lower Cretaceous deposits in the Góry Świętokrzyskie belong to marine facies in the older stages: Infravalanginian, Valanginian and Hauterivian, together known as the Neocomian. They are mainly represented by clayey-sandy lithofacies such as sands, sandstones, silstones, clays and more rarely marls and sandy-oolitic limestones. Siderites are found in the Neocomian deposits. The Neocomian marine deposits change gradually towards the top to formations put down in a sea which was becoming less saline and possibly to continental deposits of an age which is not known accurately. They

are covered by a facially different, transgressive series which marks the beginning of the great Upper Cretaceous inundation corresponding to the Middle and Upper Albian.

The deposits of the Lower Cretaceous in the Góry Świętokrzyskie margin are fairly thin and occur only in the northern, belt of the north-eastern and south-western parts of the margin, increasing in thickness in the north-west direction. Their thickness varies from a few metres to about 80 m in the north-west.

### ALBIAN

The Albian deposits in Poland are genetically connected with the Upper Cretaceous, which is the period in which the great Upper Cretaceous transgression began to encroach on Polish territory. The oldest deposits, palaeontologically evidenced, lie in the top of the Kimmeridgian or Hauterivian. They are Middle Albian deposits put down during the first phase of the Upper Cretaceous transgression. These deposits are distinguished by great facial changes, particularly notable in the margin of the Góry Świętokrzyskie.

The above deposits for the most part are represented by sandy lithofacies: sands, sandstones and sands with phosphorites. Gaizes and spongioliths are met locally only in the Upper

Albian. In the north-eastern part of the margin of the Góry Świętokrzyskie the Middle Albian has been divided into eight horizons ( $A_1$  to  $A_8$ ) based on their lithology and fauna.

The oldest complex in the Middle Albian,  $A_1$ , consists of medium-grained sands with glauconite, often with gravels and usually ferruginous but without palaeontological evidence. They lie on Neocomian formations and are known only in the northern part of the Góry Świętokrzyskie margin. Their thickness ranges from a few centimetres to 50 m. Horizon  $A_2$  consists of glauconitic sands without fauna;  $A_3$  of sandstones with the fauna *Dimorphoplites hilli* Spath, *Anahoplites* cf. *praecox* Spath, *Cymatoceras radiatus* (Sow.) and *Neohibo-*

*lites minimus* (Miller). Higher up lie sands with glauconite in horizon A<sub>4</sub>. At the top of the Middle Albian, sandy phosphorites occur in the lower part of horizon A<sub>5</sub> with fauna *Hoplites dentatus* (Sow.), *H. vectensis* Spath, *Anahoplites fittoni* (d'Arch.), *Euhoplites ochetonatus* (Seeley) and others.

In the south-western part of the margin of the Góry Świętokrzyskie the Middle Albian does not contain palaeontological evidence and arenaceous series of sands and sandstones corresponds to the horizons mentioned above.

The A<sub>6</sub> horizons of the Upper Albian are represented by gaizes and spongiolites which are found both in the north-eastern and the south-western parts of the margin of the Góry Świętokrzyskie, in their northern belts. This horizons taper off towards the south. Numerous fauna are found in it, such as *Aucellina gryphaeoides* Sow., *A. quaasi* Woll., *Neohibolites minimus* (Miller), *N. ultimus* (d'Orb.), *Parahibolites tourtiaie* (Weigner) and others.

In the northern belt of the north-west part of the margin the upper sandy phosphorites of the A<sub>7</sub> horizons lie on the gaizes of the A<sub>6</sub> horizons. Towards the south-east they connect up with the phosphorites of the A<sub>5</sub> horizons (Middle Albian)

forming a continuous bed with them. The upper sandy phosphorites correspond to the upper part of sands and sandstones in the south-west part of the margin. The fauna found in this horizons are: *Mortoniceras inflatum* (Sow.), *Puzosia mayoriana* (d'Orb.) and *Euhoplites cf. boloniensis* Spath. In the south-west margin, in the sediments corresponding to this horizon in the neighbourhood of Przedbórz and Góra Majowa, the sandstones contain such fauna as *Mortoniceras inflatum* (Sow.), *M. rostratum* (Sow.) and *Callihoplites auritus* Sow.

The highest horizon of the Upper Albian may be distinguished only in the north-east part of the margin of the Góry Świętokrzyskie where it forms the horizon A<sub>8</sub> representing phosphorite horizon in marls. Large quantities of *Neohibolites ultimus* (d'Orb.) and *Aucellina gryphaeoides* Sow. are found in it. Only one specimen is known of ammonites, this being *Stoliczkaia cf. notha* (Seeley).

The thickness of the Albian in the Góry Świętokrzyskie margin varies from a few metres in the southern parts to about 130 m in the northern parts.

## CENOMANIAN

The Cenomanian of the Góry Świętokrzyskie margin is developed both in carbonate facies in the north-east part and in sandy carbonate facies in the south-west part. The Cenomanian in the carbonate facies has been divided on the basis of its fauna into 3 horizons known as C<sub>1</sub>, C<sub>2</sub> and C<sub>3</sub>, of which the first two correspond to the Lower Cenomanian.

The lowest horizon, Cenomanian C<sub>1</sub>, usually appears as sandy gaizes, changing in places to friable marly sandstones or sands. The thickness of this horizon varies between a dozen or so centimetres and about 7 m. This horizon usually contains not only such typical Cenomanian forms as *Schloenbachia*, *Mantelliceras* and typical inoceramids such as *Inoceramus crippi* Mant., but also such disappearing Albian forms as *Aucellina gryphaeoides* Sow., *Neohibolites minimus* (Miller) and *Parahibolites tourtiaie* (Weigner).

The C<sub>2</sub> horizon of the Lower Cenomanian is usually represented by marls, calcareous gaizes, opokas (siliceous limestones) and clayey limestones with the fauna *Schloenbachia varians* (Sow.), *Sch. subvarians* Spath, *Sch. ventriosa* Stieler, *Mantelliceras mantelli* (Sow.), *Calycoceras subgentoni* (Spath),

*Neohibolites ultimus* (d'Orb.) and others. The horizon usually occupies about 8/10 of the whole of the Cenomanian sequence and varies in thickness from 1 to about 100 m.

The C<sub>3</sub> horizon of the Upper Cenomanian is very thin and does not normally exceed 1/10 of the whole Cenomanian sequence. It is represented by marls, opokas, gaizes or limestones. It is appreciably poorer in fauna. The majority of the cephalopods occurring in the C<sub>2</sub> horizon does not occur here. Of the typical forms, *Holaster subglobosus* Ag. and *Actinocamax plenus* (Blainv.) should be mentioned.

In the south-east of the south-west part of the margin the Cenomanian consists of conglomerates, green glauconite sands, calcareous sandstones and sandy limestones. From Małogoszcz to the region lying to the north of Przedbórz the Cenomanian has developed as sands, glauconite sands and in places as clays. To the north of Przedbórz as far as the neighbourhood of Tomaszów Mazowiecki it consists of marls, sandy marls and gaizes. The thickness of the Cenomanian varies from 1 to 120 m (increasing towards the north-west).

## TURONIAN

The Upper Cretaceous, starting from the Turonian, has developed in a similar way in both the north-east and south-west parts of the margin of the Góry Świętokrzyskie. The Turonian here is represented by carbonate-marly facies, limestones and opokas (siliceous limestones).

The Lowermost Turonian, the T<sub>1</sub> horizon with *Inoceramus labiatus* Schloth., is represented by marls and sandy glauconite marls often with phosphorite concretions. Hard-ground traces are encountered in this horizon. Its thickness is very small, usually varying but not exceeding a few metres.

The *Inoceramus lamarecki* Zone of Turonian, T<sub>2</sub>, is repre-

sented from the bottom upwards by marls, turning to opokas with cherts and black flints. In the lower parts of this horizon *Inoceramus lamarecki* Park. often occurs in banks. In the area to the east of Ożarów bryozoan limestones are found in this horizon in the form of lenses.

The T<sub>2</sub> horizon with *Inoceramus inconstans* Woods and *I. costellatus* Woods is represented by opokas with cherts and intercalations of marls. The uppermost Turonian horizon T<sub>3</sub> with *Inoceramus schloenbachi* Böhm is developed as opokas with cherts. The overall thickness of the Turonian varies from about 150 to 220 m.

### CONIACIAN

The Coniacian, like the Turonian, is developed as opokas with cherts and flints. The boundaries of the Coniacian with the Turonian and the Santonian may be traced only by fauna. The Coniacian fauna is poor and has been found at only a few

sites. One of the most typical and relatively most common Coniacian forms is *Inoceramus involutus* Sow. The thickness of the Coniacian varies between 50 and 60 m.

### SANTONIAN

In many areas the facies change in the Santonian. Opokas are no longer predominant. Sandy-glaucinite marls appear together with gaizes which in places change to marly sands. The Santonian is fairly rich in fauna. The Lower Santonian is indicated by *Inoceramus cardisoides* Goldf. and *I. pachtii*

Arkh. The Upper Santonian is indicated by *Inoceramus patootensis* Lor. and *I. lingua* Goldf. The Santonian deposits are appreciably thicker than those of the Coniacian up to 150 m.

### CAMPANIAN

The Campanian is represented lithologically by opokas, calcareous gaizes, and in places by sandy-marly series. Hard-ground occurs in the Vistula sequence at the boundary between the Campanian and Santonian. The Lower Campanian

is indicated by *Goniatites quadratus* (Blainv.). The Upper Campanian is indicated by *Belemnites mucronata senior* Nowak and *B. langei* Jel. The Campanian deposits are quite thick and vary from 200 to 300 m.

### MAASTRICHTIAN

Lithologically the Maastrichtian deposits are similar to those in the Campanian. The dominant formations are of opokas with intercalations of marls, glauconite marls and less frequently gaizes. In places marly-glaucinite sands are also met. The Lower Maastrichtian is indicated by *Belemnites lanceolata* (Schloth.). The Upper Maastrichtian is indicated by *Belemnites junior* Nowak and the uppermost Maastrichtian

by *B. casimirovensis* (Skolozdrówna). In the top of the Maastrichtian hard-ground is found and this forms a stratigraphic key horizon. The Maastrichtian is covered by Danian-Montian deposits. The thickness of the Maastrichtian varies from 300 to 360 m.

Translated by D. C. Williamson

TABLICA I

Fig. 1. Kontakt kimerydu z piaskowcami albu środkowego. Przedbórz — Góra Majowa  
Контакт кимериджа с песчаниками среднего альба Пшедебуж — гора Маёва  
The contact of the Kimmeridgian with the Middle Albian sandstones. Przedbórz — Góra Majowa

Fig. 2. Wychodnie piaskowców środkowoalbskich. Na piaskowcach leżą gezy albu górnego.  
Nagórzycze  
Выходы среднеальбских песчаников. На песчаниках залегают верхнеальбские гезы.  
Нагужице  
An outcrop of Middle Albian sandstones. Upper Albian gaizes are lying on top of the sandstones. Nagórzycze



Fig. 1



Fig. 2

TABLICA II

Fig. 1. Wyhodnie gez albu środkowego. Nagórzyce  
Выходы гезов среднего альба. Нагужице  
Middle Albian gaize outcrops. Nagórzyce

Fig. 2. Wyhodnie margli cenomanu dolnego. Swolszowice Małe  
Выходы мергелей нижнего сеномана. Свольшовице-Малэ  
Outcrops of Lower Cenomanian marls. Swolszowice Małe



Fig. 1



Fig. 2

TABLICA III

- Fig. 1. Łom wapieni detrycznych turonu lamarkowego. Janików  
Карьер в детритовых известняках ламаркового турона. Аникув  
Quarry of the Turonian detritic limestone of the *Inoceramus lamarki* Zone. Janików
- Fig. 2. Ściana eksploatacyjna wapieni detrycznych. Janików  
Стенка карьера в детритовых известняках. Яникув  
Quarry face of detritic limestones. Janików



Fig. 1



Fig. 2

TABLICA IV

- Fig. 1. Profil Wisły. Odslonięcia opok trzeciego poziomu turonu. Opoczka  
Профиль Вислы. Обнажение опок третьего горизонта турона. Опочка  
The Cretaceous sequence in the Vistula Valley. Outcrops of opokas from the third Turonian horizon. Opoczka
- Fig. 2. Wychodnie turonu lamarkowego koło Lasocina  
Обнажения ламаркового турона в районе местности Лясоцин  
An outcrop of the Turonian, Inoceramus lamarecki Zone. Vicinity of Lasocin



Fig. 1



Fig. 2

TABLICA V

- Fig. 1. Odslonięcia mastrychtu górnego. Kazimierz nad Wisłą  
Обнажения верхнего маастрихта. Казимеж на Висле  
An outcrop of the Upper Maastrichtian. Kazimierz on the Vistula
- Fig. 2. Odslonięcia danio-montu. W dole odslonięcia granica z mastrychtem górnym. Bochońnica  
Обнажения дан-монта. Внизу граница с верхним маастрихтом. Бохотница  
An outcrop of Danian-Montian deposits. The boundary with the Upper Maastrichtian  
is visible at the bottom of the outcrop. Bochońnica



Fig. 1



Fig. 2