

RYSZARD DADLEZ  
Instytut Geologiczny

## STAN ZNAJOMOŚCI POKRYWY PERMOMEZOZOICZNEJ NA POMORZU ZACHODNIM I OBSZARACH SĄSIEDNICH

UKD 551.73:551.76:551.24:553.631/.632:551.822:550.834(438.28::438.27)

Na jesieni 1961 r. Instytut Geologiczny opracował program badań sejsmicznych i geologiczno-wiertniczych permu i jego podłoża w obszarze położonym wzdłuż pobraża Bałtyku od Szczecina po Koszalin.

Realizację programu rozpoczęto w 1962 r. W ciągu lat 1962 — 1963 Przedsiębiorstwo Poszukiwań Geofizycznych wykonało ok. 500 km przekrojów sejsmicznych. Wiercenia: Goleniów, Kamień, Kołobrzeg i Ko-

szalin ze względu na konieczność przyśpieszenia rozwiązania postawionych zagadnień, potraktowano jako oporowe i rozpoczęto przed podjęciem prac sejsmicznych, lokalizując je na znanych poprzednio wypiętrzeniach utworów mezozoicznych (ryc. 1). Bardzo słaby postęp wierceń wskutek ciągle powstających trudności technicznych sprawił, że realizacja programu na tym odcinku uległa opóźnieniu i w obrazie regionalnym istnieją pewne luki.

W tym samym okresie Państwowe Przedsiębiorstwo Poszukiwań Naftowych wykonało trzy otwory wiertnicze w okolicy Darłowa i Sianowa oraz jeden pod Kołobrzegiem, jak również kilka przekrojów sejsmicznych w rejonie Szczecina i Wolina. Ponadto PPG wykonało regionalny przekrój sejsmiczny między Gorzowem a Szczecinem.

Wszystkie te prace wniosły szereg nowych i ciekawych faktów, które przedstawione są poniżej.

Badania sejsmiczne PPPN prowadzone w latach 1959 i 1961 między Jarosławcem a Sianowem stwierdziły jeden wyraźny horyzont refleksyjny, zapadający stopniowo z NE (ok. 800 m) ku SW (ok. 1500–1700 m). Wyższy, słabiej wyrażony horyzont zapada w tymże kierunku od ok. 500 m do ok. 950–1000 m. Ułożenie obu horyzontów jest prawie niezaburzone.

Wiercenie PPPNaft. usytuowane koło Jarosławca napotkało pod kredą środkową pstry piaskowiec (prawdopodobnie dolny), a niżej na głęb. 672–776 m leżący wprost na sylurze perm górny. Jego dolną część (ok. 40 m) stanowi tzw. biały spągowiec (piaskowce czasem zlepioncowate przeważnie jasne, wyżej leży dolomit, przechodzący ku górze w margiel, a przykryty naprzemianległą serią iltowców pstrych i anhydrytu, w dolnej części zawierającą wkładkę piaskowca anhydrytycznego. O wierceniu tym znajdujemy wzmiankę w artykule J. Poborskiego i L. Cimaszewskiego (5), którzy widzą w tutejszym profilu odpowiedniki wszystkich czterech cyklotemów górnego permu, a we wspomnianym piaskowcu – odpowiednik soli descendentnych cyklotemu Z<sub>2</sub> z profilów Bytowa i Lęborka. Trzeba dodać, że bardzo zbliżone, niesalinarne profile znane są z wierzeń ku E aż po okolice Smołdzina, gdzie pojawia się facja salinarna. Profile te przez L. Cimaszewskiego są różnie interpretowane stratygraficznie.

Najnowsze otwory PPGPoszukiwań Naftowych między Jarosławcem a Sianowem wykryły zbliżone profile. W jednym z otworów większą część górnego permu liczącego zaledwie 67 m zajmuje monolitywny kompleks anhydrytu, zaś między pstrym piaskowcem a kredą pojawia się słabo zbadany strzęp osadów klastycznych, które mogą reprezentować retyk, a znane są też z Lęborka i Wejherowa.

Nieco odmienny profil reprezentuje otwór położony najdalej ku zachodowi. Górny perm tworzy seria piaskowcowo-mułowcowo-dolomityczna (67 m miąższości), tylko w stropie z 10 m warstwą anhydrytu. Leżące niżej łupki syluru zapadają pod kątem do 45°. W kompleksie mezozoicznym tego profilu pojawiają się osady wapienia muszlowego (a najprawdopodobniej także retu i kajpru) oraz retyku i liasu. Seria liasu liczy ok. 100 m miąższości, retyku – ok. 50 m. Sposzręga się zatem uzupełnianie kompleksu mezozoicznego nowymi ogniwami stratygraficznymi.

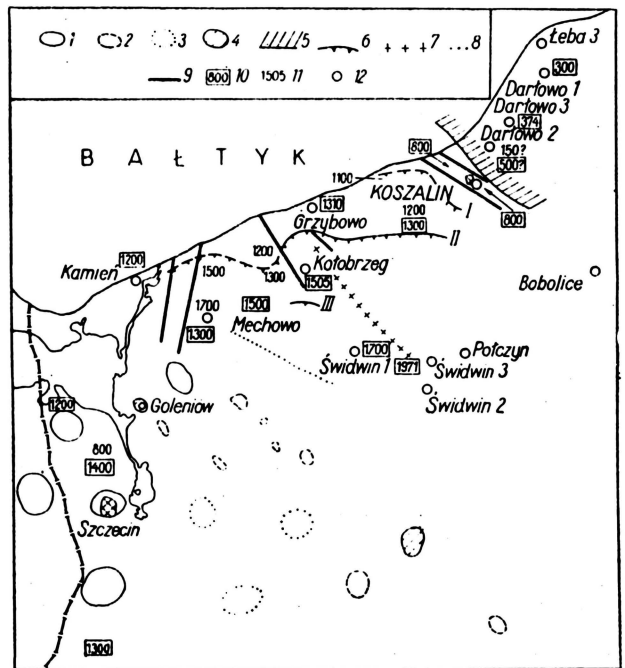
Z zestawienia wierzeń z przekrojami sejsmicznymi wynika, że dolny spośród dwu wspomnianych horyzontów refleksyjnych reprezentuje w zasadzie stropową powierzchnię syluru bądź miejscami kompleks siarczanowo-węglanowo-ilty permu, reagujący sejsmicznie jako całość. Horyzont górny reprezentuje bądź strop triasu, bądź przyspągowe partie kredy.

Tego typu sytuacja sejsmiczno-geologiczna ciągnie się, jak sądzić można z przekrojów PPG z 1962 r., aż pod sam Koszalin, z tym że między Sianowem a Koszalinem horyzont górny leży stosunkowo płasko w granicach 800–900 m głębokości, dolny natomiast tworzy również płaska forma synkлинаlna i obniża się maksymalnie do 1900 m. Tak więc odstęp między oboma horyzontami wynoszący w rejonie Jarosławca ok. 300 m zwiększa się koło Sianowa do ok. 700 m, a jeszcze bliżej Koszalina do ok. 1000–1100 m.

W pasie Mielno-Koszalin omawiany obszar graniczy, wzdłuż wyraźnej strefy dyslokacyjnej prawdopodobnie o bardzo głębokich założeniach, z obszarem bardziej zachodnim o odmiennej budowie. Wzdłuż tej strefy rozwinięta jest mezozoiczna forma strukturalna o charakterze rowu tektonicznego z wykształconymi wewnątrz niego antyklinami (ryc. 2). Komplikacje tektoniczne w tej strefie rosną w kierunku z NW ku SE, a bardziej południowe przekroje sejsmiczne przecinają tu strefę kompletnie bezrefleksyjną. Na tym odcinku usytuowano Koszalin IG.

Otwór ten pod kenozoikiem przebił strzęp kredy, a pod nią malm, od kimerydu do oksfordu o miąższości ok. 130 m oraz dogger o miąższości ok. 250 m. Oba te kompleksy leżą stosunkowo spokojnie (upady do 30°) niemniej można podejrzewać możliwość powtórzeń tektonicznych w doggerze. Niżej spoczywa lias i retyk silnie tektonicznie zaburzone, najprawdopodobniej przecięte dwoma uskokami, powodującymi powtórzenie najwyższego liasu oraz górnej części retyku. Miąższość rzeczywista liasu wynosi 350–400 m, retyku nie więcej niż 300 m. Retyk spoczywa na triasie z cienkim i wątpliwym kajprem i problematycznym wapieniem muszlowym oraz niewątpliwym niższym pstrym piaskowcem. Natura redukcji w obrębie triasu wydaje się raczej tektoniczna niż sedymentacyjna, mimo że upady w tej partii otworu są mniejsze.

Poniżej na odcinku ok. 370 m przewiercono górny perm. Miąższość ta jest niemiernodajna, gdyż profil jest bardzo silnie zaburzony tektonicznie, aż do możliwego wystąpienia przegubów lub ścięć uskokowych i składa się z kilku naprzemianległych pakietów solnych i anhydrytowych z nieznacznymi wkładkami dolomitów i iltowców. Pozycja stratygraficzna tych warstw jest dotychczas niejasna. W pobliżu stropu



Ryc. 1. Mapa niektórych elementów geologicznych obszaru między Koszalinem a Szczecinem.

1 – poduszki solne stwierdzone, 2 – poduszki solne prawdopodobne, 3 – poduszki solne domniemane, 4 – stupy solne, 5 – strefa niesalinarnych osadów górnego permu, 6 – pasy wyklinań horyzontów sejsmicznych, 7 – linia największych miąższości triasu, 8 – linia największych miąższości jury, 9 – strefy dyslokacyjne, 10 – miąższość triasu, 11 – miąższość jury, 12 – otwory wiertnicze.

Fig. 1. Map of certain geological structures occurring in the area between Koszalin and Szczecin

1 – ascertained salt pillows, 2 – probable salt pillows, 3 – supposed salt pillows, 4 – salt plugs, 5 – zone of non-saline deposits of Upper Permian, 6 – bands of dipping out of seismic horizons, 7 – line of greatest thicknesses of Triassic deposits, 8 – line of greatest thicknesses of Jurassic deposits, 9 – zones of dislocations, 10 – thickness of Triassic deposits, 11 – thickness of Jurassic deposits, 12 – bore holes

profilu można się doszukiwać odpowiedników strefy anhydrytu głównego z cienką wkładką dolomitu płytowego.

Brak ekwiwalentów dolomitu głównego jest najprawdopodobniej rezultatem tektonicznego wyprasowania, a naprzemianległy kompleks soli i anhydrytów należy głównie do cyklotemu Wertra. Złe odwiercenie granicy dolnej uniemożliwia określenie jej charakteru i ustalenie obecności najniższych ogniw.

Perm górny w profilu Koszalina spoczywa na namurze. Przewiercono ok. 650 m serii mułowcowo-piaskowcowej, osadzonej cyklicznie z przeciętnymi upadami 20°.

Na W od dyslokacyjnej strefy Koszalina rozpościera się obszar o odmiennej charakterystyce sejsmicznej, zupełnie dobrze określonej przekrojami PPG z lat ostatnich. W obszarze tym wydzielić się da w mezozoiku przynajmniej 5 przewodnich horyzontów refleksyjnych, które na podstawie dotychczas wykonanych otworów głębokich i kartujących wiązać można z określonymi horyzontami stratygraficznymi w sposób następujący (ryc. 3 i 4): horyzont A — ze stropem jury, B — ze stropem niższego retyku, rzadziej z pogranicznym retyku i kajpru, C — z kajprem, zapewne głównie z jego częścią górną, D — z dolnym wapieniem muszlowym lub retem, wreszcie E — ze stropem ilastej serii najniższego pstrego piaskowca.

Horyzont najniższy F, bez wątplenia należący do górnego permu, składa się na ogół z kilku poziomów odbijających (dlatego określane jest jako strefa horyzontu F) o charakterystycznych cechach dynamicznych. Strefa ta, częściowo łącznie z horyzontem E zachowuje się przestrzennie w bardzo ciekawy sposób. Obserwuje się mianowicie zjawisko rozdawiania poszczególnych horyzontów tej strefy w kierunku z N i NE ku S i SW. W najbardziej północno-wschodniej części obszaru trudno jest zidentyfikować horyzont E. Sejsmicznie jest to interpretowane jako warunkowe połączenie horyzontów EF (ryc. 3) choć z punktu widzenia geologicznego trudno się na to zgodzić.

W następnym ku SW regionie strefa horyzontu F określona jest sejsmicznie najwyraźniej w formie zdecydowanej wiązki refleksów, która jeszcze dalej rozdziela się na kilka horyzontów, zaznaczonych słabiej (ryc. 4). W ten sposób wyróżnić można trzy pasy wyklinowań sejsmicznych w obrębie horyzontów E i F oznaczone kolejno od północy jako: I, II i III.

Pod względem geologicznym scharakteryzowany jest najpełniej region między I i II pasem wyklinowań oraz na S od III pasa. W pierwszym z tych regionów otwór PGPN Grzybowo nawiercił perm górny w dość pełnym rozwoju i z przewodnimi poziomami: pod triasem leży 12-metrowa warstwa anhydrytu pegmatytowego, niżej sole młodsze, dolomit płytowy i szary il solny cyklotemu Z<sub>2</sub>. Miąższość tego cyklotemu wynosi 113 m, w tym dolomit płytowy liczy 33 m. Sole starsze cyklotemu Z<sub>1</sub> z dwiema cienkimi wkładkami soli potasowej podścielone są poziomem dolomitu głównego w litofacji naprzemianległych dolomitów zbitych i drobnoporowatych. Cyklotem Z<sub>1</sub> ma 109 m miąższości, w tym dolomit główny — 51 m. W obu horyzontach dolomitowych (płytowym i głównym) stwierdzono objawy bitumiczne. Niespodziewanie dużą miąższość okazał cyklotem Z<sub>2</sub>, liczący ok. 350 m — sól najstarsza liczy w tym 184 m miąższości.

Poniżej III pasa wyklinowań sejsmicznych leżą otwory PGPN w okolicy Świdwina, które jak wiadomo ujawniły pełny profil centralnej części basenu z solami potasowymi facją anhydrytu głównego na pograniczu cyklotemów Z<sub>2</sub> i Z<sub>1</sub> oraz facją łupku cuchnącego na pograniczu cyklotemów Z<sub>2</sub> i Z<sub>1</sub> (4).

W regionie między II i III pasem wyklinowań leży otwór Kołobrzeg IG, który dotychczas dotarł do stropu cyklotemu Z<sub>2</sub>. Cyklotem Z<sub>2</sub> liczy ok. 50 m miąższości, Z<sub>1</sub> natomiast ok. 160 m, oba razem są zatem około dwukrotnie grubsze niż w Grzybowie. W poziomie dolomitu płytowego (kilkanaście metrów miąższości) skonstatowano wyraźne objawy bitumiczne.

Otwór Kamień IG tkwi w tej chwili w poziomie dolomitu głównego przebiwszy dotychczas ok. 60 m cyklotemu Z<sub>4</sub>, 120 m cyklotemu Z<sub>3</sub> i niecałe 200 m cyklotemu Z<sub>2</sub>. Dolomit płytowy ma zaledwie 8 m grubości. W obu horyzontach dolomitowych napotkano objawy bitumiczne.

Ten ostatni otwór leży w punkcie wiążącym obszar działania sejsmiki PPG i sejsmiki PGPN. Wyniki tej ostatniej są na ogół słabsze, miejscami bardzo słabe, ponadto stosowanie różnych prędkości średnich utrudnia korelację obu obszarów. Na niektórych przekrojach obserwuje się dwa horyzonty przewodnie — górny oznaczony jako B, dolny jako B<sub>1</sub>. Ze względu na przerwy w ich śledzeniu, częściowo spowodowane tektoniką, jednoznaczne ich umiejscowienie stratygraficzne nie jest możliwe. Horyzont B odpowiada najczęściej wyższemu triasowi (horyzonty B, C ewentualnie D poprzedniego obszaru), zaś horyzont B<sub>1</sub> — najniższemu triasowi (horyzontowi E poprzedniego obszaru). Poniżej nie uzyskano korelujących się horyzontów, niemniej ułożenie głębszych refleksów jest stosunkowo spokojne.

Na uwagę zasługują dwa fakty. Pierwszy, to stwierdzenie głębszej genezy udowodnionych poprzednio (1) płytkimi otworami dwóch transwersalnych uskoków, przecinających antyklinę Kamienia. Nie jest jeszcze jasna istota formy wykształconej między nimi, gdyż otwory płytkie wskazują na obniżenie tego bloku, sejsmika zaś dość jednoznacznie — na strukturę wypiętrzoną, w głębi inwersyjną.

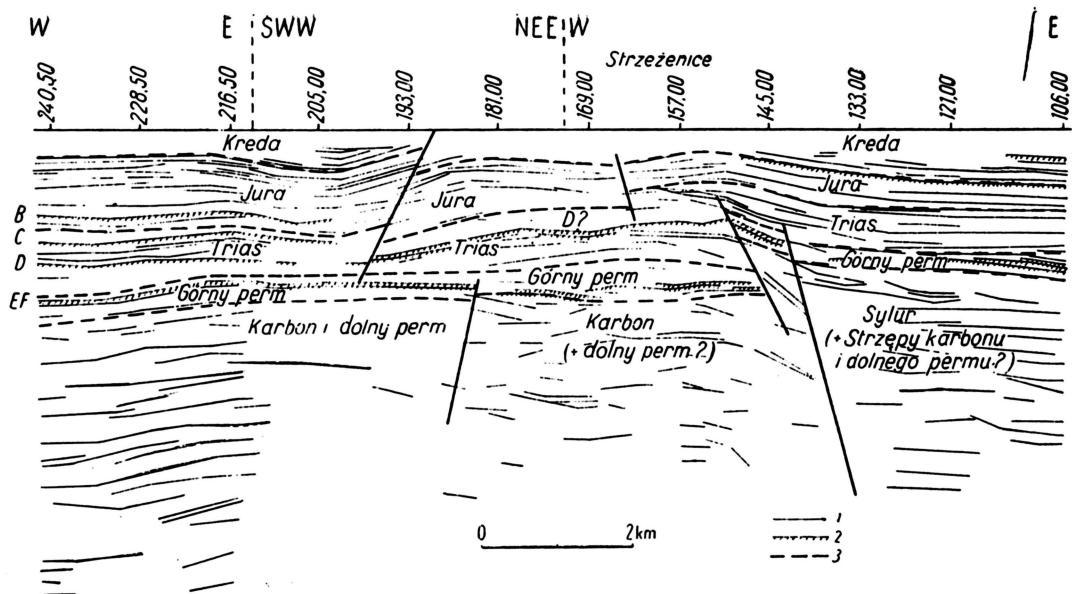
Fakt drugi, to prawdopodobnie płaskie i stosunkowo płytkie występowanie stropu permu we wschodniej części wyspy Wolin. Horyzont B, na znacznym odcinku nie schodzi tu poniżej 2000 m.

Na S od ostatniego obszaru leży teren objęty badaniami sejsmicznymi PGPN oraz zahaczony północną częścią regionalnego przekroju PPG Gorzów — Szczecin. Posiada on dość dobre dowiązanie do północno-zachodniej części NRD. Na ostatnio wykonanych przekrojach stwierdzono po obu stronach granicy państwowej klasyczne formy poduszek solnych (ryc. 5) zdefiniowane przez sfaldowane ułożenie horyzontu znakowanego jako X lub C ponad stosunkowo płasko leżącym horyzontem znakowym jako Z. Jak można wnosić pierwszy z tych dwóch horyzontów odpowiada pograniczu cyklotemów Z<sub>1</sub> i Z<sub>2</sub>, lub Z<sub>3</sub> i Z<sub>2</sub>, przy czym różnica ta jest praktycznie bez znaczenia, gdyż miąższość obu młodszych cyklotemów jest dość stała i nieznaczna — nie przekracza 200 m. Drugi z tych horyzontów odpowiada stropowi kompleksu: dolomit główny — cyklotem Z<sub>1</sub>, który wykształcony jest w litofacji anhydrytowej. Ponad tymi horyzontami można również z sobą powiązać kilka poziomów po obu stronach granicy, m. in. z pogranicza kredy i jury oraz z wyższego triasu.

Formy strukturalne typu poduszek solnych, poza udowodnionymi ostatnio koło Szczecina, występują na pewno dalej ku E, jak można sądzić po sejsmice (płytszej i gorszej) oraz charakterystycznej inwersji grawimetrycznej. Dwie formy tego typu między Nowogardem a Wysoką Kamieńską zamaskowane są zapewne bardziej monoklinalnym ułożeniem młodszych mezozoiku na pograniczu parantyklinorium pomorskiego i niecki szczecińskiej.

Na terenie wschodniej Meklemburgii obszar rozwoju poduszek solnych przechodzi ku N w obszar, w którym osady górnego permu są jeszcze dość grube, a nawet grube (rzędu 500–1000 m), w którym jednak wykształcone są na ogół bardzo łagodne formy strukturalne, a obok nich lokalne, wąskie i silnie spierzzone struktury typu słupowego lub przyskokowego. Jeszcze dalej ku N ciągnie się strefa rozwoju salinarnego, ale o mniejszych miąższościach, odpowiadającego (z wyjątkiem cyklotemu Z<sub>2</sub>) polskiemu profilowi Grzybowca. Różnice sprowadzają się do słabszego rozwoju horyzontów dolomitowych.

Na koniec skrajne północne wierzcena na terenie NRD (północna Rugia) bądź nie stwierdzają górnego permu, bądź wątpliwe warstwy tego wieku, a profile ich pełne są luk. Otwór Arkona pod kredą środkową

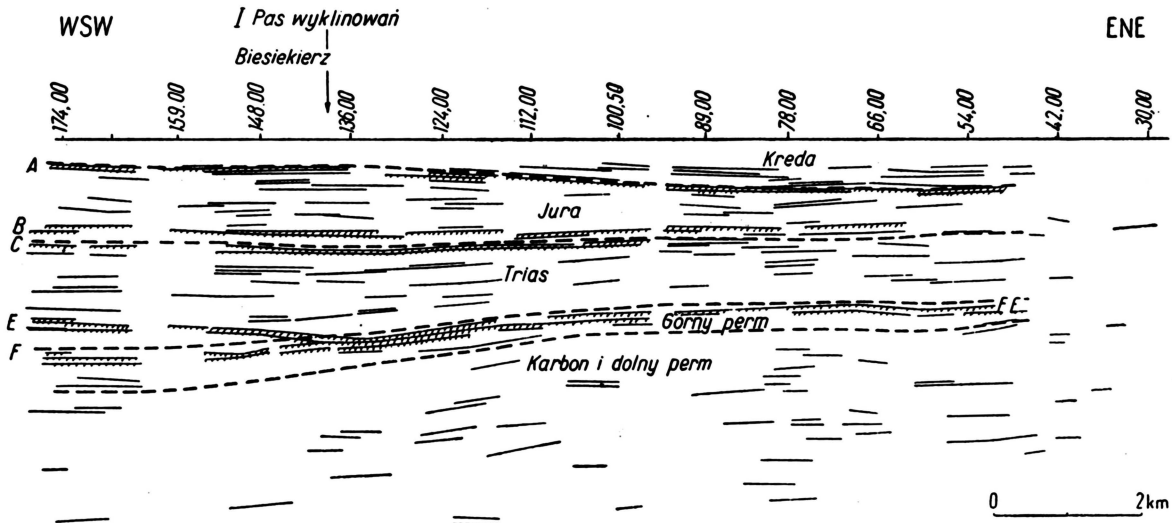


Ryc. 2. Przekrój przez antyklinę Koszalina (sejsmika wg T. Białka).

1 — refleksy sejsmiczne, 2 — sejsmiczne horyzonty przewodnie, 3 — granice geologiczne.

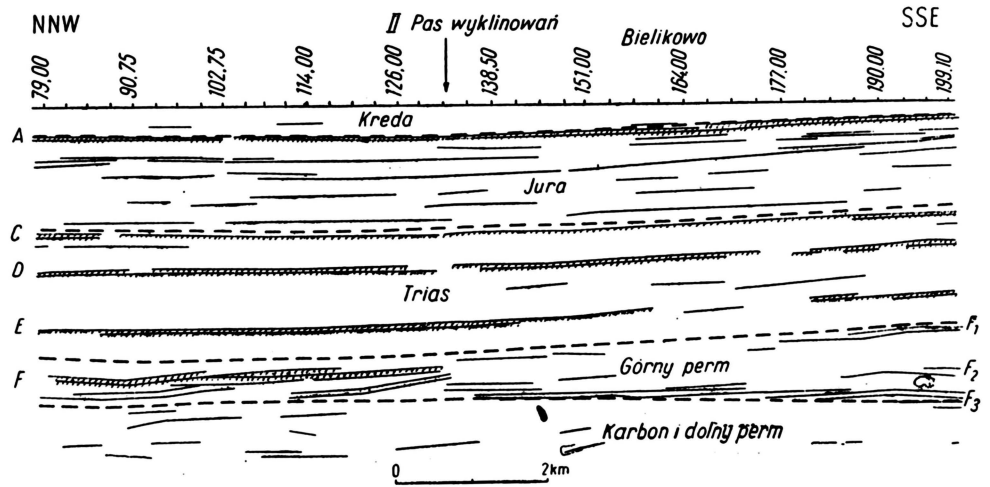
Fig. 2. Cross section through the Koszalin anticline (seismics after T. Białek)

1 — seismic reflexes, 2 — seismic key horizons, 3 — geological boundaries



Ryc. 3. Przekrój przez I pas wyklinowań sejsmicznych (sejsmika wg T. Białka).

Fig. 3. Cross section through the I band of seismical dying out (seismics after T. Białek)



Ryc. 4. Przekrój przez II pas wyklinowań sejsmicznych (sejsmika wg T. Białka).

Fig. 4. Cross section through the II band of seismical dying out (seismics after T. Białek).



stwierdza wapien muszlowy; pstry piaskowiec leży na dolnym permie, ten znów na silnie zdyslokowanym ordowiku. Otwór Lohme ujawnia nieco pełniejszy trias (z kaimprem), a pod czerwonym spągowcem paraliczny górny karbon (3).

Dane o przedpermie paleozoiku są ciągle jeszcze bardzo skąpe. Zdyslokowany ordowik Anikony interpretowany jest przez H. Kölbela (3) jako fragment pasma fałdowego kaledonidów. Płasko leżący, rozwinięty w ogromnych miąższościach sylur na wyniesieniu Leby interpretowany jest przez J. Znoskę (7) na podstawie analizy profilu Lęborka jako synorogeniczna seria tworząca się na ugiętej krawędzi platformy prekambryjskiej na przedpołu formującego się łańcucha kaledonidów. Leżący na morskim górnym wizenie paraliczny piaskowcowo-łupkowy karbon górny w Lohme, a zapewne i w Wielk uważany jest przez H. Kölbela za utwór osadzony w hercyńskim rowie przedgórnym rozwiniętym na pogrążonych kaledonidach. Z karbonem tych dwóch punktów wypada korelować karbon Koszalina i Bobolic (wg A.M. Zeli-chowskiego odpowiednio namur i górny wizen).

Z wykonanej ostatnio sejsmiki nie sposób wnioskować ani o grubości pokrywy karbonińskiej (+ dewon-skiej?), ani o ułożeniu ewentualnego kaledoniku na Pomorzu (6). Sejsmicy bowiem stwierdzają, że pełna analiza refleksów wielokrotnych była niemożliwa i wskutek tego żaden z refleksów poniżej strefy horyzontu F nie jest refleksem miarodajnym.

Perm dolny nawiercony został w Świdwinie, gdzie w nieprzebitej ok. 450 m serii dolnego permu występują w górze utwory ilaste czerwone z wprysnięciami anhydrytu, niżej kolejno mułowce, piaskowce, wreszcie zlepienie, w których składzie dominują skały wylewne. Na wyniesieniu Leby dolnego permu nie stwierdzono. Brak jego w Koszalinie mógł powstać z przyczyn natury tektonicznej.

Obraz paleogeograficzny górnego permu zarysowuje się znacznie wyraźniej niż parę lat temu (ryc. 1). Północną granicę basenu wyznaczają z dość dużą dokładnością z jednej strony rugijskie profile, bez lub z wątpliwymi, wyłącznie ilasto-węglanowymi osadami tego wieku, z drugiej zaś strony silnie zdułkowane, węglanowo-ilasto-siarczanowe profile na roz-

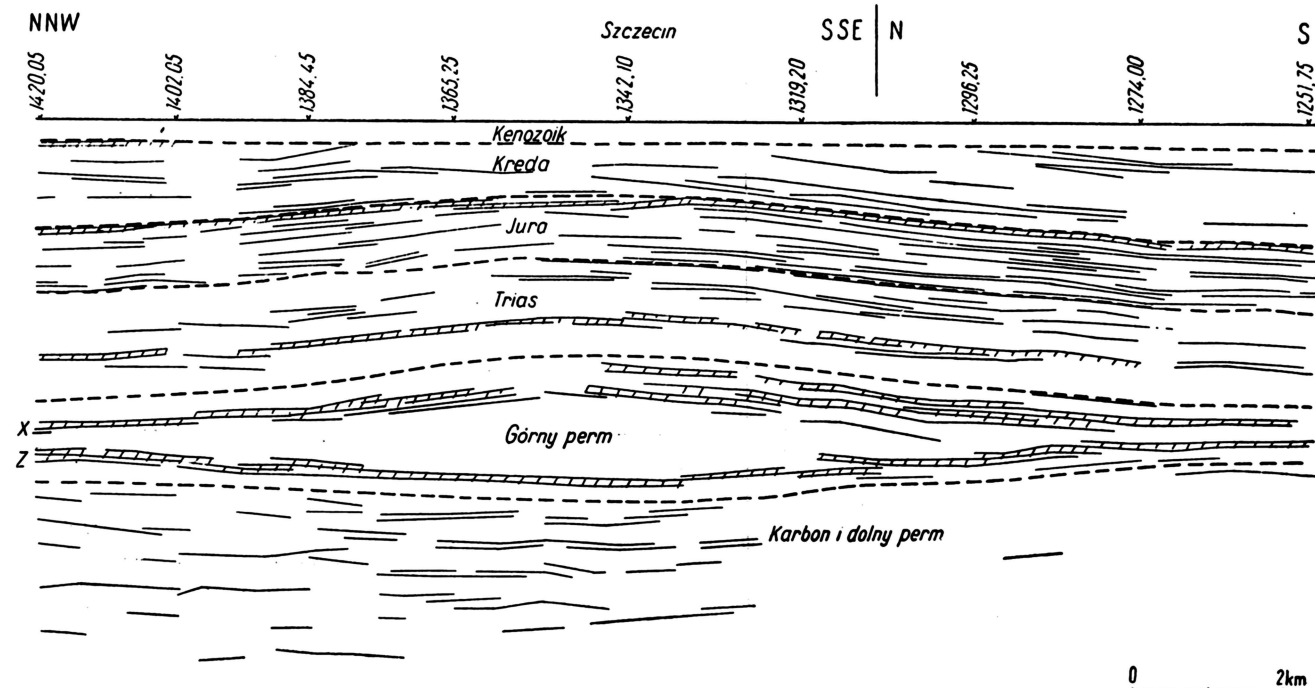
ległej, zachodniej części wyniesienia Leby. Czy oba obszary łączą się ze sobą w bezpośredni i mało skomplikowany sposób przez południowy Bałtyk, co wydaje się bardzo prawdopodobne — wyjaśnić będzie mogła dopiero projektowana sejsmika morska. Przewidziane było w 1964 r. wykonanie dwóch regionalnych przekrojów podłużnych wzdłuż wybrzeża oraz kilku krótszych wiązających.

Strefa brzeżnego rozwoju na wyniesieniu Leby sięga, jak się wydaje, prawie pod sam Koszalin. Zmiennej miąższości (20 – 70 m) biały spągowiec wyrównuje w tej strefie nierówności powierzchni syluru. Na nim leży warstwa dolomityczno-manglista, wyżej utwory siarczanowe i ilaste, przy czym ilość tych ostatnich zwiększa się ku NE. Ze względu na wyjątkowo pełny rozwój cyklotemu  $Z_1$  w bezpośrednim sąsiedztwie skłony jestem cały kompleks górnego permu w tym obszarze uważać za cyklotem  $Z_1$ .

Strefa Mielnio – Koszalin ma nie tylko duże znaczenie tektoniczne, lecz na pewno w wielu okresach rządziła zjawiskami paleogeograficznymi, co dobitnie uwidacznia się w górnym permie. Już w jej obrębie napotyka się rozwój salinarny, niewiele dalej na W nawet z solami potasowymi w cyklotem  $Z_2$  i z nadzwyczaj pełnym rozwojem cyklotemu  $Z_1$ , który jest tu nawet grubszy niż dalej na S, w bardziej centralnej strefie basenu.

Nie są jeszcze w pełni jasne cechy rozwojowe górnego permu w poszczególnych strefach zawartych między pasami wyklinowań horyzontów sejsmicznych.

Problem sprowadza się do następującej alternatywy. Albo zmiany miąższości i fałci w omawianym obszarze przebiegają stopniowo, albo skokowo. W pierwszym przypadku wyklinowania sejsmiczne są jedynie wyrazem skokowej zmiany sejsmicznych właściwości pakietów skalnych w rezultacie stopniowego narastania zmian litologiczno-miąższościowych. Np. przy stopniowym przekroczeniu określonej miąższości danej warstwy soli, ograniczające ją sprężyste horyzonty dolomityczno-anhydrytowe oddalają się na tyle, że przestają reagować jako jeden poziom sejsmiczny i zmieniają swe własności dynamiczne. W drugim przypadku wyklinowania sejsmiczne odpowiadają dokładnie strefom stosunkowo naglej zmienności litologiczno-miąższościowej (wcale jednak niekoniecznie całkowitemu wyklinowaniu geologicznemu określonego pa-



Ryc. 5. Przekrój przez poduszkę solną (sejsmika wg A. Midury).

Fig. 5. Cross section through the salt pillow (seismics after A. Midura).

kietu warstw). Za tą drugą interpretacją, która zresztą jest podstawą dalszego programu badań, opowiada się autor.

Dotychczas wiadomo, że najsilniej uwydatniony horyzont F w strefie między I a II pasem wyklinowań (ryc. 4) odpowiada poziomom dolomitu płytowego i głównego łącznie – odstęp między stopniami obu poziomów w otworze Grzybowo jest niewielki i wynosi ok. 100 m. Na znacznych przestrzeniach pojawia się w tym obszarze 400–500 m poniżej strefy F jeszcze jeden horyzont refleksyjny, który można wiązać z najniższymi ogniwami cyklotemu  $Z_1$ . Ze względu na korzystne wykształcenie perspektywicznych poziomów strefa ta jest bardzo interesująca. Po stronie niemieckiej zbliżona strefa facjalna obejmuje południową część Rugii i przyległe partie wybrzeży Bałtyku – przebieg jej jest więc równoleżnikowy. Na uwagę zasługuje salinarne wykształcenie cyklotemu  $Z_1$  w okolicy Grzybowo w porównaniu z niesalinarnym w całej Meklemburgii – potwierdza to znalkomicie przedstawiony przez H. Köbela (2) progowy charakter Meklemburgii w porównaniu z Pomorzem Zachodnim w tym okresie.

Dla strefy między II i III pasem wyklinowań mało jest danych z wierceń. Przyjmując obecnie, że w II pasie wyklinowań następuje przynost miąższości cyklotemu  $Z_2$  (ponieważ wskazują na to ogólne analogie paleogeograficzne (w strefach brzożnych szerszy zasięg pełnego rozwoju tego cyklotemu niż cyklotemów młodszych). Ponadto przemawia za tym: obserwacja sposobu rozdławiania się refleksów (przy założeniu, że poziom anhydrytu głównego powinien być lepszym horyzontem odbijającym niż wkładki anhydrytu pegmatytowego) oraz wiązanie sejsmiczne profilów Grzybowo i Kołobrzegu.

W III pasie wyklinowań powinien następować głównie wzrost miąższości obu młodszego cyklotemu, które w okolicach Świdwina mają łącznie 600 m, gdy we wschodniej Meklemburgii nie więcej niż 200 m, w Grzybowie zaś 120 m.

Danych dotyczących mezozoiku w ostatnich latach nie przybyło wiele, gdyż utwory jego, szczególnie jury, były już poprzednio dość dobrze poznane. Najbardziej interesujący jest wynikający z badań sejsmicznych obraz generalnego rozkładu miąższości (ryc. 1). Widać że, że os maksymalnych miąższości triasu biegnie od okolic Świdwina wzdłuż dzisiejszej antykliny kołobrzesckiej, natomiast analogiczna os w jurze przesunięta jest ku SW i przebiega wzdłuż dzisiejszej antykliny kamieńskiej.

Drugim ciekawym zagadnieniem jest zasięg jury na E od Koszalin. Z analizy danych sejsmicznych wynika, że nie powinna ona daleko przekraczać strefy Mielno – Koszalin. Czy jest to zasięg pierwotny czy wtórny – mogą wyjaśnić dopiero wiercenia.

Problemem naczelnym w tektonice rozpatrywanego obszaru jest strefa dyslokacyjna Mielno – Koszalin. Ma ona na pewno założenia bardzo głębokie i charakteryzowała się zawsze odradzającą się żywotnością w różnych okresach. Spowodowało to powstanie znacznych kontrastów po obu jej stronach, bliski kontakt młodszego paleozoiku z sylurem, znaczne różnice facjalne w permie i najprawdopodobniej w jurze. Rozgranicza ona również dwa obszary o różnych formach strukturalnych. Na NE od niej układ warstw jest bardzo spokojny, zmiany miąższości powolne

i stopniowe. Pod tym względem strefa Mielno–Koszalin przypomina wyraźną linię graniczną dzielącą obszar bardzo słabo i silnie zaburzony, stwierdzoną tuż na N od Chojnic. W obu przypadkach mamy do czynienia niewątpliwie z jedną ze znanych skarp w głębokim podłożu, i to skarpią wewnętrzną, gdyż na N od niej żadnego progu już się nie śledzi.

Wyjaśnienia wymaga charakter wtórnej formy antyklinowej rozwiniętej wzdłuż omawianej strefy na N od Koszalin, mianowicie czy forma poduszkowa jest wynikiem spiętrzenia soli, czy też osadów ilastych triasu? Nawet w tym pierwszym przypadku nie jest to „czysta” forma poduszkowa, lecz forma powstała wyraźnie pod wpływem przyczyn głębiej ukrytych.

Antykliną kołobrzescką, jak widać z przekrojów sejsmicznych jest typową antykliną pozorną (ryc. 6). Jej skrzydło wschodnie o różnicy strukturalnej ok. 1200 m, liczonej po stopnie jury, rozwinięte jest na niemal monoklinalnie leżącym permie – cała więc różnica strukturalna jest rezultatem przynostu miąższości triasu i jury z NE ku SW. Przy tym jednak nie jest ona genetycznie antykliną pozorną (z punktu widzenia halokinezy), gdyż nie powstała wskutek odpłynięcia soli i nie towarzyszą jej formy poduszkowe.

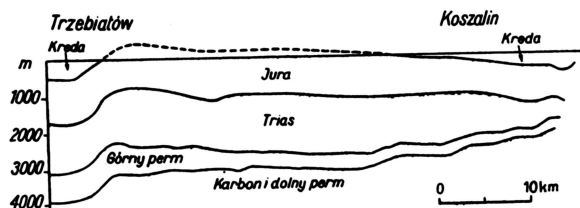
Rzecz ciekawa, że wzdłuż synkliny trzebiatowskiej i dalej ku SE aż po Świdwin spąg górnego permu zdaje się leżeć z grubsza na tej samej głębokości (rzędu 4000 m), a więc cała obecna różnica strukturalna (dolny turon – górny trias) idzie również na poczet przynostu miąższości permomezozoiku (ryc. 7).

Fleksura trzebiatowska, stanowiąca skrzydło zachodnie antykliny kołobrzesckiej, powstała być może również na dyslokacji o głębszym założeniu, która różni się jednak od strefy Koszalin – Mielno tym, że nie wpływała w tak istotny sposób na sedimentację w permomezozoiku. W swym obecnym kształcie fleksura trzebiatowska jest rezultatem klawiszowej deformacji, silniejszej na N, a słabszej na S. Amplituda jej stopniowo maleje z 900 m w północnym krańcu do 500 m w okolicy Rymania. Dalej ku S fleksura zapewne wygasa.

Deformacje permu i jego nadkładu w obrębie antykliny kołobrzesckiej są słabe i polegają najprawdopodobniej na powstaniu krótkich brachyantyklin o małej amplitudzie nie przekraczającej 100 m oraz uskoków również o nieznacznej amplitudzie.

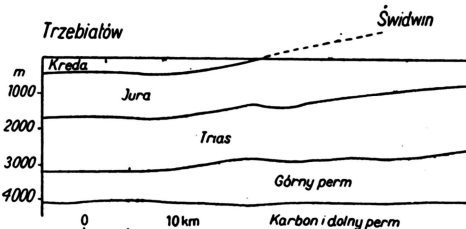
Obszar mezozoicznej antykliny kamieńskiej jest znacznie słabiej zbadany, dokładniejsze rozpoznanie przewidziane jest na lata dalsze, przy czym na czoło wysuwa się zagadnienie obecności lub nieobecności poduszek solnych oraz znaczenie wspomnianych poprzednio transwersalnych uskoków. Z analizy dotychczasowych przekrojów sejsmicznych wynika, że poduszki solne w klasycznej formie nie powinny tu być rozwinięte, co najwyżej jako słabe zgrubienia typu znanych z Meklemburgii na odcinku Grimmen – wyspa Uznam.

Problemem pełnego lub niepełnego rozwoju tektoniki solnej w tej strefie nurtuje geologów od dłuższego czasu ze względu na to, że pełny rozwój serii salinarnych oraz inne parametry stwarzały, zgodnie z teorią halokinezy, podobną predyspozycję do powstania salinarnych form tektonicznych w tym obszarze, co i dalej na południe. Przypuszczalnie jednak przyczyna



Ryc. 6. Schematyczny przekrój przez antyklinę kołobrzescką.

Fig. 6. Schematic cross section through the Kołobrzeg anticline



Ryc. 7. Schematyczny przekrój wzdłuż synkliny trzebiatowskiej.

Fig. 7. Schematic cross section along the Trzebiatów syncline

леży w odmiennym (bardziej sztywnym?) charakterze podłoża permu.

Strefa rozwoju klasycznych poduszek, a obok nich słupów solnych udokumentowana została przekrojami sejsmicznymi i wierceniami na terenie NRD w południowej Meklemburgii oraz na terenie Polski w niecce szczecińskiej. Oprócz wykrytych przez badania sejsmiczne poduszek koło Szczecina oraz przez wiercenia słupów Goleniowa i Drawna można się domyśleć istnienia dalszych form tego typu, które zaznaczono na mapie (ryc. 1). Główny udział w budowie poduszek w zachodniej części tej strefy biorą sole cyklotemu Z<sub>2</sub>, ponieważ są najgrubsze i leżą na sztywnym podłożu anhydrytów cyklotemu Z<sub>1</sub>. Procesy halokinetyczne rozgrywały się zapewne głównie podczas górnej kredy, szącąc po najwyraźniejszych zmianach jej miąższości.

Ograniczenie omawianej strefy od S jest ostre, równoznaczne z zewnętrzną granicą monokliny przed-sudeckiej. Na S od tej granicy ułożenie górnego permu jest w zasadzie spokojne, poduszek brak. Jest to zwierciadlane powtórzenie omówionej w tym artykule strefy, leżącej po północnej stronie centralnej partii basenu.

Na zakończenie pragnąłbym podziękować Kolegom z PPPN — Piła za uprzejme udostępnienie mi do wglądu materiału rdzeniowego z otworów tej instytucji.

#### LITERATURA

1. Dadlez R. — Dotychczasowe wyniki badań podłoża mezozoicznego w północno-zachodniej części antyklinalium pomorskiego. Kwart. geol. 1957, t. 1, z. 1.
2. Kölbel H. — Stand und Ergebnisse der Kartierung des tieferen Untergrundes Nordostdeutschlands und angrenzender Gebiete. Ber. Geol. Ges. 1959, Bd. 4, H. 2-3.
3. Kölbel H. — Der Grundgebingsbau Nordostdeutschlands im Gesamtrahmen der benachbarten Gebiete. Geologie, Jg. 12, H. 6, 1963.
4. Poborski J. — Cechsztyńskie zagłębienie solne Europy środkowej na ziemiach Polski. Prace IG. Czterdziestolecie IG, cz. III, 1960.
5. Poborski J., Cimaszewski L. — Z paleogeografii permu na Pomorzu. Prz. geol. 1961, nr 11.
6. Pożaryski W. — Zarys tektoniki paleozoiku i mezozoiku Nizy Polskiego. Kwart. geol. 1964, t. 8, z. 1.
7. Znosko J. — Obecny stan znajomości budowy geologicznej głębokiego podłoża pozakarpackiej Polski. Kwart. geol. 1962, t. 6, z. 4.

#### SUMMARY

The present paper deals with the realization of seismic measurements and geological drill works carried on to penetrate the Permian deposits and their basement in the area situated along the Baltic sea coast, from Szczecin to Koszalin.

The results of the works are as follows:

1. A dislocation zone is found to run along the Mielno-Koszalin line. At various periods this zone of a deep foundation (escarpment of deep basement) must also have influenced the palaeogeography of the area under study. East of this line the geological section is as follows: Silurian deposits of great thickness — carbonate-sulphate-clastic Upper Permian deposits (probably cyclothem Z<sub>1</sub> only) — Lower Triassic deposits — Middle Cretaceous deposits. These beds are tectonically almost undisturbed. West of this zone the section is different: Upper Carboniferous deposits — fairly complete salinary Permian deposits — almost complete Triassic deposits up to 1500 m in thickness — almost complete Jurassic deposits up to 1100 m in thickness. In most cases these beds are tectonically disturbed.

2. An increase in thickness of the Triassic and Jurassic deposits toward the west leads to a formation of the eastern „limb” of the apparent Kolobrzeg anti-

cline; under the Mesozoic anticlinal form, the Zechstein rests almost horizontally. The western limb of this anticline (the Trzebiatów flexure) was formed on a dislocation characteristic of a deep foundation. This, however, did not influence the palaeogeography of Permo-Mesozoic. Similarly, the structural difference existing between the Trzebiatów syncline (Turonian) and the structures occurring in the vicinities of Swidwin (Keuper) originated only due to an increase in thickness of Permo-Mesozoic toward the south, for the lower part of the Upper Permian rests in this area horizontally.

3. The northern boundary of the basin and the zone of marginal facies of the Upper Permian may stretch in an east-west direction from northern Rügen through southern Baltic Sea as far as the vicinities of Darłowo.

4. In the Upper Permian, found in the vicinities of Kolobrzeg, there are zones of wedging out, in the area of which the individual cyclothem thin out from S toward N successively: Z<sub>3</sub>, Z<sub>4</sub>, Z<sub>2</sub> and again Z<sub>3</sub>. The development of the Plattendolomit and that of the Hauptdolomit horizons seems to be, in certain parts of the area under consideration, greatly promising in search for bitumens (this zone probably continues toward the southern area of Rügen and toward the sector Usnam-Grimmen). In the cyclothem Z<sub>2</sub> potassium salts occur. The cyclothem Z<sub>1</sub> is of considerable thickness and contains salts which are not found to occur in the eastern area of Mecklenburg.

5. Deeper foundations of two known transverse faults in the Kamień anticline occur here at a relatively small depth, its top resting not deeper than 2400 m.

6. Near Szczecin, classical forms of salt pillows have been found to consist mainly of salts belonging to the cyclothem Z<sub>2</sub>; for the most part these were formed at Upper Cretaceous time. The area characteristic of the forms under consideration stretches from south-western Mecklenburg and embraces the Szczecin trough and the peripheral part of the Pomeranian paraanticlinalium.

#### РЕЗЮМЕ

Статья посвящена итогам проведения исследований пермомезозойского чехла и его основания при помощи сейсмических и геолого-буровых работ вдоль побережья Балтийского моря, на площади расположенной между Щецином и Кошалином. В процессе исследований были получены следующие данные.

1. Вдоль линии Мельно — Кошалин простирается дислокационная зона глубинного основания (уступ в глубинном основании), оказывавшая влияние на палеогеографические условия в различные периоды. К востоку от этой линии наблюдается следующий геологический профиль; силур, обладающий значительной мощностью, карбонатно-сульфатно-кластическая верхняя пермь (вероятно только циклотема Z<sub>1</sub>) — нижний триас — средний мел. Слои тектонически почти не нарушены. К западу от этой зоны геологический профиль представляется несколько иначе: верхний карбон — довольно полная соленосная верхняя пермь — полный триас, мощностью до 1500 м — почти полная юра, мощностью до 1100 м. Слои в большой степени нарушены тектонически.

2. Увеличение мощности триаса и юры в западном направлении обуславливает возникновение восточного „крыла” кажущейся антиклинали района Колобжега — под мезозойской антиклинальной формой залегает почти моноклинально цехштейн. Западное крыло этой антиклинали (Тшебятковская Флексура) сформировалось на дислокации, имеющей глубинное основание, но не влияющей на палеогеографию пермомезозоя. Также и структурные различия между Тшебятковской синклиналию (турон) и окрестностями Свидвина (кейпер) возникли вследствие увеличения мощности пермомезозоя