

Morfotektonika i ewolucja  
różnowiekowej niezgodności  
w stropie utworów karbonu  
Górnośląskiego Zagłębia Węglowego

Prace Naukowe  
Uniwersytetu Śląskiego  
w Katowicach  
nr 1952

DOMINIK JURA

Morfotektonika i ewolucja  
różnowiekowej niezgodności  
w stropie utworów karbonu  
Górnośląskiego Zagłębia Węglowego



Redaktor serii: Nauki o Ziemi  
**ANDRZEJ T. JANKOWSKI**

Recenzenci  
**JERZY LISZKOWSKI**  
**NESTOR OSZCZYPKO**

Redaktor  
GRAZYNA WOJDAŁA

Redaktor techniczny  
BARBARA ARENHÖVEL

Korektor  
MIROSLAWA ŻŁOBIŃSKA

Copyright © 2001  
by Wydawnictwo Uniwersytetu Śląskiego  
Wszelkie prawa zastrzeżone

ISSN 0208-6336  
ISBN 83-226-1045-9

Wydawca  
Wydawnictwo Uniwersytetu Śląskiego  
ul. Bankowa 12B, 40-007 Katowice

Wydanie I. Nakład: 220 + 50 egz. Ark. druk. 11,0 + wklejki.  
Ark. wyd. 18,5. Przekazano do składu w grudniu 2000 r. Podpisa-  
no do druku w lutym 2001 r. Papier offset. III kl. 80 g. Cena 23 zł

Czerny Marian Firma Prywatna GREG  
Zakłady Poligraficzne  
ul. Poezji 19, 44-113 Gliwice

## Spis treści

<b>Abstrakt</b> .....	7
<b>Wstęp</b> .....	9
<b>Zarys problematyki badań</b> .....	11
<b>Podłoże niezgodności strukturalnych w stropie utworów karbonu Górnośląskiego Zagłębia Węglowego</b> .....	23
Zagadnienie stropu karbonu .....	23
Morfostruktury litologiczne .....	24
Przegląd struktur tektonicznych .....	32
Strefa wietrzenia utworów karbonu węglonośnego .....	47
<b>Podpermska powierzchnia niezgodności</b> .....	54
Utwory graniczne, zasięg i deformacje niezgodności podpermskiej .....	54
Ukształtowanie powierzchni podpermskiej .....	58
Uwagi o rozwoju morfostrukturalnym rowu permskiego i paleogeografii ...	60
<b>Podtriasowa powierzchnia niezgodności</b> .....	67
Położenie geologiczne niezgodności podtriasowej .....	67
Morfografia niezgodności podtriasowej .....	73
Uwagi o paleogeografii i rozwoju rzeźby niezgodności podtriasowej .....	74
<b>Podjurajska powierzchnia niezgodności</b> .....	79
Położenie geologiczne niezgodności podjurajskiej .....	79
Morfologia podjurajska i uwagi o paleogeografii .....	83
<b>Podkredowa powierzchnia niezgodności</b> .....	89
Położenie geologiczne niezgodności podkredowej .....	89
Morfologia podkredowa i uwagi o paleogeografii .....	91

<b>Podmioceńska powierzchnia niezgodności</b> .....	95
Położenie geologiczne niezgodności podmioceńskiej .....	95
Główne formy ukształtowania niezgodności podmioceńskiej .....	101
Typy rzeźby podmioceńskiej .....	110
Morfostruktury niezgodności podmioceńskiej .....	112
Paleogeografia i uwagi o rozwoju niezgodności podmioceńskiej .....	114
<b>Podczwartorzędowa powierzchnia niezgodności</b> .....	123
Położenie niezgodności podczwartorzędowej .....	123
Morfologia podczwartorzędowa i uwagi o paleogeografii .....	126
<b>Podsumowanie</b> .....	129
<b>Literatura</b> .....	135
Summary .....	167
Резюме .....	172

## Abstrakt

Morfotektonikę polichronicznej i poligenicznej paleopowierzchni strukturalnej w stropie utworów karbonu Górnośląskiego Zagłębia Węglowego opracowano na jednowiekowych niezgodnościach zachowanych w spągu utworów permu, triasu, jury, kredy, miocenu i czwartorzędu. Każda z tych granic erozyjnych między sfałdowanymi i zuskokowanymi oraz zwietrzałymi utworami karbonu a pokrywami z osadów lądowych i morskich charakteryzuje się zróżnicowaną morfologią i strukturą tektoniczną.

Powierzchnia podpermska odwzorowuje kotliny synklijalne u podnóża fleksur brzeżnych zapadliska górnośląskiego, obramowanego przez pasma fałdowe krakowskie i morawsko-śląskie. W stefanie i czerwonym spągowcu górską rzeźba orogeniczna została częściowo zniwelowana, a kotliny wypełniły utwory stożków napływowych. W fazie saalskiej uaktywnił się wulkanizm i powstał tafrogeniczny rów Sławkowa.

Rzeźba górską morawsko-śląsko-krakowskiej części waryscydu i rów Sławkowa w cechszynie oraz dolnym triasie uległy dalszej denudacji. Formy wyżynne dopasowane do struktury podłoża zakryły osady terygenicznego piaskowca i retu, a w zatokach morza wapienia muszlowego sedymentowały węglany. Postwaryscyjska powierzchnia podtriasowa była pedypłeną, przemodelowaną podczas transgresji. Dalsze zrównywanie grzbietów i garbów zbudowanych z piaskowców karbońskich ożywiło się w górnym triasie i w liasie. W doggerze wzniesienia zrównała abrazja, a osady jurajskie pogrzebały relief penepłeny. Na regresywną nizinę nadmorską w dolnej kredzie wkroczyło morze cenomanu i turonu, pozostawiając osady na tarasach abrazyjnych. Niezgodności podtriasowa oraz podjurajska i podkredowa na platformie epiwaryscyjskiej zostały sfałdowane w fazach środkowoałpejskich w niecki i wały, monoklinę z fleksurami i uskokami.

W paleogenie epejrogen środkowopolski i góry nadbrzeżne Tetydy z obszarem górnośląskim uległy głębokiemu wietrzeniu i zerodowaniu. Na przełomie oligocenu i miocenu w głębokie doliny dopasowane do struktury podłoża przez inwersję wkroczyła szybka transgresja, zamieniając je 7

w kaniony podmorskie. Wyżej położone kotliny zapadliskowe zapełniły osady typu playi. Mioceńska transgresja w basenie Paratetydy pozostawiła przekraczająco ułożone osady molasowe. Powierzchnia podmioceńska o górskiej rzeźbie uległa deformacji, wyrażonej w strukturach wału metakarpackiego i rowu przedkarpackiego z homokliną podbeskidzką, zrzuconą uskokami schodowymi pod nasunięciem Karpat. W pliocenie i wczesnym plejstocenie względne wynoszenie Karpat i przedpola ułatwiło odpreparowanie reliefu podmioceńskiego na garbach i półrzębach zbudowanych z utworów karbonu. W warunkach peryglacjalnych oraz zlodowaceń Sanu i Odry utworzyła się pokrywa utworów glacialnych i powierzchnia podczwartorzędowa o rzeźbie nizinnej z deniwelacjami do 200 m.

Morfotektonika niezgodności w stropie karbonu: postorogenicznej i tafrogenicznej waryscydów, podpokrywowej i śródpokrywowych epiwaryscyjskiej platformy, postepjrogenicznej środkowoalpejskiej i przedorogenicznej młodoalpejskiej oraz postglacjalnej uzupełnia historię rozwoju brzegów basenów i łądów. Stratygraficzny i tektoniczny podział od karbonu do czwartorzędu uszczegółowiono o ewolucję klimatu i rzeźby w okresach geologicznych.

**Słowa kluczowe:** tektonika, paleogeografia od karbonu do czwartorzędu, dyskordancja, morfostruktura i morfogeneza niezgodności, paleogeomorfologia, paleoklimat, wietrzenie kopalne, sekwencje transgresywne, eustatyka, paleorzeźba orogenu, epejrogenu i kratogenu, ewolucja morfologii.

## Wstęp

Budowa geologiczna złóż węgla kamiennego, cynku i ołowiu oraz wielu surowców Górnośląskiego Zagłębia Węglowego jest szczegółowo rozpoznana, opracowana w dokumentach złóż i materiałach naukowych, które zawierają ogromną ilość różnorodnych danych o głębokiej strukturze zagłębia. Większość wyników rozpoznania geologicznego wraz z interpretacją jest zestawiona na mapach strukturalnych powierzchni różnowiekowej niezgodności w stropie utworów karbonu. Ta niezgodna granica rozdziela zagłębie na piętra strukturalne: waryscyjskie i pokrywowe. Orogeniczna struktura zapadliska górnośląskiego i tafrogeniczna rowu permiego Sławkowa są obramowane przez strefy: fałdowo-nasunięciową morawsko-śląską od zachodu i fałdowo-intruzywną krakowską od północy i wschodu. Piętro pokrywowe reprezentuje mezozoik monokliny śląsko-krakowskiej i osady miocenu rowu przedgórskiego Karpat oraz czwartorzędu (rys. 1). Niezgodność strukturalna w stropie utworów karbonu składa się z następujących jednowiekowych niezgodności: podpermiej, podtriasowej, podjurskiej, podkredowej, podmioceńskiej i podczwartorzędowej. Powierzchnia stropu karbonu charakteryzuje się zróżnicowanym ukształtowaniem, o deniwelacjach do 1500 m w przedziale wysokości od około 400 m n.p.m. do 6000 m p.p.m. (rys. 2), a także złożoną genezą.

Zgromadzone dotychczas dane z wierceń, wyrobisk górniczych i odsłoneń dotyczące położenia, wykształcenia i ukształtowania niezgodności w stropie utworów karbonu zagłębia stwarzają korzystną bazę do pogłębienia studiów nad morfologią i strukturami tektonicznymi, odwzorowanymi na przekrojach geologicznych i na mapach strukturalnych powierzchni niezgodności. Są one przedmiotem badań morfotektonicznych, prowadzących do odtwarzania rozwoju rzeźby, zakrycia osadami i pogrążania oraz deformacji. Na opracowanie ewolucji niezgodności strukturalnych jednowiekowych w stropie karbonu zagłębia, ich morfotektoniki złożyły się następujące badania: wpływu struktury podłoża na rzeźbę, rozwoju stref wietrzenia, położenia i wieku granicy erozyjnej zakrytej osadami oraz synsedymen-

cyjnej subsydencji i deformacji. Główną treść pracy stanowią opisy morfologii i tektoniki niezgodności jednowiekowych. Posłużyły one do rozszerzenia badań granic geologicznych zagłębia między zapadliskiem górnośląskim z rowem permskim a pokrywą mezozoiczną z monokliną śląsko-krakowską oraz między platformą epiwaryscyjską środkowej Europy a orogেনem Karpat z rowem przedgórskim. Niezgodna granica w stropie karbonu GZW jest opracowywana od ponad 100 lat.

Badania morfologii i osadów zakrywających oraz struktur tektonicznych niezgodności jednowiekowych GZW realizowano w ramach prac Katedry Geologii Podstawowej Uniwersytetu Śląskiego. Były to m.in.: mapa geosynoptyczna Polski (Jura, Trzepierczyński, 1985–1986), neogeodynamika GZW i mapy geologiczno-strukturalne GZW (*Atlas...*, 1994). Prace kartograficzne rozszerzono o badania litologiczno-sedymentologiczne i struktur tektonicznych na rdzeniach z 85 głębokich wierceń badawczych i dokumentacyjnych złóż węgla kamiennego, wykonanych przez Państwowy Instytut Geologiczny w Sosnowcu i Katowickie Przedsiębiorstwo Geologiczne w latach 1980–1992.

*Autor serdecznie dziękuje Profesorowi Stanisławowi Bukowemu i Profesorowi Stanisławowi Ostaficzukowi za inspirujące dyskusje i cenne uwagi. Szczególne słowa podziękowania należą się Profesorowi Jerzemu Liszkowskiemu i Profesorowi Nestorowi Oszczypcy za wiele rad i propozycji właściwych ujęć badań niezgodności, pozwalających przygotować pracę do druku. Panom dr. Januszowi Trzepierczyńskiemu i mgr. Adamowi Kotasowi wyrażam wdzięczność za wieloletnią współpracę w realizacji badań kartograficznych Górnośląskiego Zagłębia Węglowego.*

## Morphotectonics and evolution of discordances of different age present in the top surface of the Carboniferous of the Upper Silesian Coal Basin

### Summary

**Introduction.** Structural discordances of different age present in the top surface of the Carboniferous of the Upper Silesian Coal Basin (USCB) are investigated in morphotectonic research. This polychronic and polygenetic boundary of geological discordance consists of the following coeval discordances: sub-Permian, sub-Triassic, sub-Jurassic, sub-Cretaceous, sub-Miocene and sub-Quaternary. The repeated erosion of continental areas and remodelling during a transgression as well as covering of Carboniferous deposits fault and fold-flexure deformations are all reflected in differentiated configuration of discordances in the height range from about 400 m a.s.l. to 6000 m b.s.l. (Figs. 1 and 2). The relative heights of the discordances reach 1500 m.

The investigations of the geology of discordances, their morphology, covering by continental marginal sediments and deformation are carried out basing on borehole cores, mining excavations geological cross-sections and structural maps. In the research on morphostructures, discordances are helpful to investigate fossil weathering covers including climatic and hydrological factors and to analyse sequence of sediments overlaying erosion surfaces and accompanied subsidences. Reconstruction of structural relief development, its burying history, immersion and deformations are included in the morphotectonic research of discordance surfaces. The important base of this research is a detailed reconstruction of the monochronous discordances. In the investigations of morphotectonics, many methods are applied including subsurface mapping, palaeogeomorphology and structural geology. In the study of landform (structural geomorphology), weathering profiles, sedimentary investigations of the succession of preserved discordances, methods of lithostratigraphy and sedimentology of overlying deposits including analysis of sedimentation basin are used. Analytic methods of palaeogeography, historical geology, palaeoclimatology and weathering zone research are particularly important in the interpretation of discordances morphology and tectonics.

**Top surface of Carboniferous sediments.** Upper Carboniferous coal-bearing strata and underlying Dinantian and Culm sediments are covered in a mosaic pattern by Rotliegend sediments of the Sławków Graben, and Triassic, Jurassic and Cretaceous sediments of the Silesian-Cracovian Monocline. At this Variscan and Middle-Alpine basement, Miocene molasse of the Carpathian Foredeep developed. River valleys and basins are infilled by Quater-

nary sediments. The southern part of the USCB is plunged due to the overthrust of the Carpathian napes in the internal foredeep, under Moravian, Silesian, Mały, Średni and Makowski Beskid Mountains and even under Wysoki Beskid at the depth of about 5–6 km (Fig. 1, 2, Tab. 1).

The lithological structure of the Carboniferous top surface of the USCB is built of Culm silicoclastic sediments, Dinantian carbonate sediments and Silesian coal-bearing deposits. Petrographic, lithologic and sedimentologic features of these strata and series as well as their thickness are much differentiated. The Carboniferous rocks show different resistance to weathering and erosion (Tab. 3, 4). The coal-bearing siltstone and sandstone series are important structural elements of discordance configuration (Fig. 3, 4) and also the present relief of the Silesian Upland.

The tectonic structure of the USCB includes the orogenic stage of the Upper Silesian Depression, taphrogenic stage of Permian Ślawków Graben, cover stage of Middle-Polish epeirogen and molasse-overthrusting stage of the Carpathian Mountains. The Mesozoic cover of the epi-Variscan Platform and Cainozoic cover of the Carpathian Foredeep are separated from each other by discordance surfaces and divided into structural stages and substages. The structure of the Upper Silesian Depression consists of the edges of fold-intrusive zones of the Moravian-Silesian and Cracovian stages and Upper Silesian Massif in the south. Towards the centre they change into vast trough and domes (Fig. 3, 5, 6). In the depression, the older structures of a bow-like almost W-E course are represented by medium folds and lateral flexures in the northern zone and broad main fold and southern folds. Longitudinal folds with the E vergence turn towards the SW in the western part of the depression and towards the SE in the eastern part. The younger folds occur in the imposed transversal position and their course is close to N-E in the lateral western and eastern parts of the Upper Silesian Depression. The folds are accompanied by longitudinal and transverse faults. The youngest set of faults of the NNW-SSE course and partially also southern step faults are located along the Permian Ślawków Graben.

At the top surface of Carboniferous deposits of the USCB (Fig. 4), the zone of mottled weathering occurs (Fig. 8). Changes of colour from grey to mottled reach 30 m or even 100 m in the zones of oxidation and combustion of coal beds. The zones of mottled weathering represent correlation horizon of coeval discordances and they give many genetic premises to interpret morphology of discordances and form classification.

**Sub-Permian discordance.** The sub-Permian surface occurs in the northern and eastern part of the USCB (Fig. 9, 10), in the floor of Rotliegend volcano-clastic rocks of Ślawków Graben. In the Asturian and Uralian phases, the morphostructure of discordances started from folding and uplift of mountain ranges included fold-overthrust structure from the west and fold-intrusive structure from the north-east. Their denivelations reached 2000 m. According to the structure of Carboniferous sediments in the Upper Silesian Depression, the inner-mountain basin, i.e. taphrogenic Ślawków Graben developed. In the conditions of warm and dry climate, rock-mantles with carbonate and ferruginous crusts developed (Tab. 6). They were underlain by weathering zones of a thickness up to 30 m and locally up to 100 m. A consequent system of deep synclinal V-shaped valleys cut across tectonic junctions and anticlinal ranges in places of poor resistance. At the foot of Dębnik-Siewierz range, pre-eruptive series on piedmont cone with rock falls and olistholits of Myślachowice Conglomerate Formation developed (Tab. 1). Its thickness was about 200 m. In the Rotliegend, the postorogenic volcanism of Saalian phase activated and a graben of *pull-apart* type developed at the foot of melaphyritic rift volcanoes and porphyritic cone volcanoes. The Permian Trough was filled with eruptive series of porphyritic-carbonate conglomerates with volcanites of the thickness up to 150 m and tuffs of the thickness up to several tens of metres. The denivelations gradually decreased and molasses material got finer. In local basins of playa type, sandy-clay and silt material up to 600 m thick with gypsum of over-eruptive series of Ślawków Formation was deposited.

The morphotectonic of the sub-Permian surface indicates synorogenic mountain relief concordant with folded structure that reaches 500–1000 m. This discordance contains elongated valleys and depressions with overdeepenings and horsebacks at the bottom surface of the Myślachowice conglomerate. The relief shows a scissors-like Rotliegend displacement, and reflects the folded-flexural structures of the basement. The sub-Permian discordance changed its tectonic structure several times, especially in the Saalian phase and during the inversion of the graben in the Zechstein, probably with an inversion of fault throws slips of Ślawków Graben. The sub-Permian surface contains multiple deformations which developed during the Middle-Alpine and Young-Alpine phases.

The sub-Permian discordance developed in a dynamic way and it has a character of a diastrophic surface, which was formed in late-Variscan, taphrogenic (postorogenic), morphotectonic cycle (Tab. 6). It separates the fold stage of the Variscan orogen from the Zechstein taphrogenic molasse and foreland basin sub-stage, north of Upper Silesian Depression.

**Sub-Triassic discordance.** The sub-Triassic surface is very common in the USCB (Fig. 4). The beginning of its development is shown by Late-Variscan dictyogenic movements of the orogen with a surface morphotectonically discordant to low mountains (Moravian-Silesian and Siewierz-Dębnik ranges) and Ślawków basin (Fig. 9). In the Lower Triassic, dry and hot climate prevailed and sea level was uplifted by 100 m (Tab. 6). Valley network was associated with Carboniferous rocks of different resistance in synclines and subsidence depressions (Fig. 11, 12, 13). Anticlinal and half-horst humps and ranges were covered with a thick mantle of rubble-clay material with ferruginous crusts. The mantle was underlain by the zone of mottled weathering of the sub-Triassic surface of a thickness of about 15–30 m (Fig. 8).

As the coast of the Middle-Polish Sea grew towards the south, littoral deposits developed from the washing of rock-mantles and alluvia redeposition. Świerklaniec Beds filled valleys and basins up to the height of 20–25 m in the Upper Silesian coast, which showed diversified shoreline. The sub-Triassic surface was covered by Rhaetian and Muschelkalk marine carbonate sediments of the thickness up to 150 m. In the southern part of the USCB, the coast of Sudetic-Silesian land (eastern part of the Vindelitian High) occurred. Since the erosion surface had been covered in the Rotliegend, the subsidence and uplifting began, which was reflected in re-burying and transformation of the relief.

The surface of the sub-Triassic discordance represents a post-Variscan (post-orogenic and post-taphrogenic) surface and also a sub-cover surface of the epi-Variscan Central-European Platform. This surface developed in the post-Variscan morphotectonic cycle (Tab. 6) and represents a final form of a peneplanation of the fold-intrusive orogen, which shows consolidation of the Variscan orogen and termination of the isostatic movements.

**Sub-Jurassic discordance.** The sub-Jurassic surface occurs in the northern and eastern margins of the USCB and represents a Mesozoic intra-cover surface of Middle-European Platform (Fig. 4, 14). During the Old-Kimmerian epeirogenesis, a slow emergence and regression caused erosion of Keuper clays and more resistant Triassic carbonate rocks and Carboniferous coal-bearing series. Warm and semi-dry climate (Tab. 6) influenced development of the relief reversed to the basement structures - concave-bottomed valleys. Fine material was washed out but locally, rock-mantles and breccias developed. They contained carbonate conglomerates and pelitic sandstones. In the Liassic, pre-transgressive denudation, sedimentation and redeposition occurred in the floodplain and river-mouths, where material of quartzitic gravels of Polomnia Beds was accumulated. In the depressions at the riverbanks, mangroves and peat bogs developed with sedimentation of coal-bearing and dark clays. In the Dogger, the transgression impulse caused burying of sub-Jurassic discordances with marine deposits of sands and gravels, Callovian sandy marls and limestones (Tab. 1). The transgressive sediments up to 10 m thick caused significant smoothness of discordance relief in the south-east part of the USCB. In the Malm, loamy mounds developed and sedimentation of rock limestones occurred along the „Cracovian Jura”. In the areas of the Upper Silesian Coal Basin, a submerged abrasion plain probably developed.

The sub-Dogger surface in the USCB was subjected to weak deformations during the subsidence (as compared to Middle-Polish Basin) and to strong deformations in its southern part on the developing labile Tethys shelf (Old-Kimmerian phase). Main discordance deformations are younger. The sub-Jurassic surface shows features of a coastal lowland and island. The preserved thickness of the Jurassic cover, attaining 150–200 m, may indicate the changes of the morphology. The surface of sub-Jurassic discordance developed in the Old-Kimmerian epeirogenic morphotectonic cycle is a final form of the peneplanation of the coastal plain in the talassocratic conditions.

**Sub-Cretaceous discordance.** Although the sub-Cretaceous surface occurs beyond the erosional limits of the USCB, the Cretaceous sediments used to cover a large part of the Carboniferous outcrops (Fig. 4, 15). On the regression surface in the Volg (Tab. 1) and on the terraces, the Carboniferous deposits of the pre-Jurassic surface with structural benches were uncovered. In subtropical, dry climate of lower Cretaceous, lateritic weathering and denudation intensified (Tab. 6). Relative lowering of Upper Silesian terrace caused deposition of Albian pre-transgressive sands and development of abrasion forms during the transgression in the Cenomanian, Turonian and Senonian. The transgressive sediments in Cracow area and Opole Basin reached the thickness of about 100 m. This shows the relative heights of the Upper Silesian terrace in Cretaceous and relative heights of the abrasion coast on the sub-Cretaceous surface.

The sub-Cretaceous discordance was subjected to broad bending during a subsidence in Miechów, Opole and Southern Moravia Basins. Its amplitude reached several hundred metres. Main folding and faulting in the Middle-Alpine phases produced the Silesian-Cracovian Monocline and the morphostructure of the Tethys coastal mountains.

The surface of sub-Cretaceous discordance represents an intra-cover panacordation, which exceeds the limit of Cimmerian sediments. It developed in the Young-Kimmerian epeirogenic and talassogenic morphotectonic cycle. The sub-Cretaceous surface separates cover horizon built of Triassic and Jurassic sediments from the subhorizon built of Cretaceous sediments (Tab. 6). The development and covering of the sub-Cretaceous surface resulted in total peneplanation of the Upper Silesian island caused by the planation and burying of sediments in the adjacent depressions with zones of subsidence in Miechów, Opole and Southern Moravia Basins.

**Sub-Miocene discordance.** The sub-Miocene surface is a boundary of a complex morphostructure and genesis (Fig. 4, 16, 17, 18). Together with the uplifting of fold-epeirogenic mountains of a morphotectonic concordance, the area of the USCB was placed at a high coast of the Tethys. In the Palaeogene, favourable conditions to the inversion of fold structures and formation of structural escarpments and tropical basins occurred. The Tethys coast was significantly dismembered by system of flat-bottomed valleys. Erosion smoothed intervalley forms (Fig. 19, 20). In the mountain summits, the coal outcrops burnt down and regolithic covers with weathering zones developed (Fig. 21, 22, 23). In the Lower Miocene, relative lowering (folding of external Carpathians in Savian phase) and decrease of erosional force occurred, which was associated with ingressions of the Para-Tethys Sea in deep valleys, which were transformed into submarine canyons (Fig. 1). In the mountain basins, playas developed and the Kłodnica Formation was deposited (Fig. 17). The transgression in the Eggenburgian initiated filling of canyons by Carpathian molasse (formations of Sucha, Stryżawa and Zebrydowice of the thickness up to 1000 m). The overthrust of the Carpathian front in the Styrian phase and widening of the transgression in the Moravian into the bending foredeep renewed burying of Carboniferous relief by marine molasse of the Dębowiec, Skawina and Wieliczka Formations (Tab. 1). Their thickness reached 1300 m. After the third ingression in the upper Badenian, the Carpathian Foredeep in the Upper Silesia area was filled with molasse of the Gliwice Formation (up to 400 m thick). During the transgression, the mountain relief was slightly modified and only structural benches developed on the inherited crest flatnesses and plateaux (Fig. 27). In the Attic phase, after the subsequent over-

thrust of the Carpathian front, the sea basin declined and the foredeep was filled with terrestrial molasse of the Sarmatian Kędzierzyn Formation (up to 200 m thick). Then, after the Volovian phase it was filled with molasse of Sośnicowice Formation (up to 100 m thick).

The sub-Miocene formation was deformed many times, mainly by step faults in the Savian, Styrian and Moldavian phases and by the flexure (bedding) of the internal part of the Carpathian Foredeep into a sub-Beskid homocline and into the Metacarthian High in the foreland. The amplitude of bending towards the south reached 5000 m and locally 10 000 m at the distance of 50 km (Fig. 1).

The sub-Miocene surface originated in the Young-Alpine morphotectonic cycle. The folded epi-Variscan epeirogen of the Middle-European Platform was a basement of the discordance. The surface is covered by the Miocene molasses of the Carpathian Foredeep (Fig. 6).

**Sub-Quaternary discordance.** The sub-Quaternary surface is formed by patchy glacial sediments, which cover the Carboniferous, Permian, Mesozoic and Neogenic strata in valleys and hills. In the late Pliocene, in moderate climate with dry periods, washing and weak erosion predominated. Locally, fluvial accumulation of the material from Sudetic and Carpathian Mountains occurred (Gozdnica Series and Sośnicowice Gravels). In eo-Pleistocene, the lowering of erosion base by 150 m (Tab. 1) accelerated the stripping of resistant rocks from the cover of Neogene sediments together with plateaux and hills of the sub-Miocene surface (Fig. 28, 29). In the meso-Pleistocene, the area studied was covered by the ice sheet, which renewed erosion in the exposed valleys with periodical accumulation of fluvial erosion. The covering of the erosional surface was initiated by the sediments of South-Polish glaciation, which were then partially eroded before the Odranian glaciation. The sediments of the Odranian glaciation are widely spread together with a postglacial relief with sandurs, kames and moraine hills. In the neo-Pleistocene, periglacial erosion was rather limited and also accumulation of the Vistula river was not significant.

The sub-Quaternary surface was subjected to strong glacioisostatic movements with a clear uplift after the Odranian deglaciation. Its amplitude reached 50 m. The glacial flexure overlapped with geodynamic deformations of the Carpathian Foredeep and Metacarthian High. These deformations represented derivatives of isostatic compensation of stresses between the Carpathians pushed towards the east and north-east and grabens pulled back to its foreland.

The sub-Quaternary discordance originated in the top surface of the Carboniferous sediments of the USCB in the sculpturing glacial cycle as a discontinuous uncovered from the Miocene sediments and a concordance, which developed on their basement. It is a partially formed discordance, which still develops with significant anthropogenic transformations, especially caused by mining.

Доминик Юра

### Морфотектоника и эволюция разновозрастного несогласия в кровле образований карбона горно-силезского угольного бассейна

Резюме

Предметом морфотектонических исследований является разновозрастное структурное несогласие в кровле образований (пластов) карбона горно-силезского угольного бассейна (GZW). Эта разновозрастная и полигенная геологическая граница сложена разновозрастными несогласиями: допермскими, дотриасовыми, доюрскими, домеловыми, домиоценовыми и дочетвертичными. Образования карбона многократно были эродированы, перекрывались поздними отложениями и деформировались. Морфология поверхности кровли карбона и тектонические структуры находят свое выражение в дифференцированном характере несогласия с амплитудами поверхности до 1500 м в пределах высот от 400 м до 6000 м над уровнем моря (рис. 1, 2).

Исследования геологического строения несогласия, его морфологии, перекрытия и деформации проведено на образцах керна и в горных выработках, а затем обработано картографически на геологических разрезах и структурных картах. В разработках морфоструктур несогласия полезны были исследования ископаемых кор выветривания с учетом климатических и гидрологических факторов, а также с учетом анализа последовательности отложений, перекрывающих эрозионные поверхности и сопровождающие проседание. В разработке морфотектоники несогласия был использован ряд методов исследования из таких наук как, глубинная картография, палеогеоморфология, геоморфология, тектоника, а также литостратиграфия и седиментология перекрывающих пород с седиментационным анализом. Особую роль в интерпретации характера несогласия играют аналитические методы палеогеографии, исторической геологии, геологии палеоклиматов и областей выветривания.

**Несогласия в кровле карбона.** Образования верхнего карбона, а также подстилающие образования динанта и кульма, мозаично перекрываются отложениями красного лежня прогиба Славкова, триаса и юры силезско-краковской моноклины, а также миоцена предкарпатского прогиба. Долины рек и котловины выполнены четвертичными отложениями. Южная часть GZW погружена в результате сброса надвинутых блоков Карпат во внутренней части предгорного (краевого) прогиба. Отложения карбона встречаются в Бескидах Моравских, Силезских, Малых, Средних и Маковских, а также в Бескидах Высоких на глубине ниже 5–6 км (рис. 1, 2, таб. 1).

Литологическую структуру поверхности кровли карбона GZW представляют кремнекlastические образования кульма, карбонатные – динанта и угленосные – силеза. Петрографо-литологическая характеристика и мощности этих пластов и серий пород сильно дифференцированы. Породы карбона характеризуются разной устойчивостью к выветриванию и эрозии (таб. 3, 4). Важными структурными элементами формирования несогласий являются угленосные, аргиллитовые и песчаные серии пород (рис. 3, 4), которые также влияют на характер рельефа Силезской возвышенности.

В тектонической структуре GZW выделяются орогенный этаж верхнесилезского прогиба и тафрогенический этаж пермского прогиба Славкова, покровный этаж епейрогена среднепольского и моласово-надвиговый этаж Карпат. Мезозойский покров эпиварисцийской платформы и кайнозойского предгорья Карпат разделены поверхностями несогласия на структурные этажи и подэтажи. Структуру прогиба образуют окраины складчато-интрузивных моравско-силезской и краковской областей и верхнесилезского массива на юге, которые переходят в обширные впадины и купола в центральной части (рис. 3, 5, 6). В прогибах более древние полукруглые структуры, имеющие направление близкое к экваториальному, широко представлены складками среднего размера и краевыми флексурами в северной полосе, а также крупными складками главного и южного направлений. Вытянутые в южном направлении складки меняют направление простирания на юго-западное в западной части прогиба и на юго-восточное в восточной части. Более молодые складки, имеющие меридиональное простирание, на западных и восточных окраинах прогибов наложены поперек. Складки сопровождаются продольными и поперечными разрывами. Самыми молодыми являются группа разрывов направления северо-северо-запад – юго-юго-восток и частично меридиональные ступенчатые разрывы, сгруппированные вдоль пермского прогиба Славкова.

В кровле образований карбона GZW находится зона пестроцветного выветривания (рис. 8). Зоны пестроцветного выветривания являются корреляционным уровнем разновозрастных несогласий и несут генетическую информацию, помогающую в интерпретации морфологии несогласий и классификации форм.

**Несогласие подошвы перми** расположено в северной и восточной части GZW (рис. 9, 10), в основании вулканокластических образований красного лежня прогиба Славкова. Морфоструктура несогласия начала формироваться в астурийской и уральской фазах в результате смятия и поднятия горных цепей в результате процессов надвигово-складчатых с западной стороны и складчато-магматических с северо-востока, имеющих денивеляцию до 2000 м. В условиях теплого и сухого климата происходило выветривание с образованием известковых и железистых кор, подстилаемых выветрелой зоной мощностью до 30 м, локально – до 100 м. Последовательная сеть глубоких борозд и синклинальных долин разрежала тектонические узлы и антиклинальные хребты в местах, где породы характеризуются более слабой устойчивостью. В подножье дембницко-северского хребта скопилось доэруптивная серия на конусах предгорных равнин с обрывами и олистолитами формации мысляковских конгломератов мощностью порядка 200 м. В красном лежне активизировался посторогенный вулканизм фазы саальской и образовалась впадина типа *pull-apart* у подножья щелевых вулканов мелафировых и конусовых – порфировых. Впадины заполнились эруптивной серией порфирово-изветковых конгломератов с вулканитами мощностью до 150 м (в основном во впадине Болеслава) и туфами мощностью до нескольких десятков метров (в основном во впадине Непоразу), (рис. 9). Неровности поверхности (денивеляция) постепенно уменьшались, а молласовый материал становился все более мелкообломочным. В локальных бассейнах типа *playa* отлагались песчанисто-шламовые и глинистые с гипсом образования серии доэруптивной формации Славкова (Тарновские Гуры и Кшикава) мощностью до 600 м.

Поверхность домолласового пермского несогласия многократно меняла тектоническую структуру, особенно в фазе саальской, и во время инверсии впадины в цехштейне с возможной инверсией направления сбросов рова Славков. Поверхность подошвы перми суммирует многократные деформации, записанные в формировании более молодых несогласий GZW – подошв триаса, юры, мела, миоцена и четвертичных отложений.

Несогласие подошвы перми развивалась динамично и имеет характер диастрофической поверхности, образованной в поздневарисцийском, тафрогеническом (посторогенном) морфотектоническом цикле (таб. 6). Делит оно складчатый этаж варисцийского орогена от подэтажа молласового тафрогенического и предгорного в цехштейне на севере от горно-силезской впадины.

**Несогласие подошвы триаса** является широко распространенным в GZW (рис. 4). Начало его образования обозначили поздневарисцийские движения гор, имеющих дискордантную поверхность морфотектонического несогласия с низкими горами (моравско-силезская и северско-дембницкая полосы) и с котловинами (Славков и Липас). В нижнем триасе климат был сухой и горячий, также происходило постепенное поднятие уровня моря до 100 м (таб. 1). Разная устойчивость пород карбона в синклиналях и котловинах нашла свое выражение в сети долин (рис. 11, 12, 13). Антиклинальные и частично эрозионные возвышенности и хребты покрывала мощная обломочно-пелитовая зона выветривания с железными корами, которая подстилала зону пестрого выветривания в Суминах мощностью порядка 15–20 м. Прибрежные осадки разрастающегося на юг среднепольского моря образовывались в результате размыва выветрелых пород и переотложения аллювия. Шверклянецкие образования выполнили долины и котловины до высоты 20–25 м на горно-силезском побережье, имеющим изрезанную затоковую береговую линию. Поверхность подошвы триаса была перекрыта морскими осадками пета и ракушечника мощностью до 150 м. В южной части GZW находилось побережье судетско-силезского материка.

С момента перекрытия эрозионной поверхности пестрого песчаника началась субиденция и поднятие, которое выразилось и в смене рельефа. Существенные деформационные перемены нашли отражение в морфотектонических структурах более молодых поверхностей несогласия GZW.

Поверхность несогласия подошвы триаса является несогласием посторогенным и постафрогенным, которая одновременно является также подошвой эпиварисцийской средневропейской платформы. Это несогласие образовалось в постварисцийском цикле морфотектоническом (таб. 6) и является финальной формой выравнивания складчато-интрузивного орогена, которое свидетельствует о консолидации варисцийского орогена и о затухании изостатических подвижек.

**Несогласие подошвы юры** протягивается в северной и восточной окраинах GZW, как поверхность мезозоя средне-европейской платформы (рис. 4, 14). Во время нижне-кimmerийского эпейрогенеза медленное поднятие и регрессия вызвали эрозию глистых отложений кейпера и более твердых пород – известняков триаса и образований карбона. Теплая и сухая морфоклиматическая обстановка способствовала развитию рельефа, обратного по отношению к структурам основания – вогнутых долин. Мелкий материал вымывался и локально сохранился покровы кор выветривания и брекчии с Лисова, карбонатные конгломераты и песчаники. В лейасе продолжались дотрансгрессивная денудация, седиментация и переотложение на заливной равнине с устьями долин, в которых аккумулировался материал кварцевого щебня слоев полемских. В понижениях в берегах заливались леса и развивались торфяники с седиментацией угленосных прослоек блановицких и темных глин. В доггере трансгрессия вызвала перекрытие несогласия подошвы юры морскими осадками – песком, щебнем, песчанистыми мергелями и известняками (таб. 1). Трансгрессивные образования мощностью порядка 10 м указывают на сильное

выравнивание рельефа несогласия в северо-восточной части GZW. В мальме вдоль „юры краковской” развивались иловые холмы и продолжалась седиментация известняков, а на территории GZW протягивалась подводная эрозионная равнина.

Поверхность подошвы доггера на территории GZW подверглась слабым деформациям во время субиденции по отношению к среднепольскому бассейну и очень сильным подвижкам в южной части на образующимся нестабильном шельфе Тетиды (позднекimmerийская фаза). Главные деформации несогласия – более молодые. Поверхность подошвы юры образовалась в раннекimmerийском эпейрогенетическом морфотектоническом цикле. Доюрская панкорданция внутри осадочного покрова эпиварисцийской средне-европейской платформы (рис. 6) является финальной формой выравнивания морской впадины в талласократических условиях.

**Несогласие подошвы мела** с ниже лежащими породами наблюдается за эрозионными границами GZW, тем не менее меловые породы покрывали значительную территорию с породами карбона (рис. 4, 15). На поверхности регрессии волги (таб. 1) и на террасах обнажаются породы карбона (поверхности несогласия с юрой) с формами клифовых структур. В субтропических, все более сухих условиях нижнего мела усилилось латеритное выветривание и денудация (таб. 6). Относительное понижение горносилезской террасы привело к отложению дотрансгрессивных песков альба и образованию абразивных форм во время трансгрессии в сеномане, туроне и сеноне. Трансгрессивные образования в районе Кракова и в опольской впадине имеют мощность около 100 метров, которая является отражением степени денивеляции горносилезской террасы в меле, а также форм абразивного побережья на домеловой поверхности.

Характер домелового несогласия нарушается во время субиденции в меховской, опольской и моравской впадинах при амплитудах порядка нескольких сотен метров. Главные периоды складкообразования и образования дизъюнктивных нарушений в средне-альпийских фазах определило образование силезско-краковской моноклинали и морфоструктуру прибрежных гор Тетиды.

Поверхность домелового несогласия является панкордантной внутри осадочного покрова и дискордантной, выходящей за пределы развития киммеридов. Это несогласие образовалось в эпейро- и талласогеническом позднекimmerийском морфотектоническом цикле. Домеловая поверхность разделяет этаж осадочных пород триаса и юры от подэтажа, образованного породами мела (таб. 6). Формирование и перекрытие домеловой поверхности вызвало полное выравнивание горносилезского острова, в результате планации и погребения под осадками окружающих вытянутых впадин с зонами субиденции в бассейнах: меховском, опольском и южно-морвском.

**Поверхность подошвы миоцена** является границей, имеющей сложную морфоструктуру и генезис (рис. 16, 17, 18). Одновременно с поднятием складчато-эпейрогенических гор, характеризующихся морфогенетической конкорданцией, территория GZW располагалась на высоком берегу Тетиды. В палеогене в породах, подстилающих карбон были условия определившие инверсию складчатых структур и образование структурных порогов и тропических впадин. В олигоцене прибрежные горы Тетиды были изрезаны системами плоскодонных долин. Обратная эрозия сгладила формы, находящиеся на водорозделах (рис. 19, 20). На горных хребтах выгорели угольные слои и образовались покровы реголитов и зоны выветривания (рис. 21, 22, 23). В нижнем миоцене проявилось относительное понижение (складкообразование внешних Карпат в савской фазе) и уменьшение интенсивности эрозии в связи с ингрессией моря Паратетиды в глубокие долины с образованием прибрежных каньонов (отложение формации с Завой), а в горных впадинах образовались осадки, относящиеся к формации клодцкой. Трансгрессия в эген- 175

буржане дала начало выполнению каньонов карпатской молассой (мощные до 1000 м формации с Сухей, Стрышавы и Зебжидовиц). Надвиг фронта Карпат в стырийской фазе и расширение трансгрессии в моравияне охватившей развивающуюся предгорную впадину возобновило перекрытие рельефа карбона формациями молассовыми: дембовицкой, скавиньской и велицкой, имеющими мощность до 1300 м (рис. 24, 25, 26). После третьей ингрессии в верхнем бадене предкарпатский ров выполнили осадки гливицкой формации, имеющие мощность до 400 метров. Во время трансгрессии горная резьба была незначительно изменена, только структурные клифы развивались на плоских участках хребтов и на плоскогорьях. В аттицкой фазе после очередного надвига фронта Карпат исчезло море, а ров был заполнен континентальной молассой кендзежинской формации сармата мощностью до 200 м, а позднее воловской фазы – отложениями формации сосницевецкой, имеющей мощности до 100 м.

Домиоценская поверхность была неоднократно деформирована, в основном ступенчатыми сбросами в фазах савской, стырийской и молдавской, а также при прогибании моноклинали во внутренней части предкарпатского прогиба и метакарпатского вала на предгорьях. Амплитуда прогиба на юге имела 5000 метров и на отрезке в 50 км – до 10 000 м (рис. 1, 4).

Домиоценская поверхность образовалась в позднеальпийском морфогенетическом цикле. Основанием дискорданции является складчатый эпейроген эпиварисский центрально-европейской платформы. Поверхность эту перекрывают предгорные молассы Карпат (таб. 6).

**Несогласие подошвы четвертичных отложений** образуют породы гляциальные, перекрывающие отложения карбона, а также перми, мезозоя и неогена в долинах и на возвышенностях. В позднем плиоцене в условиях умеренного климата с сухими периодами были развиты смыв и слабая встречная эрозия и локально речная аккумуляция материала с Карпат и Судетов. В эоплейстоцене понижение уровня эрозии ускорило препарирование твердых пород неогена вместе с формами плоскогорий и возвышенностей поверхности подмиоценской (рис. 28, 29). В мезоплейстоцене имели равные периоды оледенения, оживляющие эрозию в отпрепарированных долинах с периодической аккумуляцией речных осадков. Перекрытие эрозийных поверхностей начинается с отложений южнопольского оледенения, которые позднее были частично эродированы перед оледенением Одры. Отложения оджанские развиты широко и отражают послегляциальную резьбу рельефа с сандрами, кемовыми и моренными возвышенностями. В неоплейстоцене слабо отразилась перигляциальная эрозия и отложения, отвечающие оледенению Вислы.

Дочетвертичная поверхность подвергалась гляциоизостатическим движениям с амплитудой до 50 м с выраженным выносом материала в межледниковый период Одра. Прогибы связанные с деятельностью ледников накладывались на геодинамические формации предкарпатского прогиба и метакарпатского вала, которые были связаны с изостатической разгрузкой напряжений, возникших между смещающимися на восток и северо-восток Карпатами и отходящими прогибами на предгорьях Карпат.

Поверхность несогласия дочетвертичного в кровле пород карбона GZW образовалась в гляциологическом цикле образования рельефа и представляет собой дискорданцию, одпрепарированную из-под осадков миоцена и конкорданцию, определенную характером подстилающих пород. Это несогласие, которое не до конца сформировалось, находящееся в развитии в связи с сильными изменениями антропогенными, вызванными в основном горной эксплуатацией.