

FAULT PATTERN IN THE POLISH LOWLANDS AND ITS BEARING ON THE PERMIAN-MESOZOIC EVOLUTION OF THE AREA

UKD 551.243:551.736/.76.02:551.836/.86(084.3)=20(438:251)

Presumptions concerning the influence of fault activity on the evolution of the Polish Lowlands during the Permian and Mesozoic have long been advanced in the geological literature (e.g. 2, 3, 5, 6, 16). They were based at first upon rather scarce data, derived mainly from scattered deep boreholes. Fault activity was then suggested by the locally observed sharp contrasts in the thickness and facies pattern, disturbing the otherwise simple picture of sedimentation in epeiric basins.

The stock of information, constantly growing in recent years, has enabled the teams of scientists from the Geological Institute in Warsaw to synthesize many palaeogeographic problems either on a scale of a particular region (13, 14, 17) or a part of stratigraphic sequence (4, 7, 8, 11, 18, 19), or else on a scale of the whole Polish Lowlands (1, 12, 15). A dense grid of the reliable seismic reflection profiles, characterizing the entire Permian-Mesozoic structural complex, became the basis of preparation of the tectonic map of this complex (20).

Using these new data an attempt has been made at the more thorough analysis or the fault-controlled sedimentary processes. Major faults and fault zones have been extracted from the tectonic map (Fig. 1). These are probably mostly late Variscan or earlier faults, which delimited the blocks of sub-Permian basement and were being rejuvenated during the Permian and Mesozoic. Most important sedimentation features have then been drawn from various sources mentioned above and plotted against the fault pa-

tern (Figs. 2—7). Selection of these features and subdivision into evolutionary stages, presented on separate maps are, however, somewhat arbitrary. The small-scale maps represent in a short review rather a general methodological approach to the problem than its detailed examination. The latter should be based on the palaeogeographic maps — not available at present — of every chronostratigraphic stage or substage. In that case a semi-quantitative estimation of the faults' role and the exact timing of their activity would be possible.

Even with these reservations, a comparison between the position of faults and essential trends of the basin evolution in different periods shows at a first glance that both these elements very often coincide surprisingly well (Figs. 2—7), the influence of faults manifesting itself in various ways. Apparently, the faults in sub-Permian basement were responsible for the differentiated vertical movements of its blocks during the Permian and Mesozoic times, forming a mosaic of interdependent palaeotectonic units with continually changing arrangement. Shorelines of the successive basins were forced to adjust to the faulted boundaries of blocks, and changes of facies and thickness resulting from the above differentiation must have been most distinct along these same boundaries.

General sequence of the Mesozoic events in the area implies the existence of several relatively short periods of the maximum quiescence, when the influence of faults was weak or not detectable at all. The-

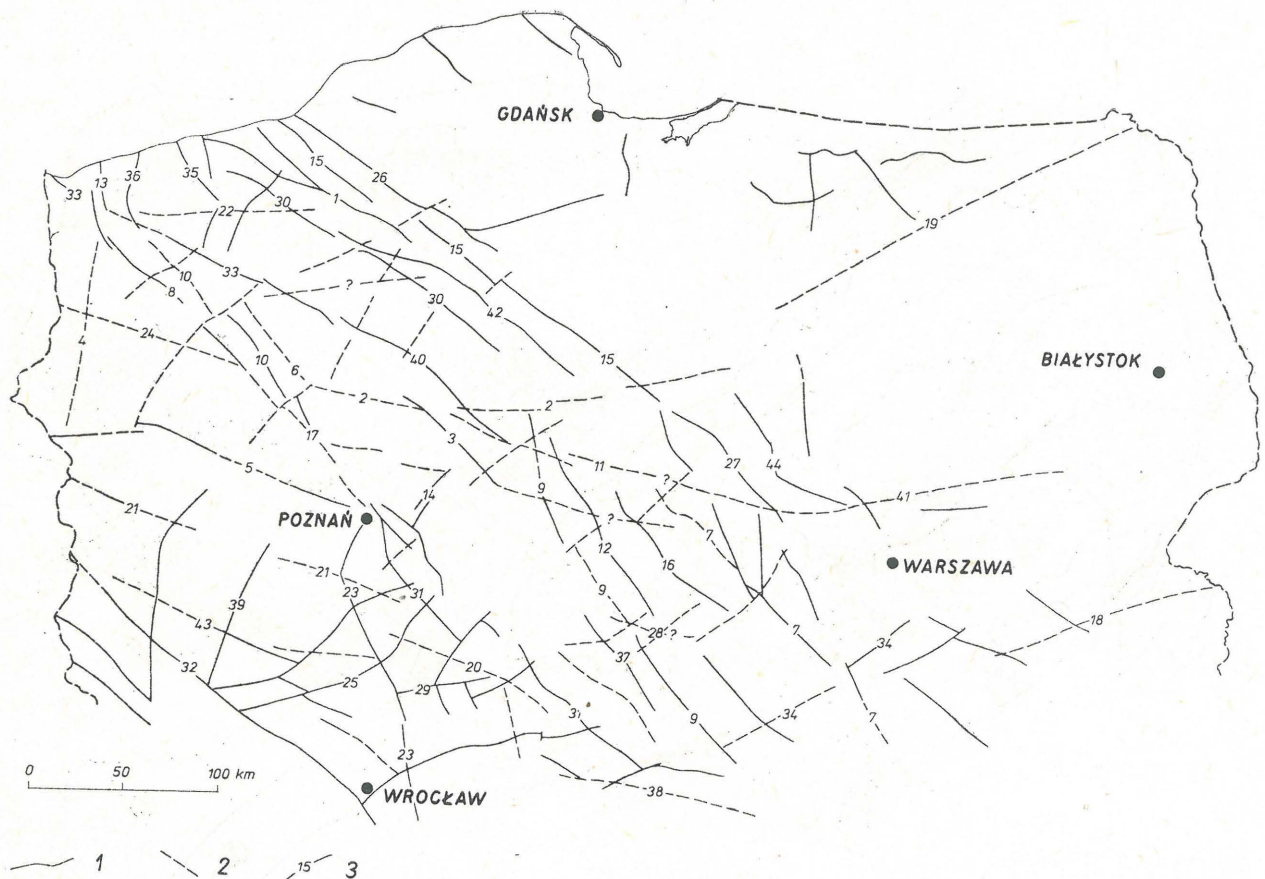


Fig. 1. Major faults and fault zones in the Polish Lowlands.

1 — faults and fault zones in the Permian-Mesozoic structural complex (mainly in its lower part) after the reflection seismic data, 2 — presumed faults and fault zones in the sub-Permian strata after the structural features of the Permian-Mesozoic complex (alignment of anticlines, increased structural gradients, changes in structural trends and structural style), 3 — names of faults: 1 — Biesiekierz-Wierzchowo, 2 — Chodzież-Brodnica, 3 — Damasławek-Mogilno, 4 — Dolna Odra, 5 — Dolna Warta, 6 — Drawsko-Chodzież, 7 — Gąbin-Raducz-Mogielnica, 8 — Goleniów-Krzyż, 9 — Gopło-Pabianice-Piotrków, 10 — Grzeżno-Cziopa, 11 — Inowrocław-Włocławek-Warszawa, 12 — Izbica-Kłodawa, 13 — Kamień, 14 — Kłecko, 15 — Koszalin-Chojnice-Tuchola-Chelmża, 16 — Kutno, 17 — Krzyż-Szamotuły, 18 — Łuków-Biała Podlaska, 19 — Olsztyn, 20 — Ostrów, 21 — Osno-Srem, 22 — Płoty-Grzmiąca, 23 — Poznań-Oleśnica, 24 — Pyrzyce-Krzyż, 25 — Rawicz, 26 — Sianów-Polanów, 27 — Sierpc, 28 — Sierpów-Skierniewice, 29 — Sulmierzyce, 30 — Szczecinek-Debrzno, 31 — Środa-Jarocin-Kalisz-Szczerców, 32 — Środka Odra, 33 — Swinoujście-Drawsko, 34 — Tomaszów-Nowe Miasto-Grójec, 35 — Trzebiatów, 36 — Trzebieńszów-Koplińno, 37 — Uniejów, 38 — Wieluń-Kodrąb, 39 — Wolsztyn, 40 — Wyrzysk, 41 — Wyszków, 42 — Zamarte, 43 — Zielona Góra, 44 — Żuromin-Płońsk.

se were following periods, characterized also by the maximum expansion of the basin: Lower Bunter (earliest Triassic), Middle Triassic Muschelkalk, middle and late Early Jurassic, late Middle and early Late Jurassic, and early Late Cretaceous. During intervening periods the tectonic activity was stronger, three of them being times of more fundamental rebuilding of the territory, namely: latest Triassic — earliest Jurassic, latest Early Jurassic — early Middle Jurassic and latest Jurassic — earliest Cretaceous. Just at that times the mobility of the basin and the fault operation were most remarkable.

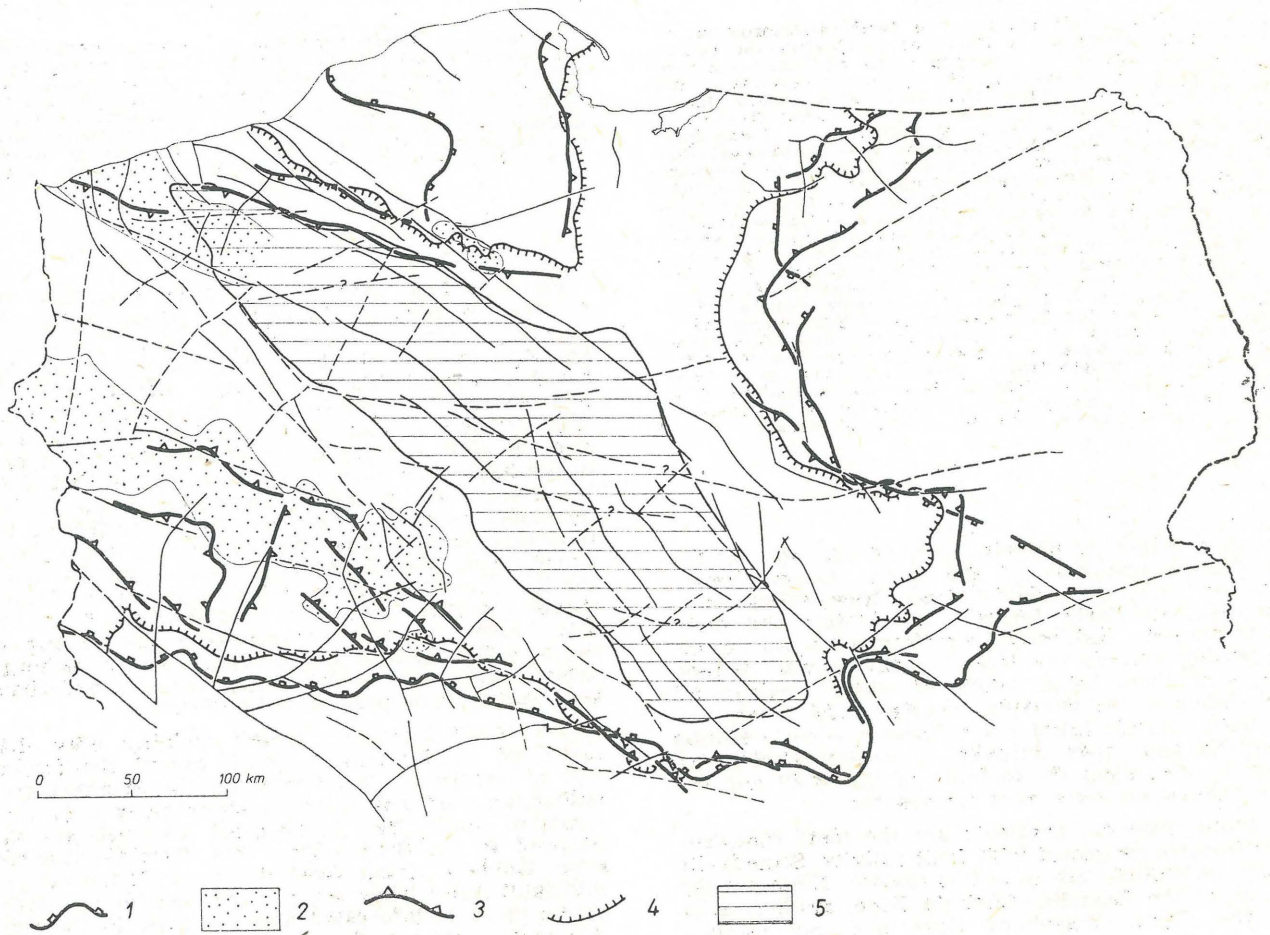
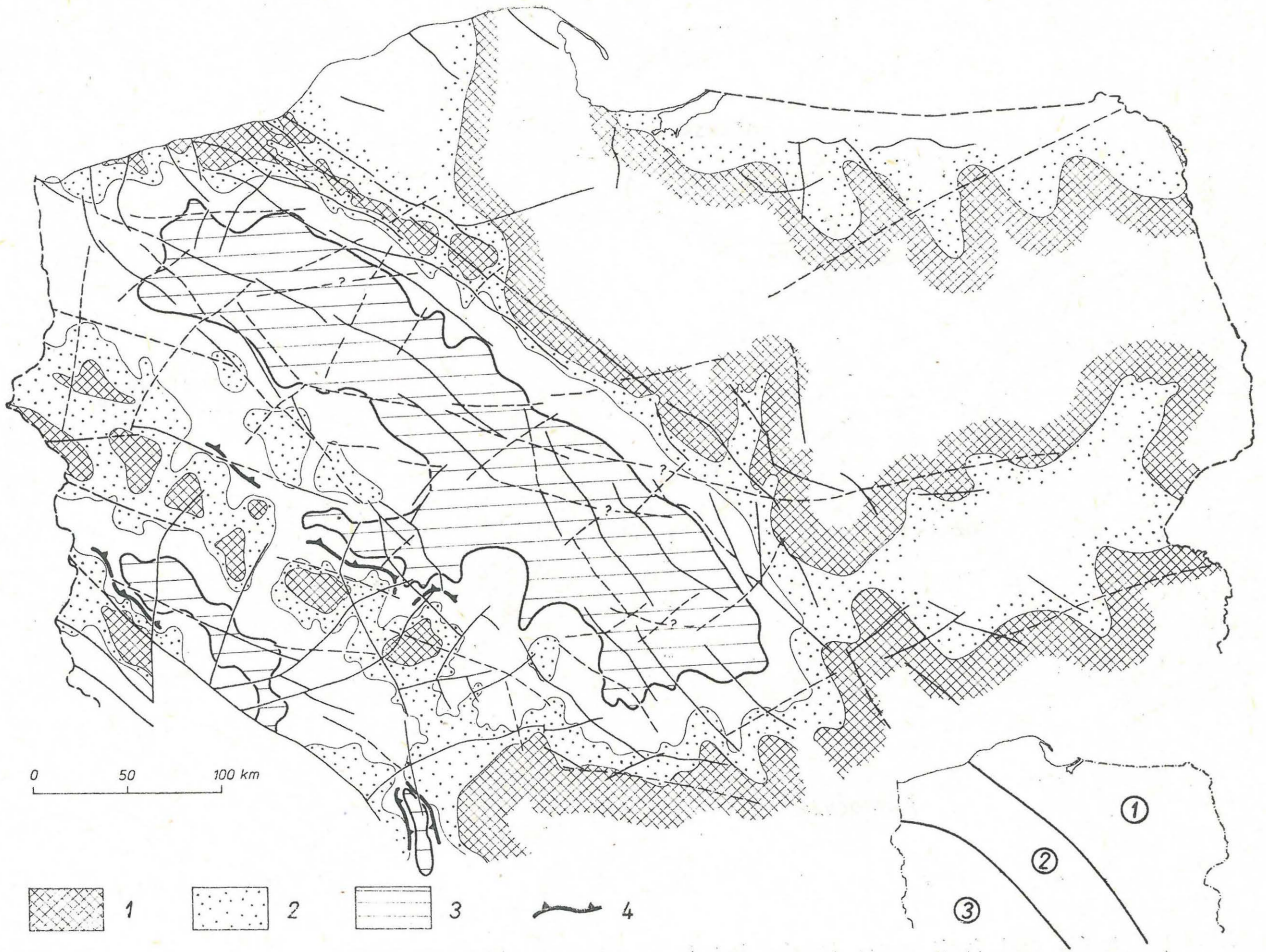
Steep thickness gradients are the most conspicuous features connected with fault activity. Some faults were particularly active in this respect. These are the faults of the Koszalin-Chelmża Zone, southern part of the Gąbin-Mogielnica Zone and the Gopło-

Ryc. 1. Główne uskoki i strefy uskokowe na Niżu Polskim.

1 — uskoki i strefy uskokowe w permsko-mezozoicznym kompleksie strukturalnym (głównie w jego dolnej części) wg danych sejsmiki refleksyjnej, 2 — przypuszczalne uskoki i strefy uskokowe w warstwach podpermskich wg cech strukturalnych kompleksu permsko-mezozoicznego (linijne ułożenie antyklin, zwiększone gradienty strukturalne, zmiany w kierunkach i stylu strukturalnym), 3 — liczby oznaczające nazwy uskoki: 1—44, jak w objaśnieniach angielskich.

—Piotrkow Zone (for example Figs. 4 and 5). The first two of them are the segments of the well known Tornquist-Teisseyre Zone, a part of the south-west boundary of the old East European Platform. Although the rapid thickness changes affected most often those parts of sequence which were deposited during the periods of tectonic instability, it should be stressed here — since only the most important gradients have been shown in the figures — that there was hardly any period in the evolution of the last mentioned zones in which they did not influence the thickness pattern. The other zones of lesser significance were the Goleniów-Krzyż-Szamotuły Zone, the Pyrzyce-Krzyż Zone and segments of the Damasławek-Mogilno Zone (for example Figs. 5 and 7). The whole system marks generally the borders of the so-called Central (mid-Polish) Furrow, although these borders were not absolutely constant and changed slightly their position with time.

Periods of increased tectonic mobility were characterized i.a. by tension which caused the formation of narrow (2—3 km wide on the average) syn-sedimentary grabens or half-grabens along some segments of faults. Best investigated are such grabens adjacent to the Środa-Szczerców, Kamień, Trzebieńszów-Koplińno, Krzyż-Szamotuły and Płońsk-Zuromin fault zones. They are situated between two arms of the upwards bifurcated deep fractures in the sub-Permian basement. Two stages of their generation



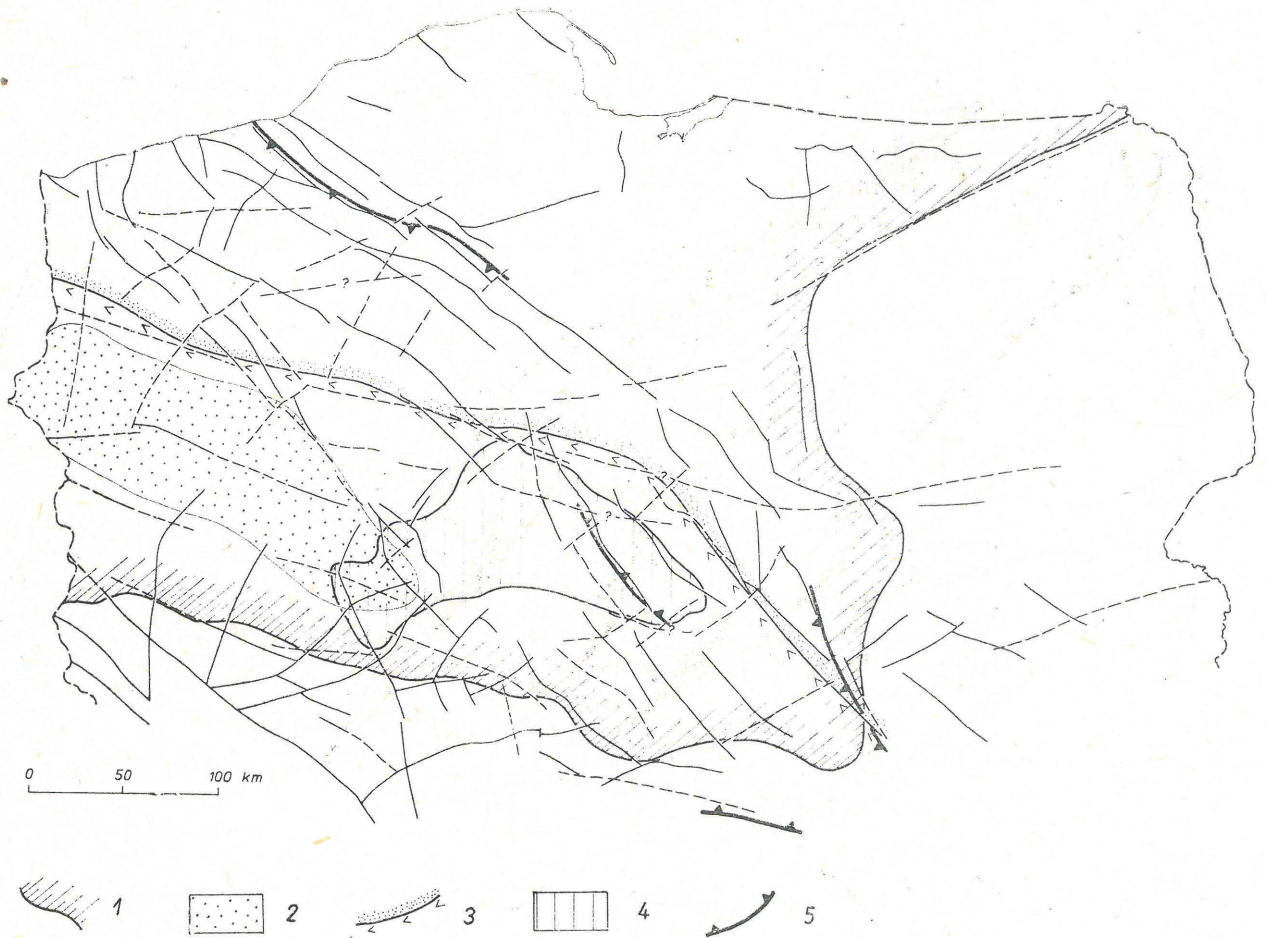


Fig. 2. Upper Rotliegende (after J. Pokorski (15), simplified).

1 — areas devoid of sediments, 2 — conglomerates and sandstones, thickness less than 100 metres, 3 — prevailing shales and siltstones, thickness more than 400 metres, 4 — zones of increased thickness gradients. Fault pattern as in Fig. 1. Numbers in circles on the side-map: 1 — East-European Platform (Precambrian crystalline rocks and Vendian through Carboniferous platform cover in the pre-Permian basement), 2 — Central Furrow (pre-Permian basement mostly unknown — ?) in general Carboniferous in platform development), 3 — Fore-Sudetic area (Variscan folded belt in the pre-Permian basement).

Ryc. 2. Górny czerwony spągowiec (wg J. Pokorskiego — 15, uproszczone).

1 — obszary pozbawione osadów, 2 — zlepniecie i piaskowce, miąższość mniejsza od 100 m, 3 — przeważające łłowce i mułowce, miąższość większa od 400 m, 4 — strefy zwiększonych gradientów miąższości. Układ uskocków jak na ryc. 1. Liczby w kółkach na mapie bocznej: 1 — platforma wschodnioeuropejska (w podłożu permu prekambryjskie skały krystaliczne i wendyjsko-karbońska pokrywa platformowa), 2 — bruzda centralna (podłożo permu przeważnie nieznanne — (?) ogólnie karbon w rozwoju platformowym), 3 — obszar przedsuddecki (w podłożu permu waryscyjskie pasmo fałdowe).

Fig. 4. Triassic (after H. Senkowiczowa, A. Szyperko-Sliwczyńska, I. Gajewska (1, 11, 14, 19), partly simplified).

1 — extent of purely shale facies in the Lower Bunter, 2 — extent of stratigraphic gaps in the Middle Bunter, 3 — boundary between two principal facies of the Upper Bunter: carbonates with sandstones and siltstones (to the north) and carbonates with shales, anhydrite and rock salt (to the south), 4 — extent of rock salt in the Lower Gypsiferous Beds (Keuper), 5 — zones of increased thickness gradients of the Bunter. Fault pattern as in Fig. 1.

Ryc. 4. Trias (wg H. Senkowiczowej, A. Szyperko-Sliwczyńskiej i I. Gajewskiej — 1, 11, 14, 19, częściowo uproszczone).

1 — zasięg czysto ilastej facji dolnego piaskowca pstrego, 2 — zasięg luk stratygraficznych w środkowym piaskowcu pstrym, 3 — granica dwóch głównych facji retu: skały węglanowe z piaskowcami i mułowcami (od północy) oraz skały węglanowe z łłowcami, anhydrytem i solą kamienną (od południa), 4 — zasięg soli kamiennej w dolnych warstwach gipsowych (kajper), 5 — strefy zwiększonych gradientów miąższości piaskowca pstrego. Rozkład uskocków jak na ryc. 1.

Fig. 3. Zechstein (after R. Wagner, T. Peryt, T. Piątkowski and E. Czajor (15), simplified).

1 — slopes of carbonate barriers in the Ca1 member (Zechstein-kalk) of the Z1 cycle, 2 — intrabasinal shoals in the Ca1 member, 3 — slopes of carbonate barriers in the Ca2 member (Hauptdolomit) of the Z2 cycle and selected zones of increased thickness gradients, 4 — extent of rock salt in the Z2 cycle, 5 — approximate extent of the central part of the basin in the Z4 cycle — zuber facies (rock salt + clay), thickness more than 150 metres. Fault pattern as in Fig. 1.

Ryc. 3. Cechsztyń (wg R. Wagnera, T. Peryta, T. Piątkowskiego i E. Czajora — 15, uproszczone).

1 — zbocza barier węglanowych w wapieniu cechsztyńskim cyklu Z1, 2 — płycizny wewnątrzbasenowe w wapieniu cechsztyńskim, 3 — zbocza barier węglanowych w dolomicie głównym cyklu Z2 i wybrane strefy zwiększonych gradientów miąższości, 4 — zasięg soli kamiennej w cyklu Z2, 5 — przybliżony zasięg środkowej części basenu w cyklu Z4 — facja zuberów, miąższość większa od 150 m. Rozkład uskocków jak na ryc. 1.



Fig. 5. Uppermost Triassic and Lower Jurassic (after Z. Deczkowski, I. Gajewska (9, 10), I. Gajewska (1, 11, 13, 17), R. Dadlez (1, 13, 17), R. Dadlez, J. Kopic (4), Tectonic map (20), simplified and partly modified).

1 — approximate extent of the regional pre-Rhaetian erosion (lack or reduced thickness of the Keuper Upper Gypsiferous Beds), 2 — approximate extent of the regional pre-Jurassic erosion (lack of the Upper Rhaetian); 1 and 2 except for local gaps connected with salt anticlines, 3 — narrow synsedimentary grabens with increased thickness of the uppermost Triassic and Lower (partly Middle?) Jurassic, 4 — extent of the major gaps in the lower and middle part of the Lower Jurassic, 5 — zones of increased thickness gradients of the Lower Jurassic. Fault pattern as in Fig. 1.

are again beyond doubt: at the turn of Triassic (Fig. 5) and at the turn of Jurassic (Fig. 6). The third one, in the latest Lower Jurassic and early Middle Jurassic, is quite probable.

Influence of faults is also traceable when considering the history of transgressions and regressions. Faults defined the external frames of the basin and/or the position, and palaeotectonic behaviour of intrabasinal highs. Upraised sides of some faults constituted an insurmountable obstacle to the initial marine transgression of a new evolutionary cycle. This is the case of the Aalenian transgression in the Middle Jurassic (Fig. 6) or of the Berriasian transgression in the Cretaceous (Fig. 7). They both came probably from the south-east and could not overstep the faulted margins of the Central Furrow. During the intermediate stages of the basin expansion transgressions were searching out their ways between the elevated portions of land, bounded by faults. This situation is exemplified by the expansion of the Middle Jurassic marine basin during the Bajocian (Fig. 6) or by the complicated outlines of the Saxo-

Ryc. 5. Najwyższy trias i dolna jura (wg Z. Deczkowskiego i I. Gajewskiej (9, 10), I. Gajewskiej (1, 11, 13, 17), R. Dadleza (1, 13, 17), R. Dadleza i J. Kopyka (4), Mapy tektonicznej (20) uproszczone i częściowo zmodyfikowane).

1 — przybliżony zasięg regionalnej erozji przedretulickiej (brak lub zredukowana miąższość górnych warstw gipsowych kajpru), 2 — przybliżony zasięg regionalnej erozji przedjurajskiej (brak górnego retuliku); 1 i 2 z wyjątkiem lokalnych luk związanych z antyklinami solnymi, 3 — wąskie rowy synsedymacyjne ze zwiększoną miąższością najwyższego triasu i dolnej (częściowo środkowej?) jury, 4 — zasięg większych luk w dolnej i środkowej części dolnej jury, 5 — strefy zwiększonych gradientów miąższości dolnej jury. Rozkład uskoków jak na ryc. 1.

nian basin (Fig. 2). Finally, during the closing stages of an evolutionary cycle the relic basins were again confined to the narrow belt of the Central Furrow, marked by faults, which is illustrated by the extent of sediments of the Zechstein Z4 cycle (Fig. 3) and of the brackish facies of the Upper Portlandian (Fig. 7).

Intrabasinal highs might have appeared as completely emerged land areas or as the subaqueous shoals with reduced thickness, shallow facies and frequent stratigraphic gaps. In the sedimentary cover of the Variscan folded belt a group of emerged elevations existed during Upper Rotliegendes (Fig. 2), probably due to impingement of the tectonic-morphological units of this belt. It was bounded generally by the Pyrzyce—Krzyż—Szamotuły and the Ośno—Śrem fault zones. During the earliest Zechstein it remained as a stable block characterized by shallow marine facies (Fig. 3) and reappeared within the Middle Bunter continental basin (Fig. 4) as a region with stratigraphic gaps.



Fig. 6. Middle Jurassic and lowermost Upper Jurassic (after K. Dayczak-Calikowska (1, 4, 7, 13, 14, 17) and J. Dembowska (1), simplified and partly corrected).

1 — extent of the initial Middle Jurassic transgression (marine Aalenian sediments), 2 — extent of the Lower Bajocian gap, 3 — extent of the shale facies of the Lower and Middle Bathonian, 4 — extent of the lowermost Callovian gap, 5 — boundary between carbonate (to the south) and clastic facies (to the north) of the Lower and Middle Oxfordian, 6 — boundary between carbonate (to the south) and clastic facies (to the north) of the Lower and Middle Oxfordian, 7 — zones of increased thickness gradients of the Middle Jurassic. Fault pattern as in Fig. 1.

Ryc. 6. Środkowa jura i najniższa górna jura (wg K. Dayczak-Calikowskiej (1, 4, 7, 13, 14, 17) i J. Dembowskiej (1), uproszczone i częściowo poprawione).

1 — zasięg inicjalnej transgresji jury środkowej (morskie osady aalenu), 2 — zasięg luki w dolnym bajosie, 3 — zasięg luki w bajosie, 4 — zasięg facji ilastej dolnego środkowego batonu, 5 — zasięg luki w najniższym keloweju, 6 — granica między facją węglanową (na południe) i klastyczną (na północ) w dolnym i środkowym oksfordzie, 7 — strefy zwiększonych gradientów miąższości jury środkowej. Rozkład uskoku jak na ryc. 1.

In the course of the periods of increased tectonic mobility in which the extensional grabens originated, some parts of the area were being uplifted and eroded. These blocks seem also to be fault-controlled what is exemplified by the extent of the pre-Rhaetian and pre-Jurassic (Fig. 5), as well as of the pre-Cretaceous erosion (Fig. 7).

Coincidence of facies boundaries with faults is not so evident, at least in the later periods of the Mesozoic. It seems explicable in terms of the stronger effect exerted by the configuration of the faulted sub-Permian blocks on their cover in the earlier stages of the Permian-Mesozoic evolution. Moreover, palaeomorphological edges, developed due to faults in the bottom of the basin, did not necessarily need to imply the change of facies, particularly in the case of clastics. Carbonate and evaporite facies seem to have been more sensitive to the fault-controlled subsidence. Positions of carbonate barriers, especially in the first two cycles of the Zechstein (Fig. 3), depended clearly on the trends of the faulted edges of sub-Permian blocks, and so did the sedimentation of the Zechstein and probably also of the Keuper rock salts (Figs. 3 and 4). Later on, facies boundaries might run within the tilted blocks and not along

their faulted margins. Outlines of the facies fields in the Bathonian and Lower Oxfordian (Fig. 6) may serve as examples.

The next and final step of interpretation was to combine, on a compound map, the segments of faults operating during the individual evolutionary stages (Fig. 8). This approach refers to the method applied earlier (21) with the difference that not the persistence of uplifted and subsided areas, but the persistence of fault activity has been considered. Such proceeding, however, does not allow to draw univocal conclusions because of some circumstances constraining the possibility of full analysis. Permian strata in the central Furrow are buried so deeply that they are not accessible to boreholes at present, hence the palaeogeographic reconstructions of this time-span are highly hypothetical there and the estimation of the then fault activity — impossible. This information gap will probably be filled up in future by means of deeper boreholes. On the contrary, in the Fore-Sudetic region which was uplifted during two episodes (Early Cretaceous and Early Tertiary), huge masses of the Mesozoic sediments (mainly Cretaceous and Jurassic) have later been removed by the erosion. The same is valid for the Mid-Polish Swell

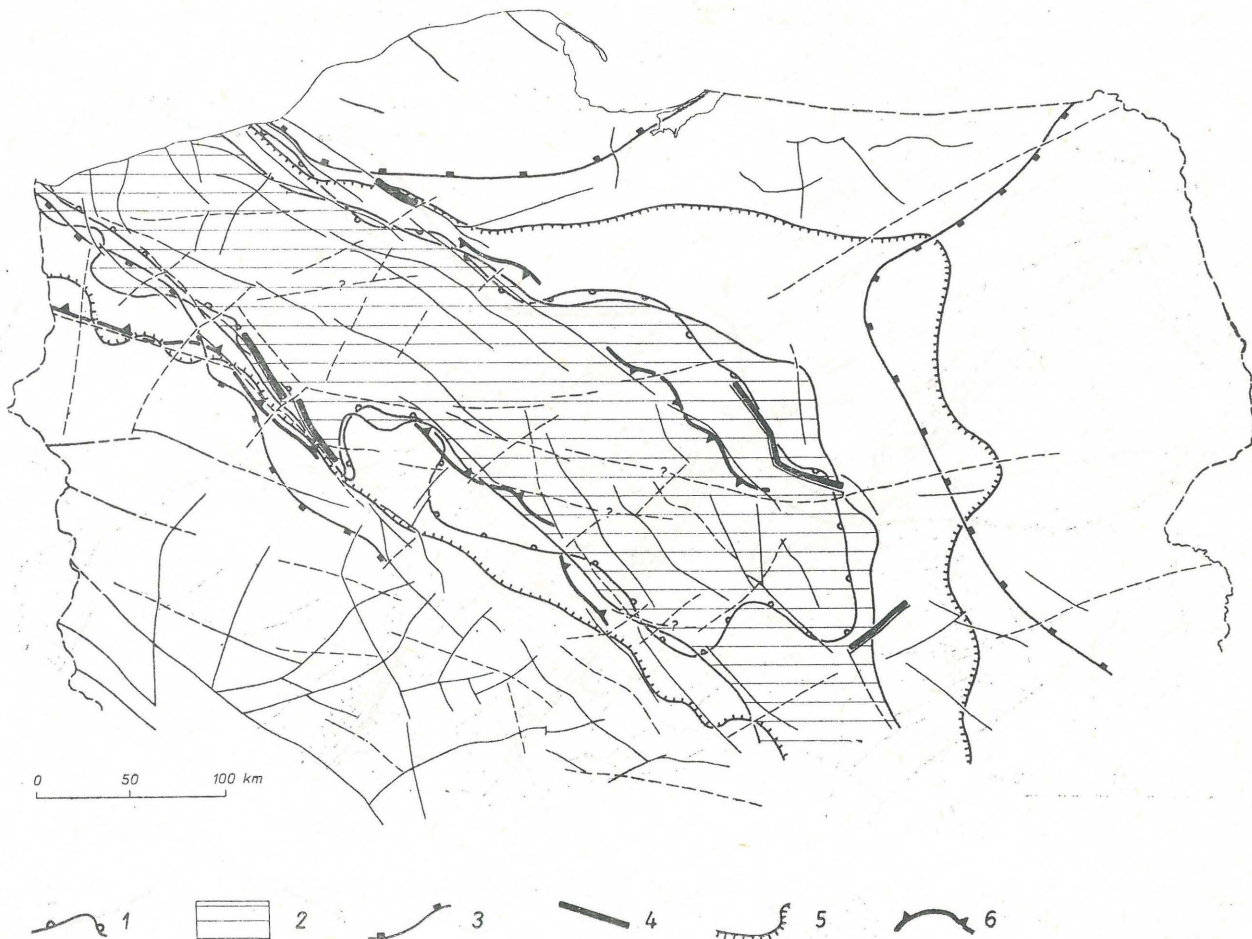


Fig. 7. Uppermost Jurassic and Cretaceous (after J. Dembowska (1, 8), S. Marek and A. Raczyńska (1, 13, 14, 17, 18), R. Dadlez (12, 20), M. Jaskowiak-Schoeneich (20).

1 — extent of the remnant Purbeckian basin, 2 — extent of the initial Lower Cretaceous transgression (marine Berriasian sediments), 3 — approximate extent of the strong pre-Cretaceous erosion, 4 — narrow syndimentary grabens with increased thickness of the uppermost Jurassic and lowermost Cretaceous, 5 — extent of the Hauterivian transgression, 6 — zones of increased thickness gradient of the Upper Cretaceous. Fault pattern as in Fig. 8.

Ryc. 7. Najwyższa jura i kreda (wg J. Dembowskiej (1, 8), S. Marka i A. Raczyńskiej (1, 13, 14, 17, 18), R. Dadleza (12, 20), M. Jaskowiak-Schoeneichowej (20).

1 — zasięg resztkowego basenu purbeckiego, 2 — zasięg inicyjalnej transgresji kredy dolnej (morskie osady beriasu), 3 — przybliżony zasięg silnej erozji przedkredowej, 4 — wąskie rowy synsedymacyjne ze zwiększoną miąższością najwyższej jury i najniższej kredy, 5 — zasięg transgresji hoterywu, 6 — strefy zwiększonych gradientów miąższości górnej kredy. Rozkład uskoków jak na ryc. 8.

which emerged from the Central Furrow as a result of its inversion during the latest Cretaceous and earliest Tertiary. It is obvious that the possibility of reconstruction of the Jurassic and Cretaceous events in these both territories is highly limited.

Nevertheless, it can be inferred from all presented maps that the majority of faults operated during at least one evolutionary stage, and a considerable part of them — during two or more stages (cf. Figs. 1 and 8). Taking into consideration not only a stage as a whole, but also its component elements it can be noted again that the fault zones bordering the Central Furrow were most frequently active. These are the Koszalin—Chełmża, Biesiekierz—Wierzchowo, Żuromin—Płońsk and Gąbin—Mogielnica fault zones from the north-eastern side, and the Pyrzyce—Krzyż, Krzyż—Szamotuły and Środa—Szczerców fault zones from the south-western side of this unit. The first group, accompanying the Teisseyre-Tornquist Zone, were generally operating during the whole Permian and Mesozoic. The impression, deduced from the maps, that the faults in the Fore-Sudetic region were more active in the earlier periods than the faults

in the Central Furrow may be, at least partly, false because of the constraints of interpretation mentioned above. As a matter of fact, no fundamental difference may exist between these both regions, and the faults in the Fore-Sudetic area might as well be active during Jurassic and Cretaceous.

One and the same fault zone might have manifested itself in various ways during its history. Most convincing examples of this statement are concentrated along the Koszalin—Chełmża Zone, but are also known elsewhere. For instance, the Ostrów Zone and the southern segment of the Środa—Szczerców Zone, which constituted a very important facies boundary during the Zechstein (Fig. 3), became during the latest Triassic the northern frame of an uplifted block subjected to erosion before and after the Rhaetian time.

Throws of almost all faults remained constant throughout the Permian and Mesozoic, being directed towards the axis of the Central Furrow. There are several exceptions to this rule resulting from the partial southward shifting of the depocenters during the early Zechstein and the Middle and Late Trias-

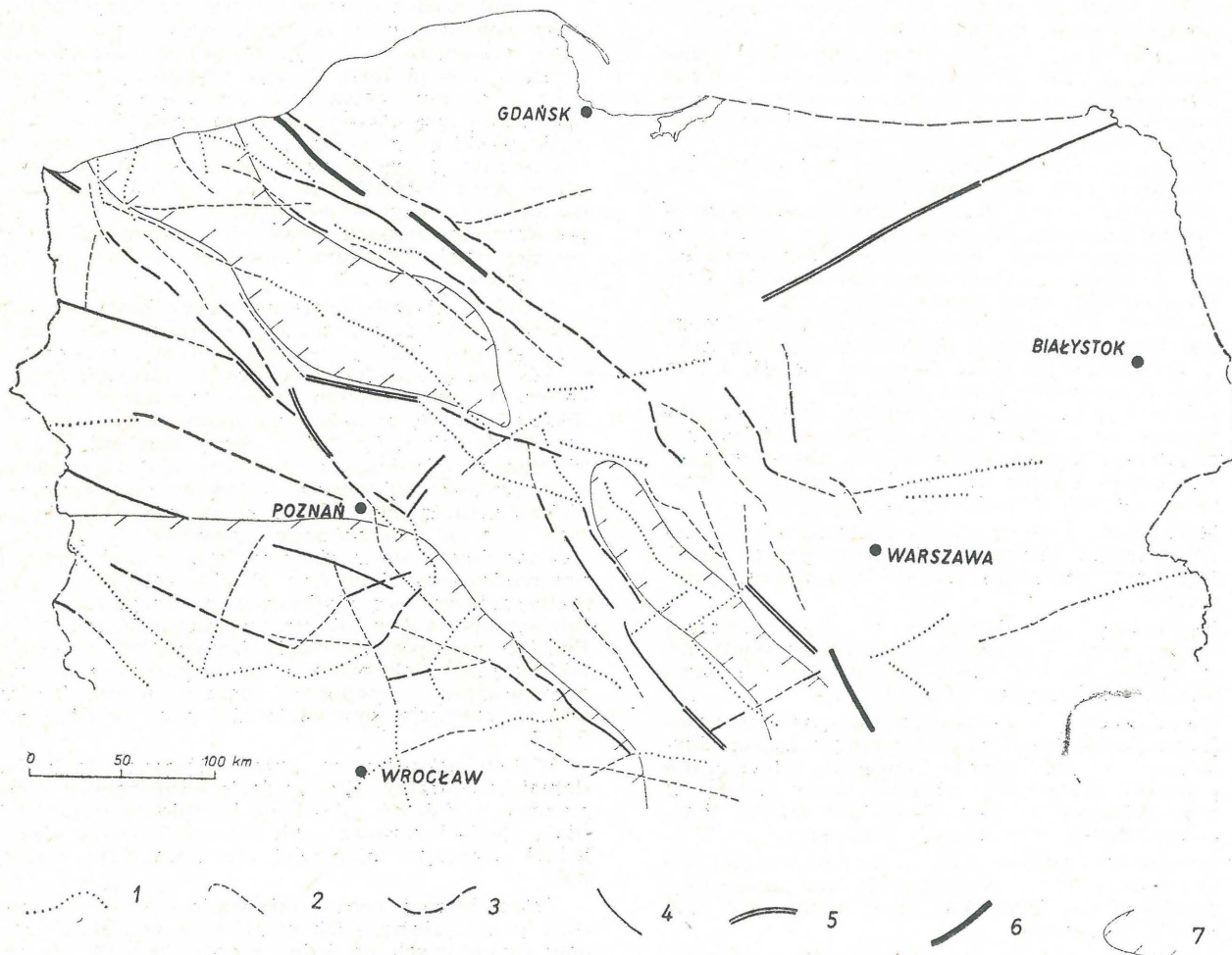


Fig. 8. Frequency of fault activity during the Permian and Mesozoic.

Fault active during: 1 — one evolutionary stage, 2 — two stages, 3 — three stages, 4 — four stages, 5 — five stages, 6 — six stages, 7 — areas of the limited possibilities of interpretation for reasons explained in the text.

Ryc. 8. Częstotliwość aktywności uskoczków w czasie permu i mezozoiku.

Uskok czynny w czasie: 1 — jednego etapu ewolucyjnego, 2 — dwóch etapów, 3 — trzech etapów, 4 — czterech etapów, 5 — pięciu etapów, 6 — sześciu etapów, 7 — obszary o ograniczonych możliwościach interpretacji z powodów podanych w tekście.

Consequently, the throws of some faults in southern territories might be later reversed, but this process is negligible. It was only during the Early Tertiary inversion of the Central Furrow when the reversals of motions took place, especially along the inner faults of the furrow (e.g. Szczecinek—Debrzno, Świnoujście—Drawsko and Izbica—Kłodawa Zones).

REFERENCES:

1. Atlas litologiczno-paleogeograficzny obszarów platformowych Polski 1:2.000.000, część II — mezozoik (bez kredy górnej). Red. J. Czerwiński, M. Pajchłowa. 1975 Warszawa (in Polish only).
2. Dadlez R., Dembowska J. — Przebieg i wyniki badań podłoża mezozoicznego w antyklinorium pomorskim w latach 1953—1958. Pr. Geol., 1959 nr 6, Warszawa (in Polish only).
3. Dadlez R., Dembowska J. — Geological structures of the Pomeranian Paranticlinorium (Budowa geologiczna parantyklinorium pomorskiego). Pr. Inst. Geol. 1965 vol. 40, Warszawa (Polish with English summary).
4. Dadlez R., Kopik J. — Stratigraphy and palaeogeography of the Jurassic. Geol. Inst. Anniv. Bull., 1975, nr 252, Warszawa.
5. Dadlez R., Marek S. — Structural style of the Zechstein-Mesozoic complex in some areas of the Polish Lowland (Styl strukturalny kompleksu cechsztyńsko-mezozoicznego na niektórych obszarach Niżu Polskiego). Kwart. Geol. 1969 nr 3, Warszawa (Polish with English summary).
6. Dadlez R., Marek S. — General outline of the tectonics of the Zechstein-Mesozoic complex in central and northwestern Poland. Biul. Inst. Geol. 1974 nr 274. Tectonic research in Poland, vol. IV, Warszawa.
7. Dayczak-Calikowska K. — The Upper Bathonian and Callovian in northwest Poland (Górny baton i kelowej w północno-zachodniej Polsce). Pr. Inst. Geol. 1977 vol. 84, Warszawa (Polish with English summary).
8. Dembowska J. — Portlandian in the Polish Lowland (Portland na Niżu Polski). Ibidem 1973 vol. 70, Warszawa (Polish with English summary).
9. Deczkowski Z., Gajewska I. — The characteristics of the Late Cimmerian and Laramie block structures of the Fore-Sudetic Monocline (Charakterystyka młodokimeryjskich i laramijskich struktur blokowych monokliny przedsudectkiej). Kwart. Geol., 1977 nr 3 Warszawa (Polish with English summary).
10. Deczkowski Z., Gajewska I. — Geological structure of the Rhaetian basement in the area of the Fore-Sudetic Monocline (Budowa geolo-

- giczna podłoża retyku w obszarze monokliny przedsudeckiej). Ibidem 1979 nr 1.
11. Gajewska I. — The stratigraphy and development of the Keuper in north-west Poland (Stratygrafia i rozwój kajpru w północno-zachodniej Polsce). Pr. Inst. Geol. 1978 vol. 87, Warszawa (Polish with English summary).
 12. Geological atlas of Poland 1:2 000 000. Ed. J. Znosko 1968, Warszawa.
 13. Geological structure of the eastern part of the Mogilno—Łódź Trough (Budowa geologiczna wschodniej części niecki mogileńsko-łódzkiej). Ed. S. Marek. Pr. Inst. Geol. 1977 vol. 80, Warszawa (Polish with English summary).
 14. Geological structure of the Szczecin Trough and the Gorzów Block (Budowa geologiczna niecki szczecińskiej i bloku Gorzowa). Ed. M. Jaskowiak-Schoeneich. Ibidem 1979, vol. 96.
 15. Lithofacies-palaeogeographic atlas of the Permian of platform areas of Poland (Atlas litofacjalno-paleogeograficzny permu obszarów platformowych Polski). Ed. S. Depowski. 1978. Warszawa (Polish with English summary).
 16. Marek S., Znosko J. — Tectonics of the Kujawy region (Tektonika Kujaw). Kwart. Geol. 1972 nr 1, Warszawa (Polish with English summary).
 17. Permian and Mesozoic of the Pomerania Trough (Perm i mezozoik niecki pomorskiej). Ed. R. Dadlez. Pr. Inst. Geol. 1976 vol. 79, Warszawa (Polish with English summary).
 18. Raczynska A. — The stratigraphy and lithofacies development of the younger Lower Cretaceous in the Polish Lowlands (Stratygrafia i rozwój litofacjalny młodszego kredy dolnej na Niziu Polskim). Pr. Inst. Geol. 1979 vol. 89, Warszawa (Polish with English summary).
 19. Senkowiczowa H., Szyperko-Śliwczynska A. — Stratigraphy and palaeogeography of the Trias. Geol. Inst. Anniv. Bull. 1975 nr 252, Warszawa.
 20. Tectonic map of the Zechstein-Mesozoic complex in the Polish Lowlands (Mapa tektoniczna kompleksu cechsztyńsko-mezozoicznego na Niziu Polskim). Ed. R. Dadlez, in the press (Polish with English summary).
 21. Wagner R., Pokorski J., Dadlez R. — Permian palaeotectonics of the Polish Lowlands (Paleotektonika permu na Niziu Polskim). Kwart. Geol., in the press (Polish with English summary).

STRESZCZENIE

Ukończona ostatnio mapa tektoniczna kompleksu cechsztyńsko-mezozoicznego (20), a także świeżo opublikowane syntezы paleogeograficzne różnych odcinków profilu tego kompleksu (1, 4, 7, 8, 11—15, 17—19) umożliwiły powrót do zagadnienia oceny roli uskoku w jego ewolucji. Poglądy na ten temat były poprzednio niejednokrotnie wyrażane (np. 2, 3, 5, 6, 16). Sieć uskoku, przeniesiona z mapy tektonicznej (ryc. 1) została następnie zestawiona z różnymi elementami paleogeografii umownych etapów rozwojowych basenu, wyselekcjonowanymi z cytowanych publikacji (ryc. 2—7). Powstał w ten sposób raczej pierwszy szkic korelacji aniżeli pełna analiza, która wymagałaby dysponowania kompletem map paleogeograficznych możliwie najdrobniejszych w dziele chronostratygraficznych.

Nawet jednak ten przybliżony szkic ujawnia znaczną zależność wielu elementów paleogeografii od przebiegu uskoku, przy czym wpływ tych ostatnich zaznacza się w różnorodny sposób. Najwidoczniej uskoki w podłożu kompleksu były odmładzane w czasie sedimentacji permomezozoiku, a rozgraniczające poszczególne bloki decydowały o stale zmieniającym się układzie jednostek paleotektonicznych charakteryzujących się zróżnicowanymi ruchami pionowymi.

Najostrzejsze gradienty zmian miąższości (ryc. 4—7) związane są z niektórymi odcinkami uskoku

i na ogół skoncentrowane w tych częściach profilu, które powstawały w okresach najsilniejszej mobilności tektonicznej i najwyraźniejszej dyferencjacji basenu. Główne takie okresy przypadają na późny trias — wczesną dolną jurę, wczesną jurę środkową oraz późną jurę górną — wczesną kredę dolną. Są jednak uskoki towarzyszące głównie strefie Teisseyre'a-Tornquista, które praktycznie przez cały rozpatrywany czas oddziaływały na rozkład miąższości. Szczególnym przypadkiem takiego oddziaływania jest powstawanie wąskich rowów synsedymencyjnych, również nasilone na przełomie triasu i jury oraz jury i kredy (ryc. 5 i 6).

Uskoki wpływały także na zarysy basenu w jego poszczególnych fazach trans- i regresywnych. Dźwignięte granice bloków, szczególnie na obu krawędziach bruzdy środkowopolskiej, stanowiły nieprzekraczalną barierę w początkowych fazach transgresji (np. aaleńskiej, ryc. 6), a także ograniczenie basenu w końcowych fazach regresji (np. górny portland, ryc. 7). W fazach pośrednich rozprzestrzenianie się basenu było również dyktowane układem uskoku (np. basen saksonu, ryc. 2; basen bajoru, ryc. 6). Ograniczone uskoki wypiętrzenia wewnątrzbasenowe mogły przybierać postać fragmentów erodowanego ładu (ryc. 2), albo też płyczn, charakteryzujących się płytkowodnymi facjami (ryc. 3) lub występowaniem luk stratygraficznych (ryc. 4 i 5). Podobne wypiętrzenia mogły też powstać w wyniku tektonicznego uaktywnienia we wspomnianych okresach wzmożonej mobilności basenu, powodując np. wtórne usunięcie poprzednio złożonych osadów (ryc. 5 i 7).

Wpływ uskoku na układ głównych facji jest słabiej zauważalny, chociaż facje ewaporatowe i węglanowe w dolnych odcinkach kompleksu (ryc. 3 i 4) zdają się być również czułe na ten czynnik. Często jednak zmianom miąższości nie towarzyszą zmiany facji.

Próba łącznej oceny aktywności uskoku, powstała przez nałożenie ich efektów ze wszystkich etapów rozwojowych na jedną mapkę (ryc. 8), nie pozwalała na jednoznaczne wnioski, głównie ze względu na znaczne zdarcie erozyjne na obszarze przedsudeckim i w pasie wału środkowopolskiego. Okoliczność ta ogranicza możliwości pełnej analizy zdarzeń paleogeograficznych szczególnie w jurze i kredzie, a więc i oceny aktywności uskoku. Niemniej z ogólnego przeglądu wszystkich mapek wynika, że znaczna większość uskoku na Niziu Polskim oddziaływała na subsydencję i sedimentację przynajmniej w jednym etapie rozwojowym, a wiele z nich — w dwóch lub więcej etapach. Szczególnie wyróżniają się pod tym względem uskoki ograniczające bruzdy centralną. Obniżona aktywność uskoku w obszarze przedsudeckim wydaje się być pozorna, biorąc pod uwagę wspomniane ograniczenia interpretacji. Innymi słowy uskoki te mogły być czynne również w czasie jury i kredy. Wpływ tego samego uskoku mógł w różnych etapach manifestować się w różny sposób. Zrzut większości uskoku utrzymuje się bez zmian przez cały permomezozoik, będąc skierowany ku osi bruzdy centralnej. Dopiero w czasie jej wczesnotrzeciorzędowej inwersji dochodzi w wielu przypadkach do odwrócenia kierunku ruchu skrzydeł uskoku.

РЕЗЮМЕ

Составленная за последнее время тектоническая карта цехштейно-мезозойского комплекса (20), а также опубликованные палеогеографические синтезы разных интервалов разреза этого комплекса (1, 4, 7, 8, 11—15, 17—19) сделали возможной оценку роли сбросов в его эволюции. Мнения по этим вопросам были раньше выражены в многих публикациях (2, 3, 5, 6, 16). Сеть сбросов перенесенных из тектонической карты (рис. 1) была составлена с разными элементами палеогеографии условных этапов развития бассейна, выбранными из приведенной литературы. Таким образом был создан первый очерк