

# Tektonika klinowa orogenicznego frontu Karpat i przyległej strefy zapadliska przedkarpacciego w rejonie Pilzna

Andrzej Głuszyński, Paweł Aleksandrowski

Ukształtowana w późnym miocenie (późny baden–sarmat) strefa kontaktu tektonicznego pomiędzy pasmem fałdowo-nasuwczym Karpat zewnętrznych a zapadliskiem przedkarpaccim została poddana szczegółowej analizie strukturalnej na obszarze pomiędzy Tarnowem a Pilznom (dokładniej: w okolicach Pilzna i Pogórskiej Woli) na podstawie danych ze zdjęć sejsmicznych 3D oraz sejsmiki refleksyjnej 2D, a także danych z otworów wiertniczych w połączeniu z danymi powierzchniowymi. Analiza wszystkich dostępnych informacji umożliwiła szczegółowe rozpoznanie trójwymiarowej geometrii strukturalnej frontu Karpat i odpowiedzialnej za jej ukształtowanie sekwencji zdarzeń tektonicznych (Głuszyński, 2014; Głuszyński, Aleksandrowski, 2014, 2015).

Analiza przedstawiona w tym tekście dotyczy fragmentu frontu orogenicznego Karpat, gdzie najbardziej zewnętrzną płaszczynę fliszową stanowi jednostka skolska. Obejmuje ona utwory kredowo-paleogeńskie, częściowo przykryte mioceniem osadzonym na fliszu, tzw. mioceniem paraautochtonicznym. Jednostka skolska w powierzchniowym obrazie kartograficznym przylega od południa do mioceńskiego wypełnienia osadowego basenu przedgórskiego (miocenu autochtonicznego). W jego południowej części osady te zostały tektonicznie włączone w obręb przyzmy orogenicznej, tworząc w strefie granicznej Karpat i zapadliska fałdowo-nasuwczą jednostkę zglobicką (fig. 1; Połtowicz, 1994, 2004; Oszczytko, 2004; Krzywiec, Vergés, 2007; Krzywiec i in., 2014; zob. też podrozdział 6.10). Front Karpat w obszarze objętym analizą wykazuje charakterystyczne cechy tzw. tektoniki klinowej (ang. *wedge tectonics*; por. Krzywiec, Aleksandrowski, 2004).

Rolę klina tektonicznego pełnią sfałdowane i ponasuwane wewnętrznie utwory fliszu płaszczyny skolskiej. Utwory te „wbiją

się w osady badeńskiej serii ewaporatowej (fig. 2), rozszczepiając ją wraz z niżej i wyżej leżącymi osadami zapadliska przedkarpacciego na dwa pakiety (fig. 3). Pakiety te tworzą strukturę krokodylową we frontalnej części rozciętej klinem fliszowym struktury trójkątnej. Zjawiska tektoniki klinowej są genetycznie związane z występowaniem w dolnej partii profilu miocenu serii ewaporatowej (fig. 2). W południowej części obszaru, gdzie dno zapadliska jest głęboko pograżone, seria ta jest rozwinięta w podatnej na deformacje ścięciowej facji chlorkowej (sól kamienna formacji z Wieliczki). W części północnej natomiast, gdzie dno zapadliska występuje znacznie płycej, dominuje facja siarczanowa (anhydryty formacji z Krzyżanowic) (fig. 2–5; Bukowski, 2011; Głuszyński, Aleksandrowski, 2016). Ewaporaty facji chlorkowej znacznie ułatwiły przemieszczenia nasuwce, zarówno na spągowym nasunięciu Karpat, jak i na dużych nasunięciach wstecznych, w których skrzydłach stopowych wykształciła się fleksura lub homoklina frontalna, w zachodniej części obszaru podścielona spągowym nasunięciem Karpat (fig. 3A, B). Na nasunięciu tym przemieszczenie fliszu karpacciego ku północy wygasa stopniowo w obrębie miocenu zapadliska. Jest ono lokalnie akomodowane antykliną frontalną o charakterze fałdu z propagacji nasunięcia (ang. *fault-propagation fold*). Nasunięcie spągowe Karpat, wraz z frontem orogenicznym, mają tu charakter struktur podpowierzchniowych (ang. *blind structures*; fig. 3A, B). W części wschodniej obszaru fleksura frontalna (ang. *frontal monocline*) jest rozcięta wspinającym się do powierzchni terenu nasunięciem spągowym Karpat, zafałdowana i włączona w obręb jednostki zglobickiej (fig. 3c–f). Nasunięcie spągowe i front Karpat mają tu charakter struktur napowierzchniowych (ang. *emergent structures*). Budowa frontu orogenicznego Karpat wykazuje w ten sposób znaczne zmiany geometrii strukturalnej wzdłuż biegu struktur (fig. 4). Są one spowodowane

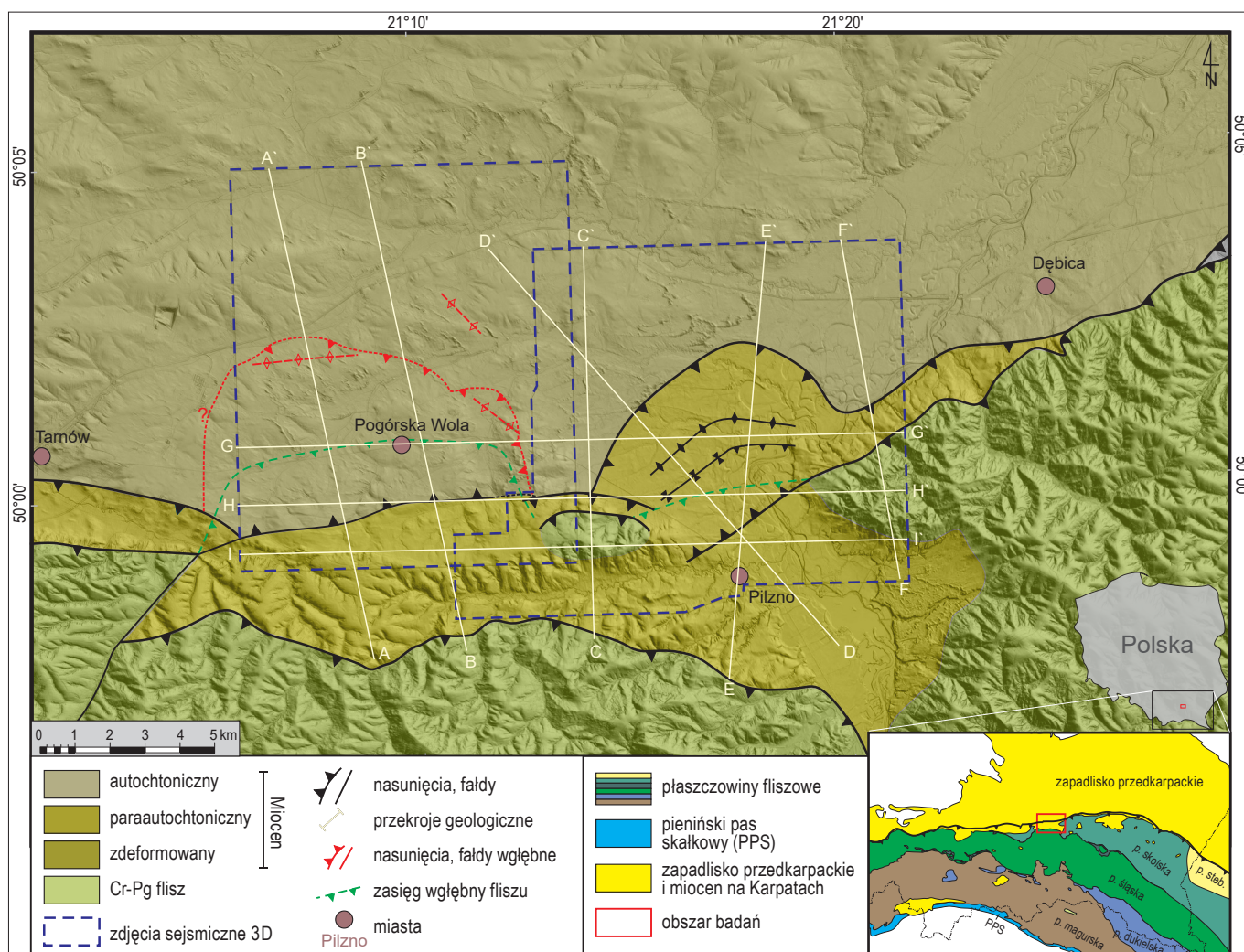


FIG. 1. Mapa geologiczna frontalnej części Karpat w okolicach Pilzna i Pogórskiej Woli

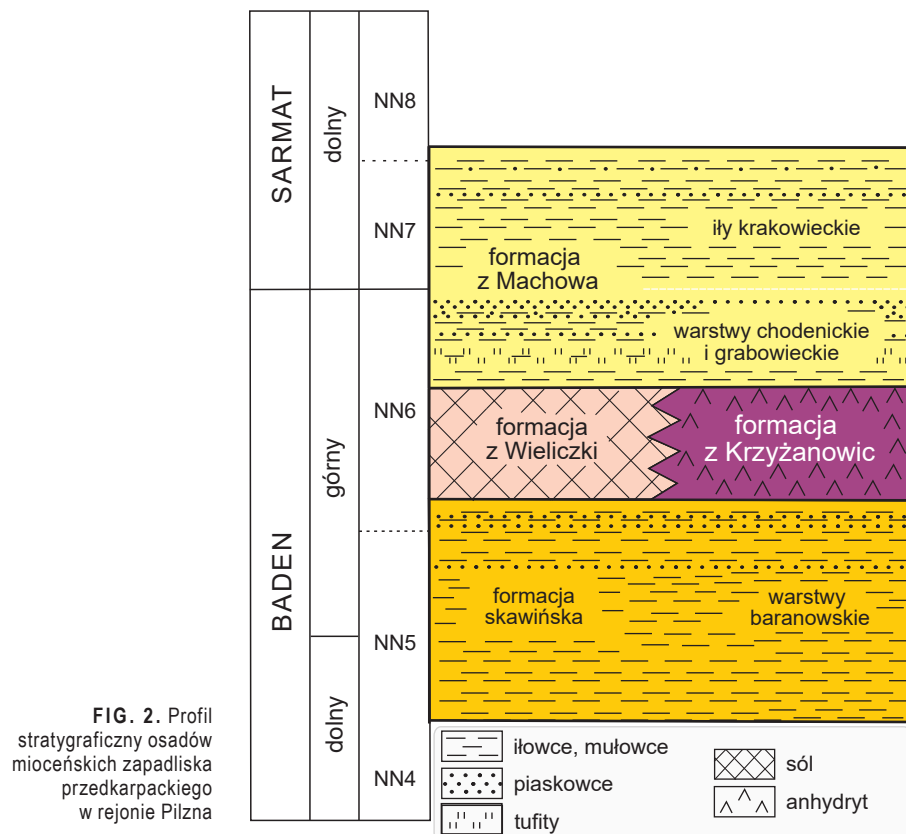


FIG. 2. Profil stratygraficzny osadów miocenijskich zapadliska przedkarpackiego w rejonie Pilzna

wplywem na przebieg deformacji tektonicznej silnie zróżnicowanego paleoreliefu kredowo-jurajskiego podłoża miocenu, które uprzednio odegrało też znaczną rolę w określeniu charakteru i przebiegu sedymentacji osadów miocenijskich (Bukowski, 2011; Głuszyński, Aleksandrowski, 2016). W rejonie Pilzna i Pogórskiej Woli w ukształtowaniu stropu podłoża miocenu (dna zapadliska przedkarpackiego) zaznacza się obecność wybitnej, głębokiej miejscami na ponad 1 km paleodoliny i innych obniżeń erozyjnych, gdzie osady miocenijskie wykazują znacznie powiększone miąższości (Bukowski, 2011; Głuszyński, Aleksandrowski, 2016). Tam też doszło do akumulacji osadów ewaporatowych facji chlorkowej. Morfologia stropu podłoża miocenu wpłynęła też na orientację fałdów frontalnych (często skośną względem generalnego kierunku przemieszczenia nasuwczych) rozwiniętych w osadach miocenijskich. Fałdy te wyznaczają północny zasięg deformacji tektonicznej, związanej ze schyłkowym etapem orogenezy miocenijskiej (późny sarmat/panon? – zob. też podrozdział 6.6.2), podczas którego ukształtował się orogeniczny front Karpat.

Przedstawiona na syntetycznym przekroju (fig. 6) sekwencja deformacji obrazuje ewolucję tektoniczną frontu Karpat w rejonie Pilzna i Pogórskiej Woli.

Podczas paleogenu dzisiejsze podłoże zapadliska przedkarpackiego występowało w obszarze badań na powierzchni terenu, w pozycji znacznie wypiętrzonej ponad poziom morza. Było poddawane intensywnym procesom erozyjnym, które doprowadziły do powstania głębokich obniżeń, takich jak paleodolina Pogórskiej Woli i depresja Pilzna, wciętych w utwory jurajsko-kredowe i być może starsze (fig. 5; Głuszyński, Aleksandrowski, 2016).

Po wczesnomiocenijskim sfałdowaniu i ujęciu sukcesji fliszowej polskich Karpat zewnętrznych w wiązkę płaszczowin z odfklucia i ścinania (Książkiewicz, 1972; Oszczytko, 2004, 2006, zob. też podrozdział 6.6.2), w późnym badenie (miocen środkowy) północna krawędź stosu płaszczowin karpackich – w rejonie Pilzna–Pogórskiej Woli z płaszczowiną skolską na przedzie – dotarła do linii położonej co najmniej 5–7 km na południe od obecnego położenia frontu płaszczowiny skolskiej (fig. 6A). Prawdopodobnie zatrzymała się tam i przez dłuższy czas stagnowała, umożliwiając na swoim przedpolu spokojną sedymentację materiału w znacznej mierze pochodzącego z erozji fliszu. Brzeg orogenu był wtedy silnie modelowany przez procesy erozyjne. W efekcie erozji paleotopografia powierzchni stropu płaszczowiny skolskiej w części frontalnej wykazywała zróżnicowany relief, który jednak generalnie był nachylony ku północy i mógł stanowić górną powierzchnię frontalnej partii klina orogenicznego (ang. *orogenic wedge*; por. np. Dahlen, 1990; Dahlen, Suppe, 1988; fig. 6A). Klin zbudowany z utworów płaszczowiny skolskiej został następnie częściowo przykryty osadami wypełniającymi zapadlisko przedkarpackie (fig. 6B).

Nierówności powierzchni stropu podłoża zapadliska przedkarpackiego miały kluczowy wpływ na zróżnicowanie miąższości osadów wypełniających zapadlisko i na zmiany fałdalne w obrębie poziomu ewaporatowego (Głuszyński, Aleksandrowski, 2016).

W obniżeniach erozyjnych powierzchni stropu podłoża zapadliska nagromadziły się znacznie większe miąższości osadów miocenijskich niż na przyległych wysoczyznach. Osady facji chlorkowej (formacja z Wieliczki) w serii ewaporatowej skoncentrowały się w obniżeniach erozyjnych. Natomiast na obszarach wysoczyzn niezciętych erozyjnie utworzyły się osady siarczanowe (formacja z Krzyżanowic). Taki rozkład fałdalny osadów ewaporatowych warunkował późniejszy rozwój struktur fałdowo-nasuwczych (fig. 5).

Po depozycji osadów serii ewaporatowej (formacje z Wieliczki i z Krzyżanowic) oraz dolnej części warstw nadewaporatowych (formacja z Machowa) w zapadlisku przedkarpackim nastąpiła kolejna faza tektonicznego przemieszczania się ku północy frontu karpackiego, co doprowadziło do niewielkiej skali syndepozycyjnej deformacji świeżo złożonych w paleodolinie osadów miocenijskich. Deformacja ta była bezpośrednim efektem propagacji ku północy, w osady miocenu, nasunięcia spągowego (frontalnego) Karpat, nad którego przednią krawędzią wykształciły się antykliny frontalne o charakterze fałdów związanych z propagacją uskoku (por. Suppe, 1985; Mitra, 1990). Uskoki związane z fałdami naduskokowymi są zakorzenione na poziomie ewaporatowym, wzdłuż którego rozwinęło się spągowe nasunięcie Karpat.

Wyżej opisane początkowe deformacje kształtujące dzisiejsze struktury frontu orogenicznego Karpat w rejonie Pilzna powstały w trakcie przemieszczania się ku północy utworów fliszowych, ujętych w pakiet płaszczowin wywierający poziomy nacisk na leżące na przedpolu osady. Początkowo tempo przemieszczania na nasunięciu frontalnym i związanego z nim fałdowania przewyższało możliwość kompensacji przez deponowane na rosnącym fałdzie osady (fig. 6C). Następnie tempo deformacji w najbardziej frontalnej części orogenu stopniowo spadło aż do zera (fig. 6C, D), umożliwiając deponowanym w zapadlisku osadom synorogenicznym całkowite pogrzebanie zastępną antyklina frontálna. Wtedy deformacja przeniosła się ku tyłowi i zaczęła być aktywna w strefie położonej na zapleczu antykliny frontálna – nad frontem klina fliszowego. Klin ten, poruszając się poziomo ku północy i „wbijając” w badeńskie osady zapadliska, powodował ich rozszczenie (rozwarstwienie) i wykształcenie nasunięcia wstecznego (nasuwającego baden ku południowi), które prawdopodobnie propagowało w osadach aż do powierzchni terenu (fig. 6E). Naprężenia związane z przemieszczającym się wciąż ku północy frontem Karpat były akomodowane wtedy głównie przez (1) deformacje powstające w „małej strefie trójkątnej”, rozwiniętej w poziomie ewaporatowym, przez (2) wsteczne nasunięcie utworów miocenijskich ponad klinem fliszu płaszczowiny skolskiej, a także przez (3) związane z tym retroszariżem wielkoskalowe zafałdowanie miocenu we fleksurę/homoklinę frontálną (fig. 6E, F). Przerzucenie na tym etapie deformacji z frontalnej partii spągowej nasunięcia orogenu Karpat na nasunięcie wsteczne było spowodowane zapewne dociżeniem frontalnej strefy orogenu Karpat przez synorogeniczne osady obficie deponowane wtedy w zapadlisku przedkarpackim, które unieruchomiły (zamroziły) deformację w strefie antyklinalnych (por. Sieniawska i in., 2010; Krzywiec i in., 2014).

W trakcie przemieszczania się ku północy sfałdowanych i złuskowanych utworów fliszowych płaszczowiny skolskiej, czoło tej ostatniej na podobieństwo klina poziomo rozciągało badeńską serię ewaporatową, deformując i rozwarstwiając osady zapadliska przedkarpackiego na dwa usamodzielnione tektonicznie pakiety – dolny i górny (fig. 6E–I). Pakiet dolny podściela klin fliszowy i obejmuje zasadniczo niezdeformowane warstwy podewaporatowe formacji skawińskiej oraz zdeformowane osady dolnego pakietu serii ewaporatowej, stanowiące warstwę poślizgową („smar tektoniczny”) dla utworów fliszowych jednostki skolskiej. Pakiet górny reprezentują utwory górnego pakietu serii ewaporatowej i warstw nadewaporatowych (formacji z Machowa), wstecznie nasunięte na fliszowy klin jednostki skolskiej i na zalegające na nim utwory miocenu paraautochtonicznego. W efekcie frontalna strefa klina utworów fliszowych jest głęboko „wbita” w rozszczone wskutek tego utwory ewaporatowe. Przed czołem klina fliszowego doszło też do spiętrzenia serii ewaporatowej w postaci zdeformowanego wypełnienia niewielkiej strefy trójkątnej, zbudowanego z ponasuwanych na siebie (w dużej mierze wstecznie) i zafałdowanych utworów serii ewaporatowej (Krzywiec i in., 2014).

Klin fliszu płaszczowiny skolskiej, przesuwając się sukcesywnie w kierunku N do NE podnosił i nasuwał wstecznie na siebie górny pakiet osadów zapadliska przedkarpackiego, stanowiący tzw. pasywny strop (ang. *passive roof*; Morley, 1986) nasunięcia wstecznego („pasywny” oznacza tu, że masy skalne skrzydła stropowego nasunięcia nie przemieszczały się „aktywnie” – w tym przypadku ku południowi – po jego powierzchni, tylko były biernie unoszone, pochylane ku północy i podścielane przez aktywnie podsuwający się – tutaj ku północy – klin reprezentujący skrzydło spągowe nasunięcia). Efektem tego procesu było powstanie fleksury/homokliny (monokliny) frontálna w segmencie Pogórskiej Woli oraz „reliktowej” homokliny frontálna w segmencie Pilzna (fig. 3B, D, 6E, F). Nasunięcie wsteczne rozcięło utwory miocenu zapadliska, pozostawiając w swoim skrzydle spągowym zasadniczo niezaburzone,

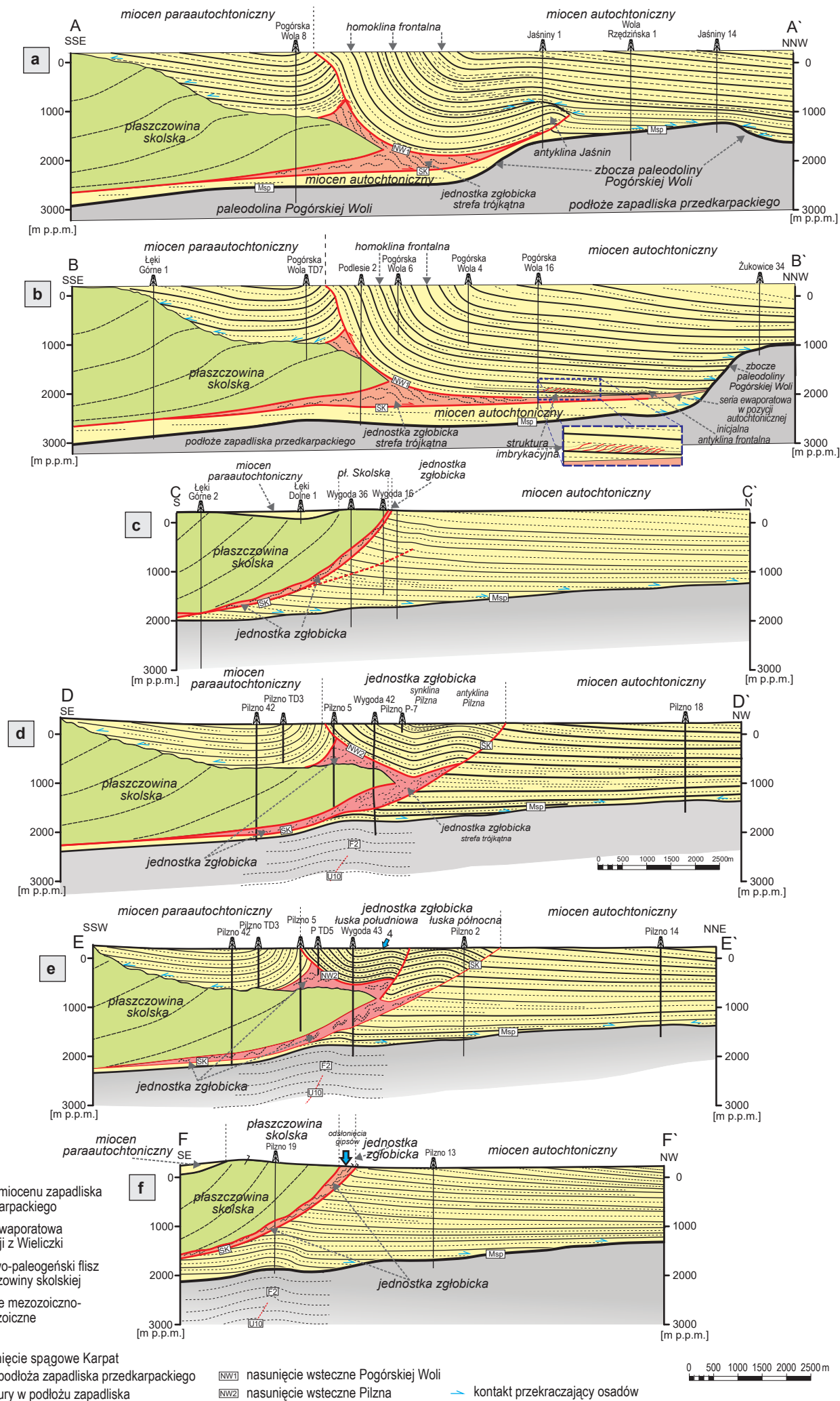


FIG. 3. Przekroje poprzeczne przez front Karpat w okolicach Pilzna



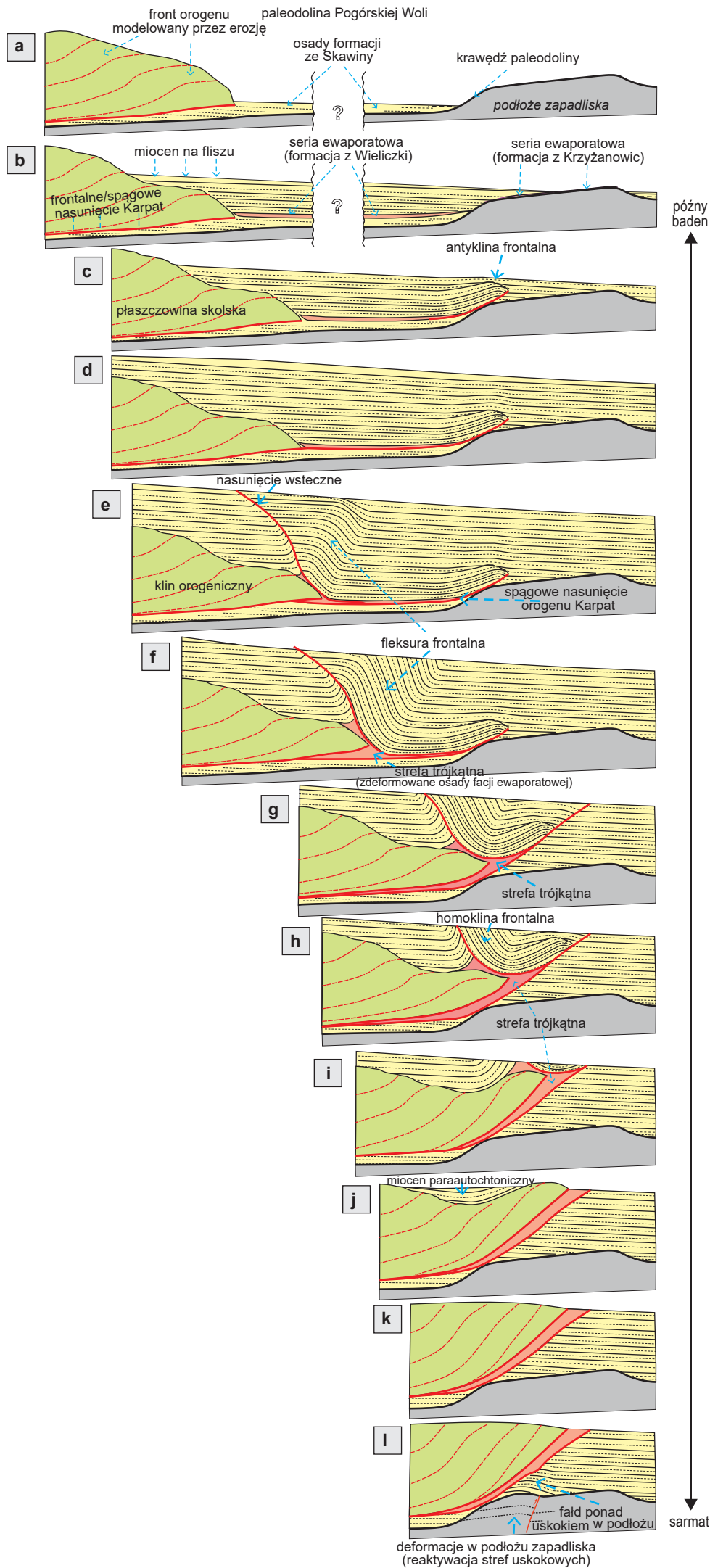


FIG. 6. Schemat ewolucji tektonicznej frontu orogenicznego Karpat i przyległej strefy zapadliska przedgórskiego w rejonie Pilzna

choć przy kontakcie z nasunięciem poddarte, osady transgresywnie zalegające na fliszu jednostki skolskiej, a w skrzydle stropowym nasuwając ku południowi i wychylając we fleksurę (monoklinę) frontálną miocen przedpola fliszu. Po erozyjnym ścięciu górnego, poziomego skrzydła fleksury, dzisiaj obserwuje się jedynie jej nachylone ku północy skrzydło środkowe – homoklinę frontálną.

Spągowe nasunięcie frontu Karpat w części wschodniej obszaru badań przebito się ku północy i ku górze, przecinając utwory miocenu autochtonicznego i wychodząc na powierzchnię terenu (ang. *emerging thrust*; Boyer, Elliott, 1982; fig. 6G, H). Jednocześnie cała struktura orogenicznego frontu Karpat, zbudowana z klina fliszowego, strefy trójkątnej oraz antykliny i homokliny frontálnej, była przemieszczana ponad spągowym nasunięciem Karpat w kierunku powierzchni terenu/dna zbiornika morskiego, gdzie sukcesywnie ulegała erozji (fig. 6G–J).

W ostatniej fazie deformacji w obręb orogenu zostały włączone utwory podłoża zapadliska przedkarpackiego. Struktury wykształcone w toku tej deformacji mają postać nasunięć/uskoków odwróconych w obrębie osadów podłoża zapadliska przedkarpackiego i związanych z nimi antyklin naduskokowych. Doszło też wtedy do zafałdowania wcześniej niezdeformowanych utworów miocenu autochtonicznego kontaktujących z nasunięciem oraz do odkształcenia spągowego nasunięcia karpackiego poprzez ujęcie w antyklinę naduskokową, a przez to do zmniejszenia kąta upadu powierzchni nasunięcia karpackiego ponad propagującym nasunięciem w podłożu (fig. 6L).

## LITERATURA

- Boyer S.E., Elliott D., 1982. Thrust systems. *AAPG Bulletin*, 66: 1196–1230.
- Bukowski K., 2011. Badeńska sedimentacja salinarna na obszarze między Rybnikiem a Dębicą w świetle badań geochemicznych, izotopowych i radiometrycznych. *Rozprawy i Monografie AGH*, 236: 1–184.
- Dahlen F.A., 1990. Critical taper model of fold-and-thrust belts and accretionary wedges. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 18: 55–99.
- Dahlen F.A., Suppe J., 1988. Mechanics, growth, and erosion of mountain belts. *Geological Society of America Special Paper*, 218: 161–178.
- Głuszyński A., 2014. Budowa geologiczna strefy brzeżnej Karpat i zapadliska przedkarpackiego w rejonie Tarnowa–Pilzno. *Archiwum Wydziału Nauk o Ziemi i Kształtowania Środowiska, Uniwersytet Wrocławski [rozprawa doktorska]*.
- Głuszyński A., Aleksandrowski P., 2014. Alongstrike changing structure of the Carpathian thrust front east of Tarnów (SE Poland) as intersection phenomenon related to thrust-floor palaeotopography. *Geologia Sudetica*, 42: 19–20.
- Głuszyński A., Aleksandrowski P., 2015. Structural evolution of Carpathian thrust front east of Tarnów (SE Poland). *W: CETEG 2015: 13th Meeting of the Central European Tectonic Groups & 20th Meeting of the Czech Tectonic Studies Group (ČTS)*.
- Głuszyński A., Aleksandrowski P., 2016. A deep palaeovalley in the floor of Polish Carpathian Foredeep Basin near Pilzno and its control on Badenian (Middle Miocene) evaporite facies. *Geological Quarterly*, 60: 493–516.
- Krzywiec P., Aleksandrowski P., 2004. Tektonika klinowa i strefy trójkątne – zarys problematyki. *Przegląd Geologiczny*, 52: 985–989.
- Krzywiec P., Vergés J., 2007. Role of the foredeep evaporites in wedge tectonics and formation of triangle zones: comparison of the Carpathian and Pyrenean thrust fronts. *W: Thrust belts and foreland basins. From fold kinematics to hydrocarbon systems* (red. O. Lacombe, J. Lavé, F.M. Roure, J. Vergés): 385–396. Springer.
- Krzywiec P., Oszczytko N., Bukowski K., Oszczytko-Clowes M., Śmigiełski M., Stuart F.M., Persano C., Sinclair H.D., 2014. Structure and evolution of the Carpathian thrust front between Tarnów and Pilzno (Pogórska Wola area, southern Poland) – results of integrated analysis of seismic and borehole data. *Geological Quarterly*, 58: 399–416.
- Książkiewicz M., 1972. Karpaty. *W: Budowa geologiczna Polski*, T. 4. Tektonika, cz. 3. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- Mitra S., 1990. Fault-propagation folding: geometry, kinematic evolution and hydrocarbon traps. *AAPG Bulletin*, 74: 921–945.
- Morley C.K., 1986. A classification of thrust fronts. *AAPG Bulletin*, 70: 12–25.
- Oszczytko N., 2004. The structural position and tectonosedimentary evolution of the Polish Outer Carpathians. *Przegląd Geologiczny*, 52: 780–791.
- Oszczytko N., 2006. Late Jurassic–Miocene evolution of the Outer Carpathian fold-and thrust belt and its foredeep basin (Western Carpathians, Poland). *Geological Quarterly*, 50: 169–194.
- Poławowicz S., 1994. Znaczenie badeńskiej formacji solonośnej w tektogenezie Karpat Polskich. *Geologia. Kwartalnik AGH*, 20 (1): 59–76.
- Poławowicz S., 2004. Jednostka stebnicka i zgłobicka w budowie Karpat polskich. *Geologia AGH*, 30: 85–120.
- Sieniawska I., Aleksandrowski P., Rauch M., Koyi H., 2010. Control of synorogenic sedimentation on back and out-of-sequence thrusting: insights from analog modeling of an orogenic front (Outer Carpathians, southern Poland). *Tectonics*, 29, TC6012.
- Suppe J., 1985. *Principles of structural geology*. Prentice Hall, New Jersey.