

Andrzej W. CHIŻNIAKOW, Antoni M. ŻELICHOWSKI

Zarys tektoniki obszaru lubelsko-lwowskiego

WSTĘP

Omawiany obszar w większej swej części położony jest na starej platformie prekambryjskiej. Ukształtowanie jego spowodowały pionowe ruchy poszczególnych bloków fundamentu krystalicznego. Wielkość tych ruchów określa miąższość pokrywy osadowej platformy prekambryjskiej oraz stopień denudacji utworzonych uprzednio osadów na obszarach podniesionych. Na uformowanie się brzeżnej części platformy miały również wpływ ruchy tektoniczne zachodzące w sąsiednich geosynklinach w okresie od prekambru po trzeciorzęd.

Obecna budowa geologiczna omawianego obszaru została uformowana w ogólnych zarysach już u schyłku paleozoiku, a jedynie jego zachodnia brzeżna część podlegała bardziej intensywnym ruchom także w mezozoiku i kenozoiku.

Dane o głębokości występowania i morfologii erozyjnej powierzchni stropowej fundamentu krystalicznego mają różny stopień wiarygodności dla poszczególnych części obszaru. Najbardziej wyczerpujące dane o ukształtowaniu powierzchni fundamentu krystalicznego dotyczą zachodniej Ukrainy i południowego Podlasia, a zawdzięczamy je badaniom geofizycznym i pracom wiertniczym.

Stary sfałdowany fundament przed osadzeniem się pokrywy osadowej podlegał długotrwałej denudacji. Silnie zdyslokowane, metamorficzne i magmowe utwory archaiku i proterozoiku zostały ścięte do różnych poziomów, co spowodowane było nierównym wydzwignięciem poszczególnych bloków podłoża.

ZACHODNIE OBRZEŻENIE MASYWU UKRAIŃSKIEGO

Podłoże krystaliczne jest najbardziej wydzwignięte na obszarze masywu ukraińskiego, gdzie występuje na głębokości od 0 do 1000—1500 m, wykazując nachylenie ku zachodowi i południowemu zachodowi. Ukształtowanie jego powierzchni stropowej jest dość monotonne, jedynie miejscami zaznaczają się zręby o niewielkiej amplitudzie.

Masyw ukraiński ograniczony jest od zachodu strefą regionalnych submeridionalnych rozłamów, oddzielających strefę bardziej pograżonego podłoża (do głębokości około 3500 m). W strefie tej wzrasta również intensywność zaburzeń dysjunktywnych. Anomalie grawimetryczne mają tu mozaikowy układ, wywołany w głównej mierze zmianami petrologicznymi podłoża krystalicznego.

Na zachód od strefy submeridionalnych rozłamów podłoże krystaliczne obniża się gwałtownie do głębokości rzędu 6000—7000 m i jest pocięte uskokami o kierunku NW i SW na szereg bloków. Na podstawie badań sejsmicznych metodą refrakcyjną stwierdzono zuskokowanie podłoża krystalicznego również na obszarze położonym na SW od walnej strefy uskokowej — Rawa Ruska — Ruda Lubycka — oddzielającej platformę prekambryjską od strefy fałdowań kaledońskich, gdzie podłoże krystaliczne obniżone systemem stopni znajduje się na głębokości około —12 000 m.

Na obszarze położonym na SW od strefy submeridionalnych uskoków B. J. Antipow i A. P. Miedwiediew (1969) widzą typowy dla młodszych platform rozkład anomalii siły ciężkości. L. E. Flisztinski (1970) natomiast reinterpreterując pomiary grawimetryczne z centralnej części zapadliska lwowskiego wykazał, że rozkład anomalii grawimetrycznych pochodzących od starszego paleozoiku i podłoża krystalicznego (po odjęciu efektu otrzymywanego od skał młodopaleozoicznych i mezozoicznych) nie różni się od obrazu otrzymywanego na masywie ukraińskim i ma również charakter mozaikowy. Jedynie w najbardziej południowo-wschodniej części zapadliska lwowskiego w obrazie wyznaczonych anomalii pozostał liniowy ich charakter, co pozwala przypuszczać o istnieniu w tej strefie sfałdowanych utworów staropaleozoicznych.

Bardziej na północ od zachodniego skłonu masywu ukraińskiego istnieje obszar podniesionego podłoża krystalicznego. Ograniczony jest on strefą submeridionalnych uskoków z amplitudą do 2000 m, z wiszącymi skrzydłami północno-zachodnimi. Jest to obszar podniesienia wołyńskiego, w którego obrębie wydzielono szereg subcyrkularnych podniesień.

Jeszcze bardziej na północ — przy granicy z Białorusią — istnieje podniesienie o budowie zbliżonej do horstu. Ma ono przebieg równoleżnikowy i rozdzielone jest poprzecznymi uskokami na szereg bloków. W najbardziej podniesionych blokach podłoże krystaliczne podchodzi pod powierzchnię. Na obszarze południowego Podlasia i wschodniej Lubelszczyzny podłoże krystaliczne nachylone jest monoklinalnie ku SW, przy jednoczesnym postrzaskaniu na poprzeczne elementy. Głębokość występowania podłoża w jednostkach podniesionych wynosi od 500 do 1500 m, a w obniżonych 1500—5000 m. Na obszarze południowego Podlasia w obrębie podniesionego zrębu łukowskiego można domniemywać przedłużenia horstowego wału ratnowskiego, ciągnącego się z terenu ZSRR, tworzącego razem zrąb Sławatycz — Ratna.

W centralnej Lubelszczyźnie podłoże krystaliczne znajduje się na większych głębokościach. Przypuszcza się, że powierzchnia fundamentu krystalicznego osiąga maksymalną głębokość w okolicy Dębłina (do 8000—9000 m). Szacunek głębokości przedstawiony jest na podstawie danych geofizycznych — sejsmicznych i grawimetrycznych (A. M. Żelichowski, 1972). W obszarze przypuszczalnego występowania fałdowań kaledońskich (platformy epikaledońskiej) badaniami refrakcyjnymi określono podno-

szenie ku SW poziomu sejsmicznego o prędkości granicznej około 5500 m/S do głębokości 2000 m w okolicach Sandomierza.

Ponad podłożem krystalicznym spoczywa pokrywa osadowa o wyraźnym zróżnicowaniu. Na zachodnim skłonie masywu ukraińskiego występuje rozpoznana wierceniami pokrywa osadowa rozpoczynająca się serią poleską górnego proterozoiku (tylko w części północnej), nad którą leżą utwory wendu, kambru, ordowiku i syluru. Utwory te pokryte są grubiejącym ku zachodowi płaszczem utworów mezozoiku.

W północnej części omawianego obszaru (fig. 1) podłoże krystaliczne znajduje się płycej. Wydzielono tu: zrąb Sławatycz — Ratna, duże podniesienie wołyńskie oraz podniesienie dubrowickie.

Zrąb Sławatycz — Ratna ma kierunek równoleżnikowy i z obu stron (od północy i południa) ograniczają go uskoki. W niektórych blokach bardziej podniesionych istnieje zachowana częściowo pokrywa serii poleskiej, a w blokach obniżonych występują nawet utwory wendu i dolnego paleozoiku, przykryte osadami mezozoicznymi. Na obszarze Polski zrąb Sławatycz — Ratna przedłuża się na obszar zrębowego podniesienia łukowskiego. Tworzą go elewacje skośnie przebiegające do zrębu łukowskiego, w których pod osadami karbonu, a nawet jury występują skały podłoża krystalicznego.

Podniesienie dubrowickie związane jest z północno-zachodnim skrajem masywu ukraińskiego i położone jest przy jego granicy z zapadliskiem poleskim. Pod cienką pokrywą osadów górnej kredy stwierdzono tu utwory serii poleskiej.

Podniesienie wołyńskie przylega od południa do omawianego wyżej zrębu Sławatycz — Ratna. W utworach starszego paleozoiku tego podniesienia zaznacza się szereg jednostek tektonicznych niższego rzędu. Elementy podniesione pokryte są osadami kambru, a w obniżonych występują także osady ordowiku i syluru. Jednostki te przedłużają się na obszar Polski, gdzie zostały nazwane przez W. Pożaryskiego (1964) i B. Arenia (1964) wyniesieniem zrębowym podlasko-lubelskim. W nieco odmiennym znaczeniu A. M. Żelichowski określił ten obszar mianem podniesienia łukowsko-hrubieszowskiego (L. Miłaczewski, A. M. Żelichowski, 1970). Zdając sobie sprawę z umowności tej nazwy zrezygnował później z wydzielenia tego obszaru jako samodzielnej jednostki i nazwał go lubelsko-podlaską częścią podniesionej platformy prekambryjskiej. (A. M. Żelichowski, 1972).

W przedłużeniu ku zachodowi podniesienia wołyńskiego znajduje się zrąb kumowski, tworzące w zasadzie jedną wspólną jednostkę tektoniczną. Do tego obszaru przylega od SE obniżenie terebińsko-sokalskie oddzielone od zrębu kumowskiego przedłużającym się ku zachodowi uskokiem Włodzimierza Wołyńskiego. Obniżenie terebińsko-sokalskie jest strukturalnie ściśle związane ze wschodnią częścią zapadliska lwowskiego.

W strefie łukowsko-hrubieszowskiej pod pokrywą osadów mezozoicznych przeważają osady karbonu, spoczywające na starszym paleozoiku, częściowo na osadach dewonu. Miąższość pokrywy osadowej wzrasta od 450 m w części północno-wschodniej (zrąb łukowski) do 5000 m w części południowo-zachodniej. Zrąb łukowski przecinają poprzeczne uskoki o amplitudzie do 200 m. Zrąb od zapadliska podlasko-brzeskiego oddziela na NW uskok Łosic, na SW zrąb Kock-Lubartów, a na SE uskok Hanany; wzdłuż tego ostatniego zrąb łukowski graniczy z zapadliskiem wło-

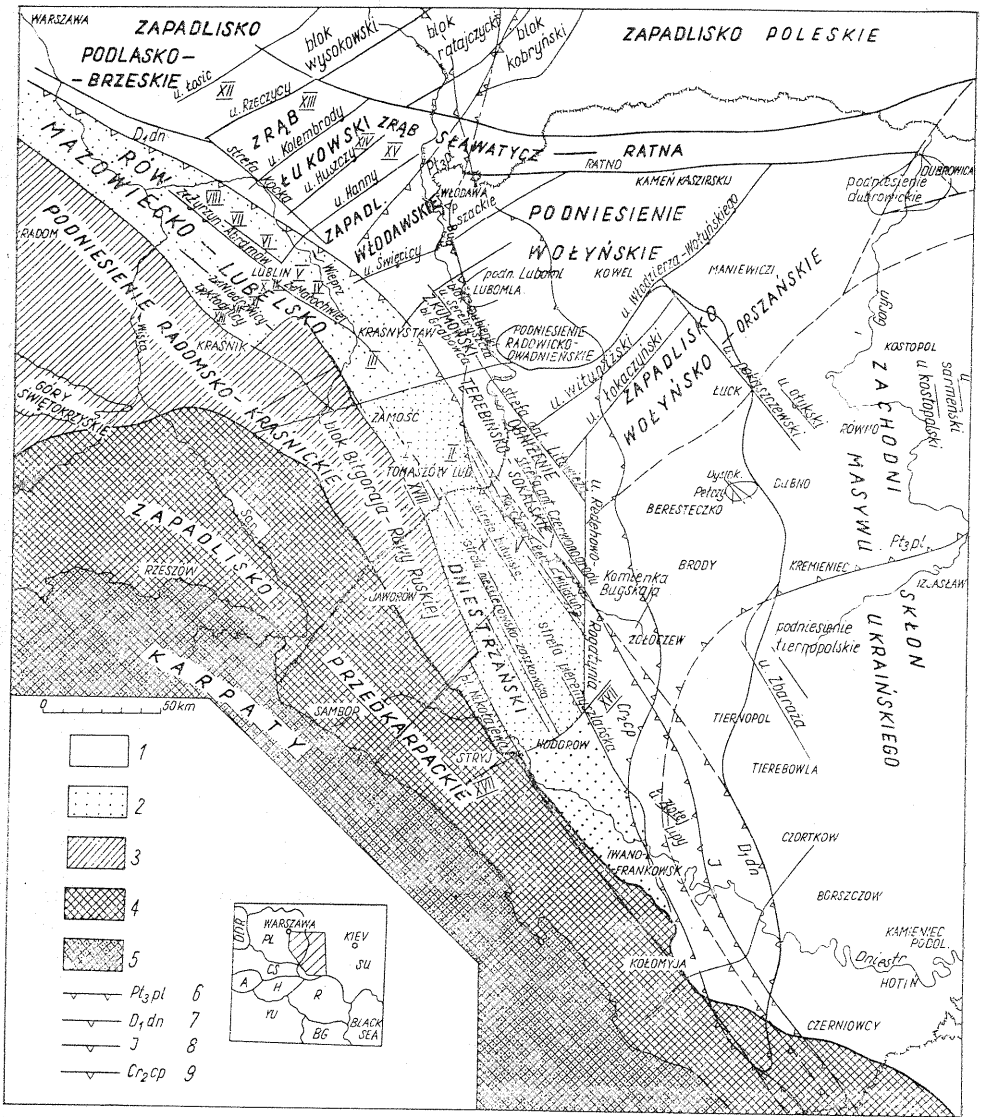


Fig. 1. Szkic tektoniczny południowo-wschodniej Polski i zachodniej Ukrainy
Tectonic sketch of south-eastern Poland and western Ukraine

1 — obszar platformy prekambryjskiej; 2 — obszar brzeżnego zapadliśka platformy prekambryjskiej; 3 — obszar platformy epikaledońskiej; 4 — zapadliśko przedkarpackie; 5 — Karpaty; 6 — granica pogrzebanego górnoproterozoicznego zapadliśka wołyńsko-orzańskiego; 7 — NE granica rowu przedgórskiego wypełnionego osadami oldredu; 8 — granica obniżenia jurajskiego (w części południowej tzw. zapadliśko stryjskie); 9 — NE granica kredowej niecki lubelsko-lwowskiej; elementy strukturalne: I — strefa Komarów — Rachanie, II — strefa Ulhówka, III — zrąb Małochwieja, IV — zrąb Trawników, V — zrąb Świdnika S, VI — zrąb Świdnika N, VII — zrąb Abramowa, VIII — strefa Dębina, IX — zapadliśko Kazimierzówki, X — zrąb Wilczopole — Zemborzyce, XI — zapadliśko Krężnicy, XII — blok Łukowa, XIII — blok Łomaz, XIV — blok Grabowszczyzny, XV — blok Holeszowa — Wisznic, XVI — zapadliśko lwowskie, XVII — uskock stryjsko-pieremyszański, XVIII — uskock Rawa Rуска — Ruda Łubycka

dawskim. W najbardziej podniesionych blokach NE części zrębu łukowskiego podłoże krystaliczne występuje dosyć płytko — pod osadami karbonu lub nawet jury (około 450—900 m), w obniżonych blokach natomiast pod osadami karbonu znajduje się pokrywa starszego paleozoiku, a osadów dewonu brak; dewon występuje pod karbonem jedynie w zapadlisku włodawskim. Miąższość pokrywy osadowej w najbardziej pogrążonej części dochodzi do 5000 m.

W kierunku północno-wschodnim od zrębu łukowskiego zaznacza się przedłużenie stref dyslokacyjnych. Tworzą one podniesienie podłoża krystalicznego, rozdzielające zapadlisko poleskie od zapadliska podlasko-brzeskiego. Podobnie jak w polskiej części wydzielić tu można szereg bloków ograniczonych uskokami o kierunku NE. Od zachodu będą to: blok wysokowski, blok ratajezycki i blok kobryński.

Jak wspomniano wyżej, zapadlisko włodawskie oddziela od zrębu łukowskiego uskoki Hanny, wykazujący amplitudę rzędu około 1000 m. Mniej wyraźne jest ograniczenie tego zapadliska od południowego wschodu, tj. wzdłuż uskoku Świącicy o amplitudzie 500 m. Na południowym zachodzie granicę zapadliska stanowi strefa uskokowa Kocka. Na Białorusi zapadlisku włodawskiemu odpowiadać może obniżony blok diwiński z podłożem krystalicznym na głębokości około 1200 m.

Zrąb kumowski stanowiący południowo-zachodnie ograniczenie podniesienia wołyńskiego rozdzielony jest uskokiem Serebryszcza na dwa bloki: południowo-zachodni — blok Grabowca i północno-wschodni — blok Dubienki. Blok Dubienki stanowi obrzeżenie dwu jednocześnie niższego rzędu Lubomina i Rodowic — Owadna, znanych z Wołynia.

Na zrębie kumowskim — podobnie jak na zrębie łukowskim — w elementach podniesionych występują pod karbonem osady starszego paleozoiku. W obniżonym bloku Grabowca istnieje pokrywa dewonu dolnego (oldredu). Fragmentarycznie występują tu również utwory dewonu środkowego. Na wschód od Bugu, w wydzwigniętej części zrębu kumowskiego, brak jest pokrywy karbonu. Zrąb kumowski przy Bugu dzwignięty jest o około 2000 m w stosunku do obniżenia terebińsko-sokalskiego.

Na Wołyniu — na granicy podniesienia wołyńskiego ze skłonem masywu ukraińskiego — E. Bruns (1957) na podstawie rozmieszczenia utworów serii poleskiej wydzieliła górnoproterozoiczne zapadlisko wołyńsko-orszańskie, rozciągające się ku NE. Osiowa jego strefa, gdzie miąższość serii poleskiej osiąga < 700—1000 m, przebiega przez Czerwonograd — Łuck — Maniewiczze. W budowie zapadliska biorą udział również skały wulkaniczne serii wołyńskiej. Można więc przypuszczać, że zapadlisko wo-

1 — Precambrian platform area; 2 — Precambrian platform fore-deep area; 3 — Epi-Caledonian platform area; 4 — Carpathian fore-deep; 5 — Carpathian mountains; 6 — boundary of the buried Upper Proterozoic Volhynian—Orsza depression; 7 — NE boundary of the fore-mountane graben filled with old red sediments; 8 — boundary of the Jurassic depression (in the southern part — so called Stryj depression); 9 — NE boundary of the Cretaceous Lublin—Lvov trough; structural elements: I — Komarów—Rachanie zone, II — Uhlówek zone, III — Małochwiej horst; IV — Trawniki horst, V — S Świdnik horst, VI — N Świdnik horst, VII — Abramów horst, VIII — Dęblin zone, IX — Kazimierzówka depression, X — Wilczopole-Zemborzyce horst, XI — Krężnica depression, XII — Łukow block, XIII — Łomazy block, XIV — Grabowszczyzna block; XV — Holeszów—Wisznice block; XVI — Lvov depression, XVII — Stryj — Pieremyszlany fault, XVIII — Rawa Ruska—Ruda Lubycka fault

łyńsko-orszańskie otwiera się ku SW i w dorzeczu Bugu i Dniestru łączy się z pograżoną strefą perykratonicznego obniżenia platformy prekambryjskiej stanowiąc, być może, zamarłą ryftową dolinę prostopadłą do osi platformy. Jednakże rozpoznanie osi tej jednostki nie jest jednoznaczne, bo skąpy materiał nie wyklucza przyjętego przez A. M. Żelichowskiego kierunku jego osi — NW. W takim ujęciu stanowi ono obniżenie interkratoniczne, równoległe do brzegu platformy prekambryjskiej.

Brzeźna, pograżona część zachodniego skłonu masywu ukraińskiego, w którym podłoże krystaliczne znajduje się poniżej 1500 m, wydzielona jest jako zapadlisko lwowskie. W pełnym profilu występują tu utwory młodoproterozoiczne i staropaleozoiczne, a także dewonu i karbonu, które pokryte są osadami mezozoiku. Za wschodnią granicę zapadliska lwowskiego przyjęto umownie wschodni zasięg dewonu, co ma podkreślać najbardziej intensywny okres formowania się obniżenia. Założenie tej linii uwarunkowane było znacznymi obniżeniami brzeźnej części platformy w wałdaju, kambrze i sylurze, stanowiącymi obniżenie perykratoniczne, a także utworzeniem w dolnym dewonie zapadliska kaledońskiego (A. W. Chiżniakow, 1971). Granicę północną zapadliska lwowskiego stanowi uskok Włodzimierza Wołyńskiego, oddzielający zapadlisko od podniesienia wołyńskiego. Od SW do zapadliska lwowskiego przylega alpejskie zapadlisko przedkarpaccie, które częściowo jest na nim rozwinięte. W budowie geologicznej zapadliska lwowskiego zaznacza się wyraźnie dwudzielność na część północno-wschodnią i południowo-zachodnią.

Szeroka i połoga północno-wschodnia część zapadliska lwowskiego oddzielona jest od południowo-zachodniej systemem submeridionalnych uskoków wzdłuż linii Korczmin — Bełz — Milatyń. Miąższość pokrywy osadowej — monoklinalnie zapadającej ku W, a na południu również ku SW — wzrasta od 1500 do 3500 m. W profilu środkowego paleozoiku wzrasta głównie miąższość osadów dewonu, osiągająca 1300 m na zachodzie. W obrębie zachodniej części zapadliska lwowskiego głębokość podłoża krystalicznego na podstawie danych geofizycznych szacowana jest na około 6,5—7,0 km. Miąższość pokrywy mezozoicznej dochodzi tu do 1200 m, a dewonu i karbonu przekracza 3000 m.

Północno-wschodnia część zapadliska lwowskiego ściśle związana jest z wydzielonym przez A. M. Żelichowskiego w 1969 r. obniżeniem terebińskim (A. M. Żelichowski, 1972). Dlatego strefę północno-wschodnią proponujemy nazwać obniżeniem terebińsko-sokalskim, południowo-zachodnią natomiast rowem dnistrzańskim. W takim ujęciu strefa Bełz — Milatyń rozdzielałaby obszary o różnej głębokości podłoża krystalicznego oraz obszary o różnym stylu tektoniki.

W części ukraińskiej obniżenia terebińsko-sokalskiego w obrębie utworów dewonu i karbonu wydzielane są dwie strefy antyklinalne — Litowieża i Czerwonograda, o kierunku NW-SE i amplitudzie 40—50 m. Na ciągach tych rozpoznano niewielkie (o powierzchni do 20 km²) brachyantykliny. Nachylenie osi w części NW wynosi ok. 6—8°, a ku SE jest jeszcze mniej wyraźne (do 3—4°).

ZAPADLIKO BRZEŻNE

RÓW MAZOWIECKO-LUBELSKO-DNIESTRZAŃSKI

Obszar zapadliska brzeżnego nazwany został rowem mazowiecko-lubelsko-dniestrzańskim, w którego obrębie obserwuje się zróżnicowaną tektonikę.

W obrębie dniestrzańskiego odcinka rowu wydzielono w karbonie i dewonie kilku ciągów strukturalnych (od NE ku SW): Korczmina — Bełza — Milatynia (brzeżny), Butynia, Pieriemyszlan, Niestierowa i Zaszkowa. Budowa tych stref jest odmienna od struktur z obniżenia terebińsko-sokalskiego. Strefy dyslokacyjne mają charakter nasunięć lub co najmniej uskoków odwróconych i zakorzenione są w podłożu krystalicznym. W części górnej jednemu uskokowi towarzyszy w podłożu kilka uskoków rozszczepionych, o stosunkowo małym nachyleniu. Występujące wzdłuż uskoków zręby (lub bloki), zbudowane z utworów dewonu i karbonu, miejscami przemieszczone są do 1 km ku NE. W częściach południowo-zachodnich (nasuniętych) istnieją brachyantykliny o powierzchni od 3 do 100 km² (1 × 3 km do 4 × 25 km). Amplituda tych fałdów wzrasta z NE na SW — od 70 m w strefie bełsko-milatynskiej do 300 m i więcej w strefie niestierowsko-zaszkowskiej. Skrzydła południowo-zachodnie mają upad od 12—15° do 25—30°, a skrzydła północno-wschodnie, które, mimo że są słabiej wyrażone, mają upady bardziej strome — od 20—25° do 40—45°. Niekiedy fałdy te pozbawione są całkowicie skrzydeł północno-wschodnich.

Na podstawie danych grawimetrycznych przypuszcza się, że młodsza platforma istnieje w skrajnej południowo-zachodniej części odcinka dniestrzańskiego rowu, tzn. w strefie antyklinalnej niestierowsko-zaszkowskiej, wobec czego występujące w tej strefie antykliny mogą być antyklunami potomnymi, rozwiniętymi na starszym planie.

Opisane wyżej strefy antyklinalne rozdzielają wąskie, płytkie strefy synklinalne. W obrębie wschodniej części zapadliska lwowskiego istnieje niewielka ilość małych podniesień, często nie mających zamknięć. Brak ich jest w zachodniej części obniżonej (w rowie dniestrzańskim).

W tektonice fałdowo-blokowej zachodniej, obniżonej części paleozoicznego zapadliska lwowskiego zaznacza się strefowość podłużna wzdłuż kierunku NW-SE oraz poprzeczna (i skośna), wyrażona w postaci uskoków. Mechanizm strefowości powstawania struktur fałdowo-blokowych w utworach dewonu i karbonu nie jest całkiem jasny. Wydaje się, że powszechnie występujące nasunięcia i uskoki odwrócone świadczą o silniejszym zgniataniu brzeżnej części platformy po okresie karbońskim, w rezultacie nasuwania na nią sfałdowanych mas kaledońskich. Przemieszczeniu poszczególnych bloków najbardziej wysuniętych ku NE towarzyszyło nabrzmienie i wydzwignięcie osadów paleozoicznych na brzegu platformy prekambryjskiej, w rezultacie czego w strefie niestierowsko-zaszkowskiej erozja usunęła osady karbonu i znaczną część dewonu.

Podobna sytuacja obserwowana jest w przygranicznym obszarze Polski. Strefa czerwonoградzka znajduje swe przedłużenie w antyklinalnie Oszczowa. W południowo-zachodniej części — bardziej pogrążonej (rów mazowiecko-lubelski) — A. M. Żelichowski zaobserwował (1972) przedłużenie stref antyklinalnych z SE na NW. Strefa Bełz — Milatyn łączy się

ze strefą Korczmin — Terebiń, strefa butyńska ze strefą Ułhówka, strefa niestierowska ze strefą Komarów — Rachanie, a strefa zaskowska ze strukturą Machnowa.

Większa część rowu mazowiecko-lubelskiego oddzielona jest od rowu dnistrzańskiego zachodnim przedłużeniem uskoku Włodzimierza Wołyńskiego i ma odmienną budowę. Rozwinięte są tu uskoki podłużne i poprzeczne do osi rowu oraz uskoki tworzące wąskie zręby i rowy.

W części NE rowu mazowiecko-lubelski ograniczony jest brzeżnym zrębem Kock — Lubartów (strefa Kocka). W obrębie rowu istnieje szereg ciągów antyklinalno-zrębowych (od NE ku SW): Dęblin — Świdnik, Wilczopole, Zemborzyce i Bełżyce — Niedzwica, w których pod karbonem występują osady dewonu górnego. W okolicach Krasnegostawu w podniesionych elementach bezpośrednio pod jurą leżą osady dewonu dolnego. Na powierzchni podkarbońskiej w rowie mazowiecko-lubelskim istnieje charakterystyczna strefa pozbawiona osadów młodszych od dewonu dolnego, występująca na południowo-zachodnim przedłużeniu zrębu kumowskiego. Południowa granica tej strefy związana jest z zachodnim przedłużeniem uskoku Włodzimierza Wołyńskiego.

Z danych geofizycznych (A. M. Żelichowski, 1972) wynika, że w południowo-zachodniej części rowu mazowiecko-lubelskiego podłoże krystaliczne spoczywa na głębokości 6000 m, a w części centralnej na głębokości 8000—9000 m, co jest związane ze zwiększaniem się w tym kierunku miąższości osadów dewonu i karbonu. Starsze osady nie są rozpoznane w szerszym zakresie.

PODNIESIENIE RADOMSKO-KRAŚNICKIE

Do rowu mazowiecko-lubelsko-dnistrzańskiego przylega od SW młoda platforma rozdzielona poprzecznymi uskokami na szereg bloków. Najbardziej podniesione są bloki położone skrajnie na SE: blok Biłgoraj — Rawa Ruska i blok nikolajewski. W blokach tych pod pokrywą osadów mezozoicznych występują silnie sfałdowane osady syluru i kambru o nieznannej miąższości. Osady starszego paleozoiku ujęte są w ostre monoklinalne fałdy niekiedy nasunięte ku NE i pozbawione w zasadzie pokrywy osadów dewonu. Osady mezozoiczne tworzą połogie struktury. A. W. Chiżniakow uważa, że oblekają one erozyjne ostańce podłoża kaledońskiego, A. M. Żelichowski natomiast uznaje antykliny mezozoiczne za potomne na starych założeniach.

Odmienne przedstawia się budowa pozostałej części podniesienia radomsko-kraśnickiego. Na obszarze od Białobrzegów do Zamościa pod pokrywą osadów mezozoiku (do 1500 m miąższości) znajduje się pokrywa młodej platformy epikaledońskiej, którą rozpoczynają utwory dewonu dolnego. Leżą one transgresywnie, z przerwą sedymentacyjną przypadającą w dolnym zigenie, na silnie sfałdowanych utworach żyzny, syluru i ordowiku. Brak jest na podniesieniu radomsko-kraśnickim osadów karbonu i permu. Główne dyslokacje występujące w dewonie mają kierunek NW i NE, są również wykazujące inny kierunek. Na zachód od Wisły występują brzeżne antykliny Pionek i Opola Lubelskiego z utworami dewonu dolnego w osi (w facji oldredu). W osi synkliny ograniczającej omawiane antykliny od zachodu pojawiają się osady wyższego dewonu, a w Ciepiewie istnieje antyklina dewońska utworzona z utworów oldredu.

Granica między platformą prekambryjską i obramowującą ją platformą kaledońską przebiega prawdopodobnie na szwie tektonicznym na styku rowu mazowiecko-lubelskiego i podniesienia radomsko-kraśnickiego. Wzdłuż linii Grójec — Zamość i dalej ku SE granica ta ciągnie się wzdłuż nasunięcia bloków Biłgoraj — Rawa Ruska i nikołajewskiego, aż do poprzecznego uskoku stryjsko-pieriemyszańskiego i dalej (tu już w obrębie wewnętrznej strefy alpejskiego zapadliska przedkarpackiego) wzdłuż szwu brzeźnego przechodzącego na zachód od Iwano-Frankowska i Kołomyji i dochodzi do granicy ZSRR z Rumunią.

ROZWÓJ KOMPLEKSÓW STRUKTURALNYCH

W budowie zapadliska lwowskiego oraz rowu mazowiecko-lubelskiego i otaczających je platform prekambryjskiej i kaledońskiej A. W. Chizniakow wydziela pięć głównych kompleksów strukturalnych: dolno- i górnobajkalski, kaledoński, waryscyjski oraz alpejski. Na platformie prekambryjskiej do kompleksu dolnobajkalskiego zaliczono serię poleską i prawdopodobnie serię wołyńską, wypełniającą pogrzebane górnoproterozoiczne zapadlisko wołyńsko-orszańskie, a w brzeźnej części platformy obniżenie perykratoniczne, tworzące pogrążone zapadlisko przydnistrzańskie.

W sąsiedniej starej geosynklinie utworom tym odpowiadają prawdopodobnie zmetamorfizowane i sfałdowane osady stwierdzone w wewnętrznej strefie zapadliska przedkarpackiego o konsolidacji bajkalskiej, tworzące dolne piętro strukturalne orogenu kaledońskiego. Wyższe piętro strukturalne oddziela od dolnego przerwa sedymentacyjna i niezgodność. Do piętra wyższego należy seria wałdajska i ściśle związana z nią seria bałtycka dolnego kambru. Na platformie prekambryjskiej osady te wypełniają szeroką strefę obniżenia perykratonicznego o kierunku NW, obejmującą skłon masywu ukraińskiego i rów mazowiecko-lubelsko-dniestrzański, a także częściowo podniesienie wołyńskie.

W przyległej starej geosynklinie na terenie Polski odpowiednikami utworów serii wałdajskiej i bałtyckiej są według A. W. Chizniakowa sfałdowane warstwy kotuszowskie i utwory dolno- i środkowokambryjskie Gór Świętokrzyskich, tworzące środkowe piętro strukturalne.

Utwory górnego kambru, ordowiku, syluru i najniższego dewonu tworzą górne piętro strukturalne, bardzo podobne do niższego, które ma jednak mniejsze rozprzestrzenienie. Utwory składające się na ten kompleks, tzn. bez serii dniestrzańskiej dolnego dewonu (oldredu) na platformie prekambryjskiej, należą do obniżenia perykratonicznego. Dolny dewon w facji oldredu wypełnia na obszarze lwowskim wąski rów przedgórski kaledonidów o kierunku NW.

W strefie starych fałdowań, przylegającej do zapadliska lwowskiego, kompleks kaledoński zbudowany jest z silnie zdyslokowanych i skompromowanych osadów kambru, syluru i żedynu, a w części obrzeżającej rów mazowiecko-lubelski znane są także osady ordowiku. Górotwór kaledoński pokryty jest młodszym kompleksem strukturalnym, złożonym z osadów wyższej części dolnego, środkowego i górnego dewonu oraz karbonu. Na platformie prekambryjskiej osady te wypełniają rów mazowiecko-lubelsko-dniestrzański. Struktury środkowopaleozoiczne powtarzają strefę obniżenia perykratonicznego i mają kierunek NW.

Między osadami karbonu i dewonu istnieje regionalny hiatus i przypadająca na ten okres przebudowa strukturalna. Jest ona słabiej wyrażona w zachodniej części zapadliska lwowskiego, objętego silną fałdowo-blokową tektoniką pokarbońską. W rowie lubelskim, gdzie według A. W. Chiżniakowa słabiej zaznaczają się ruchy waryscyjskie, niezgodność ta jest wyraźniejsza. Karbon spoczywa transgresywnie na różnych ogniwach dewonu. Na obszarze platformy epikaledońskiej (obszar podniesienia radomsko-kraśnickiego łącznie z blokiem niokolajewskim) osady dewonu są słabo zdyslokowane. Kompleks strukturalny „synalpejski”, złożony z utworów jurajskich (górną i częściowo środkową jury), górnokredowych, a niekiedy trzeciorzędowych, rozdzielają liczne przerwy stratygraficzne i związany jest wspólnym planem strukturalnym. W części północno-zachodniej omawianego obszaru występują także utwory permu i triasu. Pokrywa permsko-mezozoiczna z niezgodnością kątową i hiatusem spoczywa na starszych utworach. W budowie elementów tektonicznych tej pokrywy obserwuje się w pobliżu masywu ukraińskiego kierunki południowe, które w miarę oddalania się od masywu stają się bardziej zbliżone ku NW. Utwory mezozoiku wypełniające obniżenie na kontakcie dwóch platform tworzą stryjskie zapadlisko jurajskie i kredowe obniżenie lwowsko-lubelskie.

Podłoże krystaliczne skonsolidowane zostało ostatecznie w czasie fałdowań gotyjskich, mających tu kierunek NW. W stadium dolnobajkalskim na starej platformie miały jeszcze miejsce oddźwięki fałdowań saksagańskich, czym A. W. Chiżniakow tłumaczy kierunek NE górnoproterozoicznego obniżenia wołyńsko-orszańskiego. Orogeneza górnoproterozoiczna (dalslandzka ?) utworzyła w geosynklinie strefę starych sfałdowań przylegających do platformy wzdłuż jej ugięcia (położenie tej strefy można wiązać z uskokiem niestierowskim), z którym genetycznie związana jest intensywna działalność wulkaniczna cyklu wołyńskiego. Na platformie prekambryjskiej powstały w tym czasie głębokie rozłamy i związane z nimi trapy. Dolna część formacji trapowej łączy się strukturalnie z serią poleską. Jej utworzenie się zakończone zostało razem z utworzeniem obniżenia wołyńsko-orszańskiego. Formacja trapowa jest typową formą platformową pogrzebaną pod młodszymi osadami. Na przełomie proterozoiku i paleozoiku brzeżna część platformy wraz ze znaczną częścią obniżenia wołyńsko-orszańskiego ujęta była w przydniestrzańską strefę obniżeń o kierunku NW. Obecność tufitów kwaśnych w warstwach bronickich formacji jarszewskiej Podola — Przydniestrza świadczyć może o działalności magmatycznej w sąsiedniej geosynklinie, bowiem skały wylewne formacji wołyńskiej były skałami zasadowymi.

Silne kaledońskie ruchy tektoniczne zaznaczyły się najbardziej wyraźnie w sylurze i najniższym dewonie (łącznie z piętrzem tiwerskim), kiedy to obniżenie w obszarze Prakarpat spowodowało w brzeżnej części platformy intensywne pogażenie strefy przydniestrzańskiej, stanowiącej obniżenie perykratoniczne. Sfałdowanie strefy zewnętrznej późnokaledońskiego orogenu miało miejsce w dolnym dewonie (pogranicze tiweru i serii dniestrzańskiej, czyli dolny zigen) i doprowadziło do utworzenia na brzegu platformy brzeżnego wzniesienia (wału). Sfałdowanie tej staropaleozoicznej miogeosynkliny stopniowo zanika ku SE. W obszarze granicznym z Rumunią sylur i żedyn (tiwer) są słabo zdyslokowane, choć mają

jeszcze dość duże miąższości. Rozprzestrzenieniu kaledońskich fałdowań w kierunku SE przeciwstawiło się poprzeczne podniesienie Bukowiny (W. W. Głuszko, 1968). W końcowej fazie cyklu kaledońskiego powstał wąski rów przedgórski, wypełniony w dolnym dewonie osadami lądowymi w facji oldredu. Nasunięcie kaledonidów na platformę, które nastąpiło po karbonie, częściowo pokryło to zapadlisko.

Poprzeczna elewacja Bukowiny w okolicy Czerniowców powoduje centralne zamknięcie zapadliska lwowskiego. Z głównych linii tektonicznych kaledońskich czynny był w tym czasie uskok Włodzimierza Wołyńskiego, który spowodował w końcu tawru wydzwignięcie podniesienia wołyńskiego. Drugą linią był uskok Beż — Milatyń — Kock ograniczający od NE tworzenie się dolnodewońskiego rowu przedgórskiego. Okres waryscyjski to także etap znacznych ruchów tektonicznych. Na platformie prekambryjskiej zniknęło obniżenie perykratoniczne w strefie Przydnistrza, razem z rowem przedgórskim kaledonidów i utworzyły się potomne struktury, zapoczątkowane w dewonie środkowym. Rozwój facjalny i wyrównanie miąższości dewonu środkowego świadczy o zamykaniu się od SE zapadliska lwowskiego, a jego otwieraniu w stronę rowu mazowiecko-lubelskiego. Według A. W. Chiżniakowa zbiornik ten w kierunku NE łączy się z zapadliskiem prypeckim w postaci niewielkich zapadlisk. W końcu dewonu zbiornik sedymentacyjny w zapadlisku lwowskim uległ skurczeniu, w karbonie został on jeszcze bardziej ograniczony. Krótkie SW skrzydło środkowopaleozoicznego zapadliska lwowskiego ścięte jest nasunięciem kaledonidów, które pokrywała pierwotnie niewielka pokrywa dewonu i karbonu, o czym świadczy zmniejszona miąższość tych utworów przy południowo-zachodnim obramowaniu. Na obszarze lubelskim kaledonidy pokryte są osadami dewonu. W czasie turneju miała miejsce intensywna działalność dysjunktywna, której towarzyszył wulkanizm (sjenity, diabazy i tufy). Formowanie struktur zakończone zostało w górnym karbonie w czasie trwania fazy synasturyjskiej.

Ukraiński Naukowo-Badawczy
Instytut Geologiczny
Lwów, pl. Mickiewicza 8
Instytut Geologiczny
Warszawa, ul. Rakowiecka 4
Nadesłano dnia 13 września 1973 r.

PIŚMIENNICTWO

- ARENŃ B. (1964) — Geologia wglębna wschodniej Polski na przekroju Fasty — Tyśzowice. *Kwart. geol.*, 8, p. 77—88, nr 1. Warszawa.
- MILACZEWSKI L., ŻELICHOWSKI A. M. (1970) — Wglębna budowa geologiczna obszaru radomsko-lubelskiego. *Przew. XIII Zjazdu Pol. Tow. Geol.*, p. 7—32. Wyd. Geol. Warszawa.
- CZERMIŃSKI J., ZNOSKO J. (1967) — Zum Problem der Kaledoniden im Süd-ost Polen. *Ber. Geol. Ges. geol. DDR, Geol. Paleont.*, 12, p. 141—148, z. 1—2. Berlin.

- POŻARYSKI W. (1964) — Zarys tektoniki paleozoiku i mezozoiku Niżu Polskiego. Kwart. geol., 8, p. 1—41, nr 1. Warszawa.
- ŻELICHOWSKI A. M. (1972) — Rozwój budowy geologicznej obszaru między Górami Świętokrzyskimi a Bugiem. Biul. Inst. Geol., 263. Warszawa.
- АНТИПОВ В. И., МЕДВЕДЕВ А. П. (1969) — К вопросу о юго-западной границе Восточно-Европейской платформы. Сб. Геология и геохимия горючих ископаемых, вып. 20. Киев.
- БРУНС Е. П. (1957) — Стратиграфия древних доордовикских отложений западной части Русской платформы. Сов. геол., 59. Москва.
- ГЛУШКО В. В. (1968) — Тектоника и нефтегазоносность Карпат и прилегающих прогибов. Изд. НЕДРА. Москва.
- ФИЛЬШТИНСКИЙ Л. Е. (1970) — К истолкованию гравитационных аномалий западных окраин Вольни и Подолии. Геофизические исследования на Украине. Техника. Киев.
- ХИЖНЯКОВ А. В. (1971) — Циклы осадконакопления в позднем протерозое и кембрии на юго-западе Восточно-Европейской платформы. Тр. Укр. НИГРИ, 16, стр. 70—92. Изд. НЕДРА. Москва.

Андрей В. ХИЖНЯКОВ, Антони М. ЖЕЛИХОВСКИ

СХЕМА ТЕКТониКИ ЛЮБЛИНСКО-Львовской ТЕРРИТОРИИ (ЮГО-ВОСТОЧНАЯ ЧАСТЬ ПОЛЬШИ И ЗАПАДНАЯ УКРАИНА)

Резюме

Люблинско-Львовская территория расположена на западном обрамлении Украинского щита, к которому на западе прилегает более молодая каледонская платформа. Кровля кристаллического фундамента погружается в западном направлении в виде ряда сбросов. Ввиду различной мощности осадочного покрова, на этой территории выделен ряд тектонических элементов. Их расположение показано на фиг. 1.

Осадочный покров на описываемой территории докембрийской платформы, сформировавшейся в готский период, на севере начинается с отложений полесской серии, в которые входили габбровые интрузии. Это Волынско-Оршанская впадина. На остальной территории разрез начинается с отложений венда, а на севере Люблинской территории даже с кембрийских отложений.

К западу от склона Украинского щита расположен тектонический Мазовецко-Люблинско-Днестровский грабен, тянущийся в СЗ-ЮВ направлении. Он заполнен отложениями девона и карбона, залегающими на древнем палеозое. Грабен образовался в конце карбона после вестфалья, перед пермью, под напором надвигающихся на платформу каледонидов. Вдоль ЮЗ крыла сброса грабена проводится граница докембрийской и палеозойской платформ.

Мазовецко-Люблинско-Днестровский грабен с ЮЗ замкнут поперечной элевацией Буковины, в связи с чем выклиниваются отложения девона и карбона. В пределах грабена выделен ряд вытянутых структурных элементов горстово-антиклинального характера. На них развиты брахиантиклинали. Юго-западные крылья с меньшим углом падения надвинуты на более крутые и слабее обозначенные северо-восточные крылья. С юго-запада грабен

ограничен зоной подмезозойских выходов девона, а в тех зонах, где эрозия была более глубокой, выходами складчатых отложений древнего палеозоя. Эта территория, выделенная под названием Радомско-Красненского поднятия, продолжается на Украине в виде так называемого Николаевского блока. Он развит на эпикаледонской платформе, верхний ярус которой был смят в складки в верхнем зигене. Осадочный покров, окончательно сформировавшийся в третичное время, образовался в ряде циклов, в результате чего в нем выделяются пять комплексов (фиг. 2).

Andrey V. KHIZHNYAKOV, Antoni M. ŻELICHOWSKI

OUTLINE OF THE TECTONICS OF THE LUBLIN—LVOV AREA (SE POLAND AND W UKRAINE)

Summary

The Lublin—Lvov area is situated in the northern borderland of the Ukrainian massif bordered in the west by the younger Caledonian platform. The top of the crystalline basement submerges step-wise along a series of faults from the massif eastwards. In this area a number of tectonic units have been distinguished on the grounds of thickness differences of the sedimentary cover. Their distribution is demonstrated in Fig. 1.

In that part of the Precambrian platform which was formed during Gothide time the sedimentary sequence commences — in the north — with the Polesie series subsequently intruded by gabbros. In the remaining area the sequence commences with the Vendian and in the northern Lublin area even with the Cambrian.

West of the slope of the Ukraina in massif is the Mazovia—Lublin—Dniester graben stretching in the NW — SE direction. It is filled with Devonian and Carboniferous sediments overlying the Older Palaeozoic. Its age is Post-Westphalian and Pre-Permian, its origin having been due to the pressure of the Caledonides thrust over the platform. The SW fault of the graben is regarded as the boundary between the Precambrian and the Palaeozoic platforms.

In the south-east the Mazovia—Lublin—Dniester graben is closed by the transversal Bukowina elevation responsible for the wedging out of the Carboniferous and Devonian sediments. Within the graben a number of elongated structural elements of horst-anticlinal character have been distinguished. Brachyanticlines developed in these elements. More gently dipping south-western limbs were thrust over steeper and less accentuated north-eastern limbs. In the south-west the graben is bordered by Sub-Mesozoic Devonian outcrops and in areas where erosion reached deeper levels — by folded Older Palaeozoic rocks. This area, called the Radom—Kraśnik elevation continues in Ukraine as the so called Nikolaev block. It is developed on the Epicaledonian platform whose upper stage was folded during Lower Siegenian time. The sedimentary cover, ultimately modelled during the Tertiary, was formed in a number of cycles that produced 5 complexes (Fig. 2).