

Brandenburgische Geowiss. Beitr.	Kleinmachnow	4 (1997), 1	S. 55 – 66	6 Abb., 11 Lit.
----------------------------------	--------------	-------------	------------	-----------------

Beziehungen zwischen den Hauptlithosphärengrenzen im Westen des Osteuropäischen Kratons (IGCP Projekt 346)



RADIM G. GARETSKY, ROMMA E. AIZBERG, ALEXANDER K. KARABANOV
& GERMAN I. KARATAEV

IGCP Projekt No. 346
Neogeodynamica Baltica

Der von der Teisseyre-Tornquist-Zone (TTZ) begrenzte Westteil des Osteuropäischen Kratons (OK) schließt in sich fast alle Haupttypen von Strukturelementen der alten Plattform ein. Hier befinden sich einige in früheren Etappen der Erdkrustenakkretion gebildeten wichtigen Fundamentstrukturen wie der Polnisch-Litauische und Belarussisch-Baltische Granulitgürtel, das Bragin-Granulitmassiv, der Osniz-Mikaschewitschi vulkano-plutonische Gürtel u. a. In der Deckgebirgsstruktur werden folgende tektonische Hauptelemente unterschieden: Der Ukrainische Schild und Teile des Baltischen Schildes, die Russische und Volyn-Asowsche Platte, die Belarussische Anteklise und die Voronezh-Anteklise, die periphere Baltische und innere Moskau-Syneklise, die riphäischen Volyn-, Orscha- und Dnepr-Paläorifte, der passive frühpaläozoische Baltikum-Dnepr Kontinentalrand.

Die letzten Untersuchungen zeigen, daß für die im Oligozän-Quartärkomplex auftretenden neotektonischen Strukturen besondere tektonische Merkmale charakteristisch sind. Zu den besonders großen neotektonischen Strukturen gehören die Baltisch-Belarussische Syneklise mit dem Ostbaltischen und Finnischen Grabensystem sowie der Litauisch-Estnischen Monokline, die Voronezh-Tver-Anteklise, die Ukrainische Anteklise, die Dnepr-Syneklise sowie der östliche Teil der Zentraleuropäischen Hebungszone.

Die Lithosphärentektonik im Osten des OK wird am deutlichsten im Bau der Hauptgrenzflächen: Fundamentoberfläche als Grenze des konsolidierten Stockwerks der Erdkruste, Moho und Asthenosphäre. Die neotektonische Struktur des oberflächennahen Deckgebirges, der sedimentär-effusiven Hülle, wird vom Bau des Oligozän-Quartärkomplexes beeinflusst. Die Beziehungen zwischen den genannten Grenzen lassen die Hauptzüge der Lithosphärenrevolution im Osten des OK mindestens in den spätproterozoischen und phanerozoischen Etappen nach der Akkretion seiner Krustenblöcke erkennen.

Bau der Fundamentoberfläche

Zu den größten Strukturen im Osten des OK gehören die Baltische Syneklise, die Moskau-Syneklise (südwestliche Flanke), die Podlesie-Brest-, die Orscha- und Volyn-Senken, der Pripjat- und Dneprgraben, die Belarussische und Voronezh-Anteklisen, der Lettische, Polessische und Zhlobin-Sattel (Abb. 1).

Die *Baltische Syneklise* ist eine große, unvollständig kreisförmige Struktur (600 × 400 km), die sich im Osten zentrikonal schließt und sich im Westen zur TTZ öffnet. Die Hauptetappe ihrer Entwicklung kann man als kaledonisch einstufen. Im Norden wird die Baltische Syneklise von der Litauisch-Estnischen Monokline und im Osten vom Lettischen Sattel begrenzt. Im Süden trennt der Suvalki-Bruch die Baltische Syneklise von der Belarussischen Anteklise. Die Baltische Syneklise gehört zum Baltikum-Dnepr-System der Perikratonsenkungen, das sich entlang des südwestlichen Randes des Osteuropäischen Kratons mehr als 1 500 km erstreckt. Das Fundament senkt sich in der Syneklise nach Westen von 0,8 bis auf 3,0 km und zum Teil noch tiefer (Abb. 2). Die Ablagerungen des Deckgebirges sind mit allen stratigraphischen Systemen vertreten. Unter diesen überwiegen die unterpaläozoischen Sedimente.

Innerhalb der Baltischen Syneklise werden kimmerisch-alpidische Strukturen wie die Polnisch-Litauische Senke, die Mittelbaltische Senke und die Estnische Monokline unterschieden (Tektonika Pribaltyki, 1979).

Die *Podlesie-Brest-Senke* ist eine weitere Struktur in dem perikratonalen Baltikum-Dnepr-Senkungssystem. Sie wurde auch während der kaledonischen Entwicklungsetappe gebildet, aber ihre Größe ist wesentlich geringer als die der Baltischen Syneklise. Der Svislotsch-Bruch trennt diese Struktur im Norden von der Belarussischen Anteklise. Im Osten stößt die Podlesie-Brest-Senke an den Polessischen Sattel, im Süden wird sie durch den breitenparallelen Nord-Ratno-Bruch vom Lukow-Ratno-Horst getrennt und im Südwesten von der TT-Linie begrenzt. Die Senkenstruktur ist im Osten geschlossen und nach Westen geöffnet. Ihre Längserstreckung beträgt etwa 350 km, ihre Breite schwankt zwischen 90 und 130 km. Die Fundamentoberfläche senkt sich in westlicher Richtung bis auf 9 km Tiefe ab.

Die *Orsha-Senke* (300 × 250 km), die als Rest der riphäisch-frühvendischen Paläosenke von Volyn-Orscha betrachtet wird, befindet sich im Nordosten des Untersuchungsgebietes. Ihre Nachbarstrukturen sind das begrabene Vilejka - Hebungsgebiet der Belarussischen Anteklise und der Lettische Sattel im Westen, das begrabene Bobrujsk-Hebungsgebiet, der Zhlobin-Sattel und das begrabene Surazh-Hebungsgebiet der Voronezh-Anteklise. Im

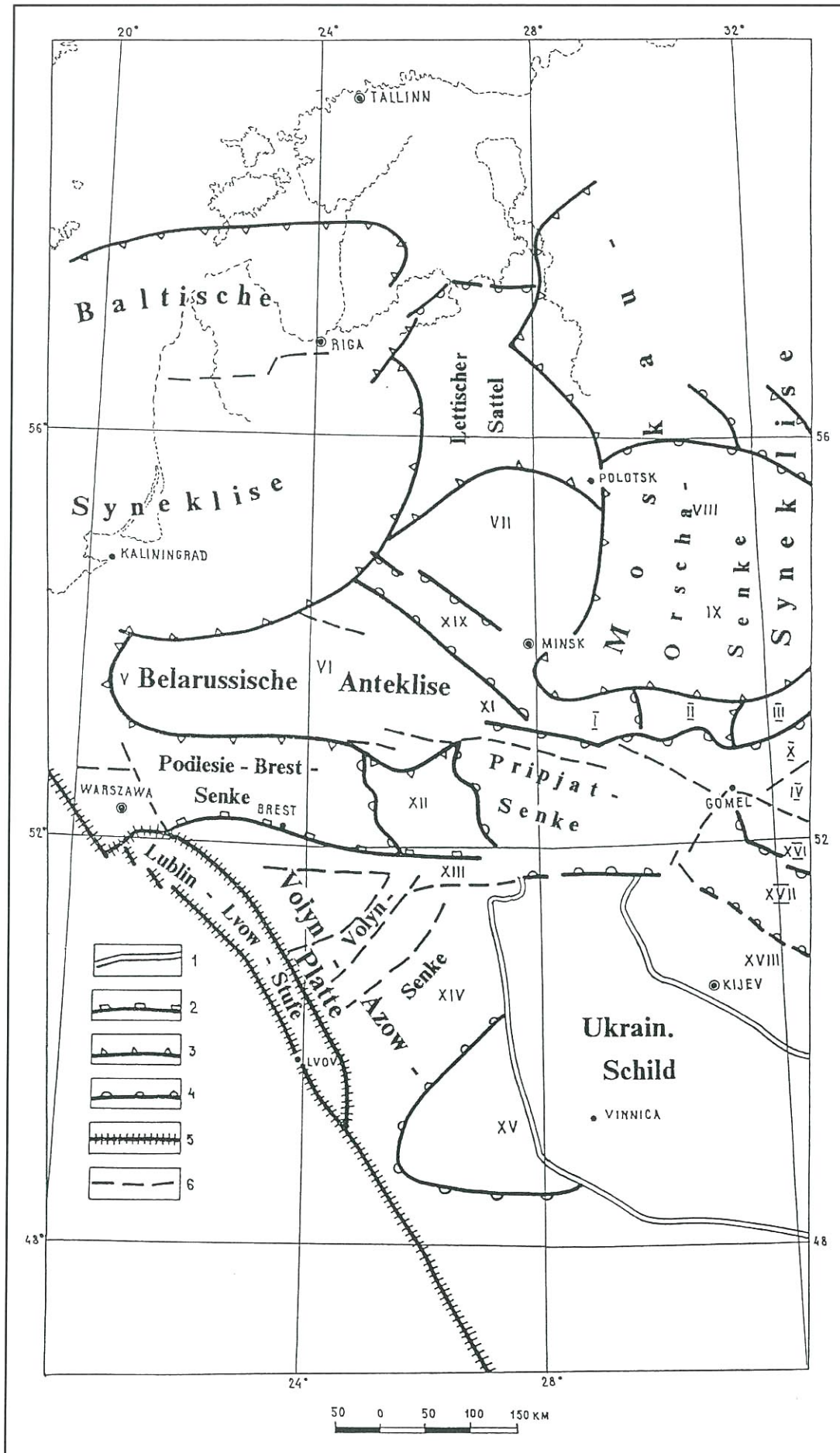


Abb. 1

Tektonische Rayonierung des Westteiles des Osteuropäischen Kratons

- I - Bobrujsk Hebung, II - Zhlobin-Sattel, III - Jartzevo-Hebung, IV - Grenjatschi-Hebung, V - Masurische Hebung, VI - Zentral-Belarusisches Massiv, VII - Viljka-Hebung, VIII - Vitebsk-Mulde, IX - Mogilev Mulde, X - Klintzy-Graben, XI - Bobovnja-Hebung, XII - Polessischer Sattel, XIII - Lukov-Ramo-Horst, XIV - Rovno-Monoklinale, XV - Moldavische Hebung, XVI - Nord-Dnepr Monoklinale, XVII - Dnepr-Graben, XVIII - Süd-Dnepr Monoklinale, XIX - Volozhin-Graben;
1 - Grenze des Ukrainischen Schildes, 2 - Grenze der Russischen und Volyn-Podolischen Tafel, 3 - Strukturen erster Ordnung, 4 - Strukturen zweiter Ordnung, 5 - Grenze des Osteuropäischen Kratons, 6 - überregionale und regionale Brüche

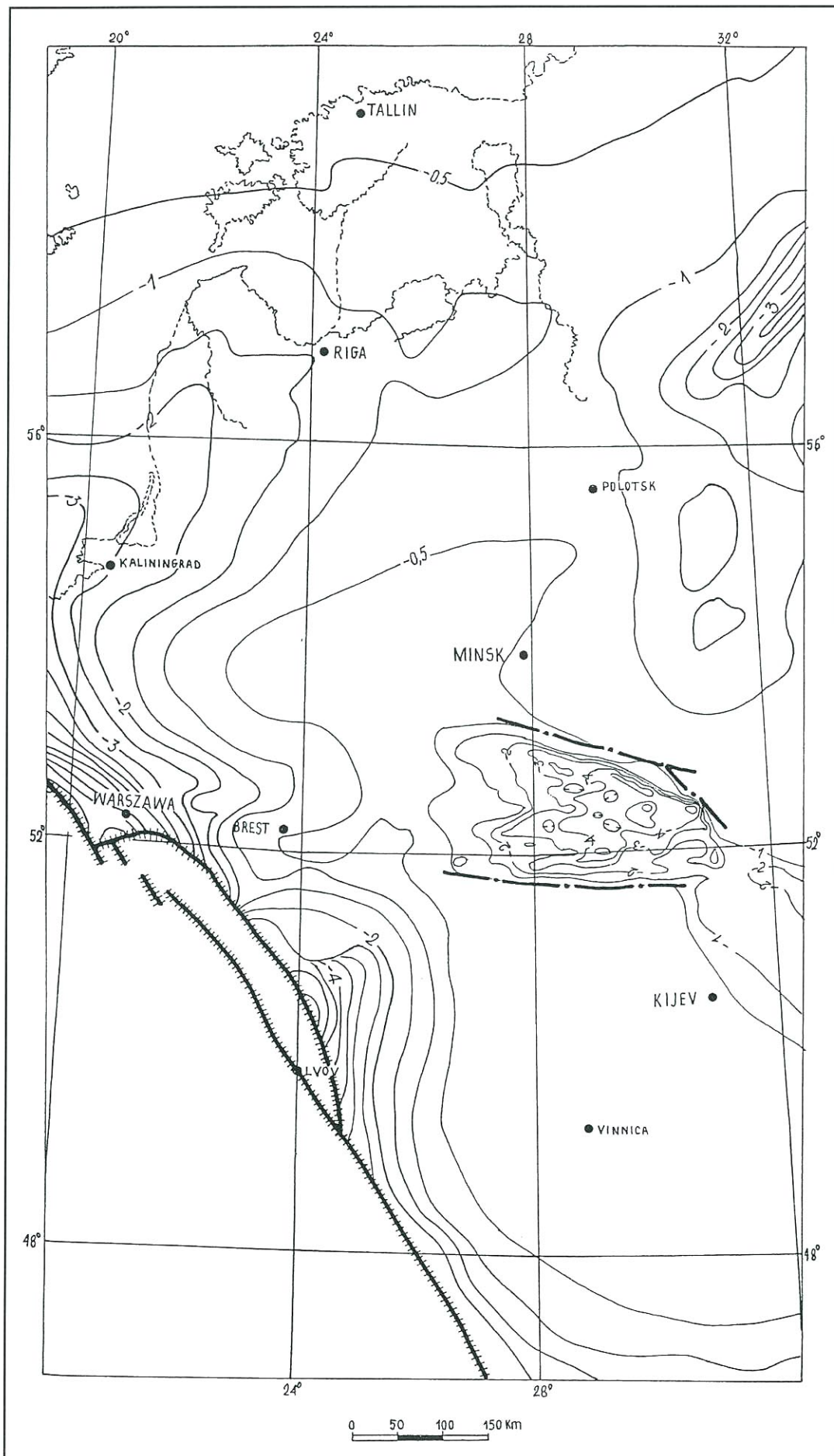


Abb. 2
Relief des Fundaments im Westteil des Osteuropäischen Kratons (Tiefenlage der Fundamentoberfläche in km)

Norden öffnet sich die Orscha-Senke und geht über in die Toropezk-Vjasma-Senke. Zum Zentrum der Orscha-Senke hin taucht die Fundamentoberfläche allmählich bis zur maximalen Tiefenlage von 1,6 und 1,4 km (Vitebsk- und Mogilev-Mulde) ab. Das Deckgebirge in der Orscha-Senke enthält Bildungen des Riphäikum und Vendium sowie Sedimente des Devon-, Unterkarbon, Mesozoikum und Känozoikum. Die in der Fundamentoberfläche ausgeprägte Vitebsk- und Mogilev-Mulde und der Zentrale Orscha-Horst der Orscha-Senke riphäisch-untervendische Strukturetage erkennbar. Die überlagernden Sedimentkomplexe bilden den südwestlichen Rand der Moskau-Syneklise.

Im Südosten des Gebietes befindet sich eines der größten paläozoischen Aulakogene des OK: Die Pripjat-Senke und die Dnepr-Donetz-Senke. Sie werden voneinander durch den Bragin-Loev-Sattel getrennt.

Die *Pripjat-Senke* besteht aus zwei Teilen: Die eigentliche Pripjat-Senke und die Nord-Pripjat-Schulter. Im Süden teilt der Süd-Pripjat-Randbruch die Pripjat-Senke vom Ukrainischen Schild, im Norden wird die beschriebene Senke durch den Nord-Pripjat-Randbruch sowohl von der Belarussischen Anteklise, als auch vom Zhlobin-Sattel und dem Gremjatschi-Hebungsgebiet der Voronezh-Anteklise getrennt. Im Osten liegt der Bragin-Loev-Sattel zwischen den Pripjat- und Dnepr-Donetz-Senken; im Westen grenzt der Polessische Sattel an die Pripjat-Senke. Die maximale Länge der Senke erreicht 280 km, ihre Breite beträgt im Mittel etwa 150 km. Den Hauptteil des Deckgebirges in der Senke nehmen Sedimente des Oberdevon und Karbon ein. Innerhalb des Devon werden zwei Schichtserien mit Salzlagern ausgehalten. Der Bau der Pripjat-Senke ist ziemlich kompliziert. Ein System aus Mantel- und Krustenbrüchen teilt diese Struktur in eine Reihe von Großblöcken oder Stufen (Monokline), die hauptsächlich breitenparallel der Längserstreckung orientiert sind. Für den unter dem Salz liegenden Sedimentkomplex ist ein überwiegend blockartiger Bau typisch, die Sedimente zwischen den beiden Salzlagern haben hauptsächlich Bruchschollenbau, und über dem Salz herrscht Faltenbau vor. Die Zunahme des Faltenanteils von unten nach oben ist sowohl mit dem Abklingen der Bruchtektonik in dieser Richtung, als auch mit der intensiven Entwicklung der Salztektonik in den Frasn- und Famenneablagerungen verbunden.

Die listrischen Nord-Pripjat- und Süd-Pripjat-Mantelbrüche gehören zu den superregionalen Dehnungssystemen, die das Sarmatian-Turan-Transplattform-Lineament begrenzen. Große Bedeutung für die tektonische Rayonierung der Pripjat-Senke hat ihr querverlaufender zonarer Bau. Diese Zonen werden von überwiegend nordnordöstlichen Brüchen kontrolliert, die sich im Deckgebirge in Form von Flexuren oder Bruchzonen widerspiegeln und in der geomagnetischen Karte als Anomalien hervortreten.

Die *Belarussische Anteklise* nimmt einen großen Teil des OK ein. Die Anteklise begrenzen entweder Brüche, oder ihre Flanken gehen allmählich in die Nachbarstrukturen über. Diesen Flanken sitzen viele begrabene positive Strukturen auf: Masur-, Bobrujsk- Iwazewitschi- und

Vilejka-Hebungsgebiete. Innerhalb des Vilejka-Hebungsgebietes befindet sich der Volozhin-Graben.

Der *Polessische Sattel* (120 × 95 km) hat eine submeridionale Orientierung und liegt einerseits zwischen der Podlesie-Brest-Senke und der Pripjat-Senke und verbindet andererseits den Ukrainischen Schild mit der Belarussischen Anteklise.

Der *Lettische Sattel* (200 × 150 km) trennt die zwei größten negativen Strukturen im Westen des OK und zwar die Baltische Syneklise von der Moskau-Syneklise. Gleichzeitig verbindet diese Struktur die Belarussische Anteklise mit der Voronezh-Anteklise. Die Voronezh-Anteklise ist in den Westteil des OK mit seiner südwestlichen Periklinalzone eingedrungen und wird vom Klinzy-Graben in die Surazh- und die Gremjatschi-Hebungsgebiete geteilt.

Der *Lukow-Ratno-Horst* befindet sich südlich von der Podlesie-Brest-Senke. Er erstreckt sich von Westen nach Osten über 350 km und ist 13–40 km breit.

Noch südlicher liegt die *Volyn-Senke* (310 × 185 km). Ihre Nachbarstrukturen sind der Ukrainische Schild, die Nordmoldavische Hebung und die Lublin-Lwow-Senke. Innerhalb der Volyn-Senke befinden sich der Wladow-Graben und der Luzk-Graben sowie der Kovel-Horst. Dem südöstlichen Teil der Senke ist die Rovno-Monokline vorgelagert.

Form der Moho-Oberfläche.

Die Moho-Karte wurde nach den Unterlagen von GRABOWSKA & RACZYNSKA 1984, GRAD u. a. 1986, 1994 (Polen), KARATAEV & PASCHKEWITSCH 1986 (Belarus und Baltische Staaten), TSHEKUNOW u. a. 1990 (Ukraine) zusammengestellt. Die tiefeisemische Sondierung (TSS) hat einen unterschiedlichen Detaillierungsgrad. Am dichtesten ist das Netz von TSS-Profilen auf dem Ukrainischen Schild und entlang der Teisseyre-Tornquist-Zone. Dort gestatten es die TSS-Daten, die Moho-Oberfläche genügend sicher zu kartieren. In anderen Teilen des Untersuchungsgebietes gibt es nur wenige TSS-Profile. Deshalb liegen hier der Moho-Karte noch andere Daten zugrunde: lokale und regionale Daten der Magnet- und Gravitationsfelder und ihre Transformationen, Wärmefluß- und Temperaturverteilungen in verschiedenen Niveaus (in diesem Fall an der Moho-Oberfläche), Oberflächenstrukturen und die Zusammensetzung des kristallinen Fundamentes, die Verteilung der Gesteinsdichte im Deckgebirge, die Ergebnisse der tiefeisemischen und magnetotellurischen Sondierungen und anderer Unterlagen.

Da sich die Erdkruste in der Belarussisch-Baltischen Region unterschiedlich entwickelte, wird dieses Gebiet nach dem Korrelationsgrad der geologischen und geophysikalischen Daten in ein nördliches (Novgorod) und ein südliches (Belarussisch-Litauisches) Segment geteilt, das von dem die Lithosphäre durchschlagenden Polotzk-Kurzeme-Lineament getrennt wird.

Die Analyse der Moho-Diskontinuität im Westen des OK ergibt eine gute Korrelation zwischen dem Moho-Relief und den großen tektonischen Elementen. Die Orscha-Sen-

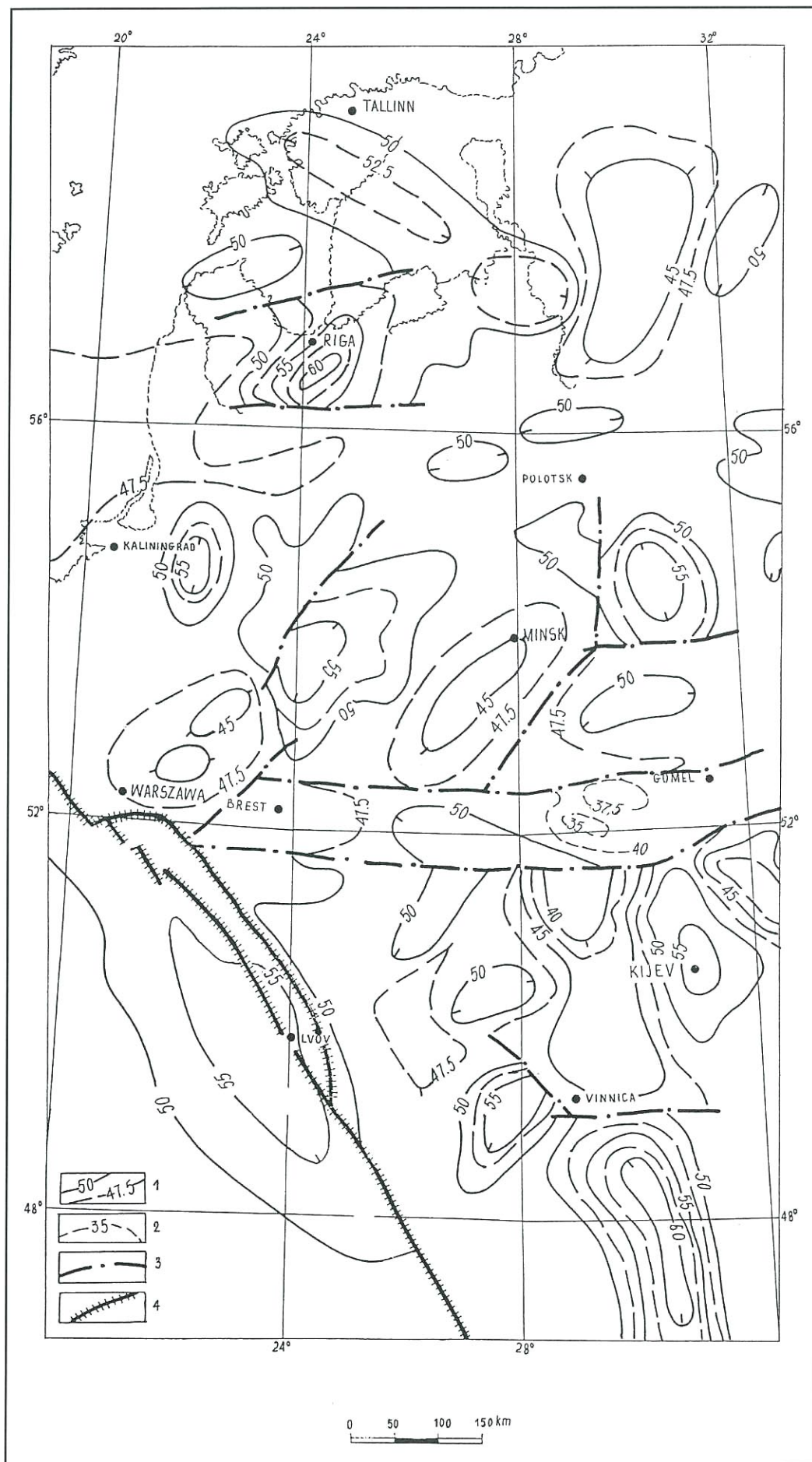


Abb. 3
Erdkrustenmächtigkeit im Westteil des Osteuropäischen Kratons
1 - Erdkrustenmächtigkeit (km), 2 - Moho-Oberfläche der Pripjat-Senke (km), 3 - Tiefenbrüche, 4 - Teisseyre-Tornquist-Zone

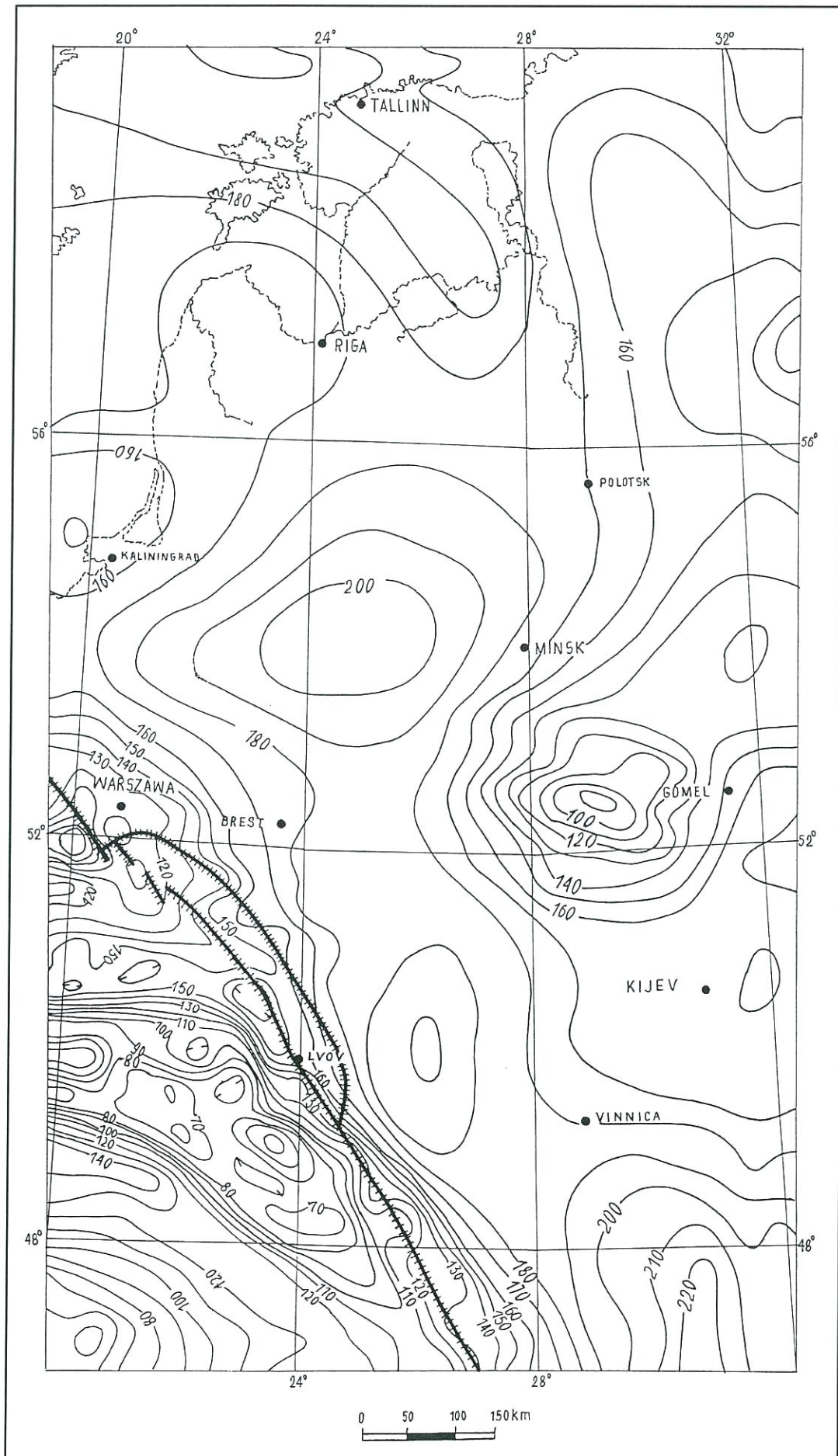


Abb. 4 Lithosphärenmächtigkeit im Westteil des Osteuropäischen Kratons

ke deckt sich z. B. mit der großen Moho-Eintiefung bis etwa 55 km. Der westliche Teil der Belarussischen Anteklise (Masurisches Hebungsgebiet) zeigt eine entsprechende hohe Lage der Moho-Oberfläche (45–46 km).

Die Baltische Syneklise spiegelt sich in dem Moho-Relief in Form von Eintiefungen mit Beträgen von etwa 5–10 km und einer mittleren Tiefe von 50–55 km wider. Dabei ist an der Grenze zur Estnischen Monokline eine große Stufe in der Erdkrustenbasis festgestellt worden.

Ein kompliziertes Bild der Krustenbasis muß für die Gebiete der Podlesie-Brest- und Pripjat-Senke (Abb. 3) angenommen werden. Innerhalb der Pripjat-Senke wurden zwei gesonderte Moho-Oberflächen festgestellt. Die untere ist wahrscheinlich älter. Man kann sie als Fortsetzung der für alle anderen Teile der Belarussisch-Baltischen Region typischen Moho-Oberfläche bezeichnen. Die jüngere Oberfläche wird in der Pripjat-Senke in einer Teufe von etwa 35–40 km und in der Podlesie-Brest-Senke bei etwa 46–47 km fixiert.

Ein bestimmter zonenartiger Bau ist im Moho-Relief des Belarussisch-Litauischen und des Novgorod-Segmentes zu bemerken. Im Belarussisch-Litauischen Segment sind im Westen und im Zentrum Systeme von in nordöstlicher Richtung gestreckter Erhebungen in der Moho-Oberfläche in Teufen von etwa 45–47 km auffällig. Sie werden durch eine 55 km tiefe Senke getrennt.

Form der Asthenosphärenoberfläche

Nach seismischen Daten (BURJANOV u. a. 1983, 1987, SOLLOGUB 1986, BABUSKA u. a. 1988) wurde eine Korrelationsanalyse der Asthenosphärentiefe durchgeführt. Diese ergab eine gute Korrelation zwischen den geologisch-geophysikalischen Daten (geophysikalischer Typ der Erdkruste, Moho-Oberfläche, regionales gravitatives und magnetisches Feld, Fundamentoberfläche, Wärmestrom) und der Oberfläche der Asthenosphärenschicht, d. h. der Lithosphärenmächtigkeit.

Aus der Karte der Lithosphärenmächtigkeit (Abb. 4) ist zu ersehen, daß diese Fläche am tiefsten in dem Gebiet des Ukrainischen Schildes (bis 200–220 km) und der Belarussischen Anteklise (bis 200 km) liegt. Am höchsten steigt die Asthenosphäre in den Karpaten (70–80 km) und in der Pripjat-Senke. Durch einen hohen Gradienten der Asthenosphärenoberfläche wird die südwestliche Grenze des OK die TTZ markiert. Westlich der TTZ liegt auf der jungen epipaläozoischen Westeuropäischen Tafel die Asthenosphärenoberfläche im Vergleich zum OK (von 160 bis 220 km, als Ausnahme bis 100 km im Pripjat-Paläorift) mit Teufen von 60 bis 140 km wesentlich höher. Generell korrelieren die Hauptelemente des OK gut mit der Asthenosphärenoberfläche: die positiven Strukturen (Schilde, Anteklisen, Sättel) werden von Vertiefungen in der Asthenosphärenoberfläche gekennzeichnet (erhöhte Lithosphärenmächtigkeit) und die negativen Strukturen (Paläorifte, Senken, Syneklisen) sind mit Aufbeulungen der Asthenosphäre (geringere Lithosphärenmächtigkeit) verbunden.

Von LEHMANN (1959, 1961) wurde festgestellt, daß die Asthenosphärenschicht hinsichtlich der seismischen Wellengeschwindigkeiten eine scharf ausgeprägte Oberfläche und eine verhältnismäßig ruhige Basis (Lehmann-Geschwindigkeitsgrenze) hat. Für den Westteil des OK wird die Asthenosphärenbasis in etwa 230 km Tiefe geschätzt. Auf diesem Befund basiert die Karte der Asthenosphärenmächtigkeit (Abb. 5).

Sie zeigt, daß die Asthenosphäre mit 170 km unter dem Karpatenorogen und mit 130 km unter dem Pripjatpaläorift am mächtigsten ist. Im Gegensatz dazu ist unter dem Ukrainischen Schild und der Belarussischen Anteklise die Asthenosphärenschicht sehr dünn oder sie fehlt möglicherweise ganz.

In beiden Karten fällt der 200–300 km breite submeridionale Streifen auf, der vom Baltischen Schild durch den Lettischen Sattel, die Belarussische Anteklise und den Podlesie-Sattel zum Ukrainischen Schild verläuft. Er zeichnet sich durch die Tiefe der Asthenosphärenoberfläche aus, d. h. durch eine dicke Lithosphäre und eine dünne Asthenosphäre und deckt sich mit der ausgeprägten Baltisch-Ukrainischen Fundamenthochlage bzw. mit der submeridionalen tektonischen Hauptachse der Osteuropäischen Plattform. Die genannte Achse besteht aus einer Hebungszone, die man sich als eine submeridionale Brücke zwischen beiden Schilden vorstellen kann. Der Vergleich der Lithosphärenmächtigkeit mit der Teufe der Moho-Diskontinuität (Erdkrustenmächtigkeit) zeigt, daß im Westen des OK diese Merkmale in direkter Beziehung stehen und einer mächtigen Lithosphäre eine mächtige Erdkruste entspricht. Es ist wichtig zu betonen, daß diese Entsprechung vom inneren Bau des Kratons fast unabhängig ist. Eine gute Übereinstimmung der Mächtigkeiten von Erdkruste, Lithosphäre und Asthenosphäre mit den tektonischen Plattformelementen ist in der Fundamentoberfläche zu beobachten. Sie zeugt davon, daß das rezente Verteilungsbild von Erdkrusten-, Lithosphären- und Asthenosphärenmächtigkeiten hauptsächlich im Laufe von Plattform-Entwicklungsetappen des OK gebildet wurde. Wesentlichen Einfluß auf die Ausdünnung der Lithosphäre und Asthenosphäre hatten Dehnungs- und Umgestaltungsvorgänge im Gefolge der rhiphäischen-frühvendischen (Volyn-Orscha-Senke) und paläozoischen (Pripjat-Senke) Riftbildung.

Neotektonische Strukturen

Als Hauptmerkmal für das Erkennen und Aushalten neotektonischer Strukturen im Westen des OK wird die Amplitudengröße von vertikalen Bewegungen im Zeitraum Oligozän bis Quartär genutzt. Nach den neotektonischen Bewegungsamplituden werden vier Hauptstrukturtypen unterschieden:

1. Gebiete einer überwiegenden Senkung bis zu mehr als 100 m,
2. neutrale Gebiete mit gering schwankenden Amplitudenwerten (von +100 m bis -100 m),
3. Gebiete mit überwiegenden Hebungsbeträgen von 100–500 m,

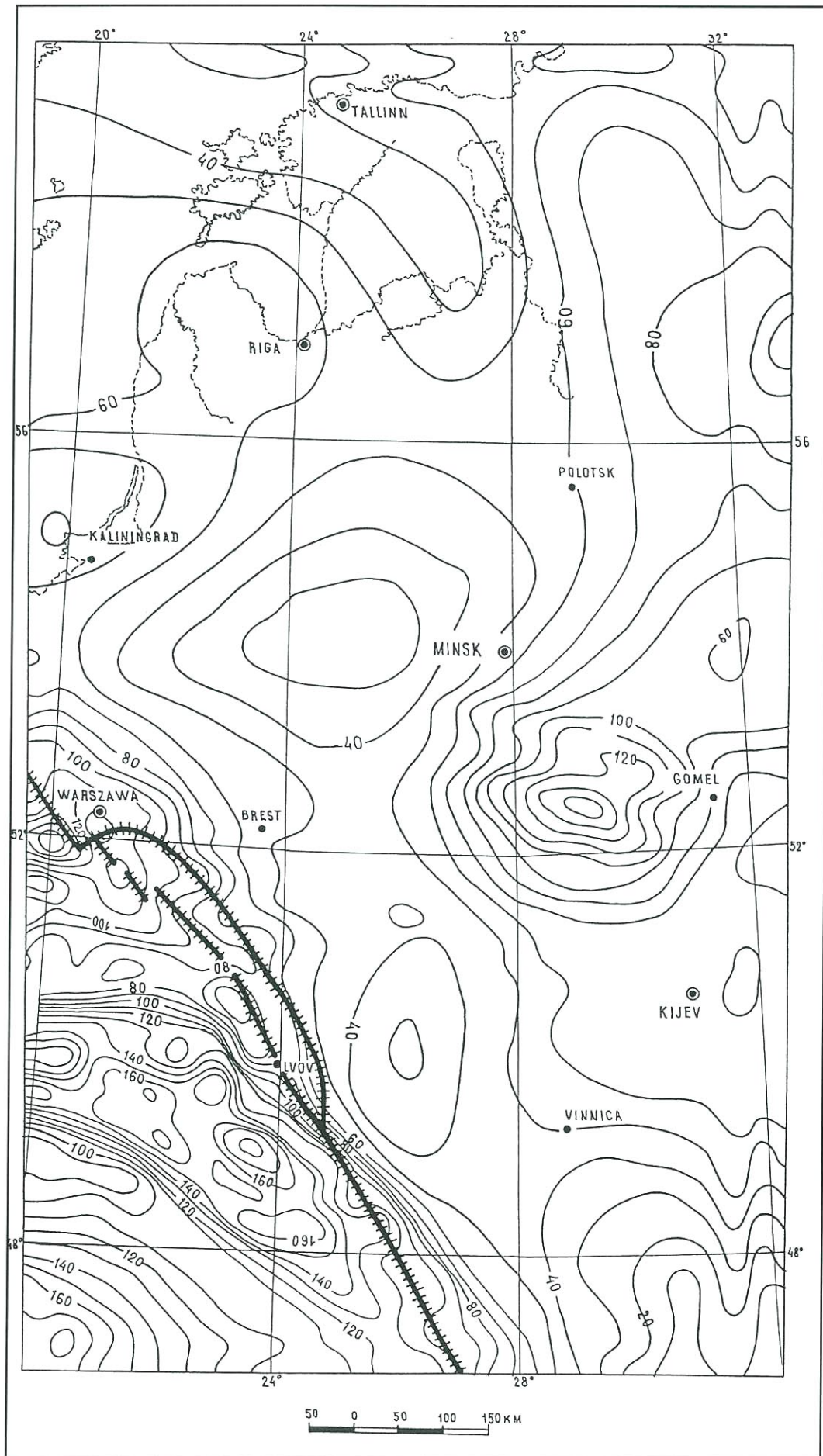


Abb. 5 Asthenosphärenmächtigkeit im Westteil des Osteuropäischen Kratons

4. stark gehobene Gebiete (Epiplattform-Orogene).

Zum Gebiet mit überwiegend neotektonischen Senkungen gehört die Nordsee-Oder-Senkungszone mit einer Amplitude bis 1 500 m (LUDWIG & SCHWAB 1995) und das Ostbaltische Grabensystem mit Absenkungen von 200–250 m (KARABANOV u. a. 1994). Das Ostbaltische Grabensystem (Bottnischer, West- und Ost-Gotländischer sowie Finnischer Graben) dringt in die noch größere negative Struktur, die Baltisch-Belarussische Syneklise ein. Sowohl das Ostbaltische Grabensystem, als auch andere abgesenkte Teile der Baltisch-Belarussischen Anteklise (u. a. Riga- und Masurische Depression) bilden den am tiefsten abgesunkenen Bereich. Mit Ausnahme der obengenannten Gräben und Depressionen sind für den größeren Teil der Baltisch-Belarussischen Syneklise Amplituden von –100 m bis +100 m typisch. Nur im Süden der Syneklise können Amplituden bis zu 150 m erreicht werden (Pripjat-Stufe).

Zu den überwiegend gehobenen Gebieten und Epiplattform-Orogenen gehören großflächige Bereiche des Fennoskandischen Gewölbes sowie die Voronezh-Tver-Anteklise, die Ukrainische Anteklise, die Zentraleuropäische Hebungszone und die Karpaten. Eine besondere Rolle spielen Scharnierstrukturen (Desna- und Rovno-Sattel) und auch relativ abgesunkene Formen (Dnepr-Syneklise u. a.). Solche Strukturen werden oft von Brüchen begrenzt.

In der Regel überwiegen im Westen des OK die Strukturen mit geringen Amplituden neotektonischer Vertikalbewegungen und neutralem tektonischem Regime. Sie erfahren eine Komplikation durch Graben- und Depressionssysteme. Weiter im Westen, schon auf der Westeuropäischen Tafel, befindet sich das Gebiet mit maximaler Absenkung, während im Süden, Norden und Osten die Hebungsgebiete liegen. Im Süden umrahmt eine Hebungszone das Alpen-Karpaten-Orogen. Es ist auffällig, daß die neotektonischen Bewegungen und Strukturen der Ost- und Westeuropäischen Tafel unterschiedliche Merkmale aufweisen.

Beziehungen zwischen neotektonischen Strukturen und der Fundamentoberfläche

Die neotektonischen Strukturen zeigen verschiedenartige Korrelationen zu den Formen der Fundamentoberfläche, die als Ergebnis der Plattformentwicklung im Laufe von verschiedenen Etappen gebildet wurden. Man kann drei Korrelationstypen unterscheiden: den posthunen Typ, den vererbten Typ und den seltenen Inversionstyp.

Die räumlich mit den tektonischen Elementen der Fundamentoberfläche übereinstimmenden neotektonischen Strukturen belegen eine im wesentlichen unabhängige Entwicklung hinsichtlich der früher gebildeten Plattformstrukturen. Inversionsstrukturen decken sich räumlich mit paläotektonischen Formen von entgegengesetztem Bewegungssinn (positive über den negativen und umgekehrt).

In der Regel zeigen die neotektonischen Strukturen im Westen des OK eine Unabhängigkeit ihrer Ausbildung von den Merkmalen der Fundamentoberfläche. Das ist bemerkenswert im Falle der neotektonischen Baltisch-Bela-

russischen Syneklise und der Voronezh-Tver-Anteklise. Die erstere dieser Strukturen überdeckt die frühpaläozoische Baltische Syneklise, die spätpaläozoische Orscha-Senke, die paläozoische Masurisch-Belarussische Anteklise und einige andere alte Strukturen.

Der Westteil der neotektonischen Baltisch-Belarussischen Syneklise und des Ostbaltischen Grabensystems liegen in einem bestimmten Winkel zur Achse der frühpaläozoischen Baltischen Syneklise. Die Masurisch-Belarussische Anteklise und die an ihrer Flanke liegende Orscha-Senke und der Krestzy-Graben zeigen auch keine negative oder positive Entsprechung im neotektonischen Strukturbau der im Osten der Baltisch-Belarussischen Syneklise liegenden Litauisch-Estnischen Monokline. Die junge submeridionale Voronezh-Tver-Anteklise quert die breitenparallele Voronezh-Anteklise in der Fundamentoberfläche. Insgesamt erfolgte die Anlage der jungen Baltisch-Belarussischen Syneklise diskordant zu den alten Plattformstrukturen und ist mit der Entstehung neuer Grabensysteme in der Ostsee verbunden.

Die neotektonische Pripjat-Stufe befindet sich in der Übergangszone zwischen der Baltisch-Belarussischen Syneklise und dem Ukrainischen Schild und ist als Inversionsstruktur im Gebiet des paläozoischen Pripjat-Grabens anzusehen.

Es ist wichtig zu bemerken, daß die den OK im Süden und Südwesten begrenzenden Brüche die alten Bruchsysteme der Präplattform-Etappe nachzeichnen. Vor allem sind „ererbte“ Hebungstendenzen im Laufe der neotektonischen Etappe für die großen positiven Fundamentstrukturen des Westteiles des OK (Baltischer und Ukrainischer Schild) charakteristisch. Dieses Strukturbild wird im Gebiet des Baltischen Schildes noch komplizierter wegen der mit der Vereisung verbundenen Isostasie.

Die meisten der positiven neotektonischen Strukturen des Ukrainischen Schildes (Zentral-Ukrainische Hochlage, Kirovograd-, Volyn-Podolische Hochlage) gehören zum vererbten Typ, jedoch sind noch einige sekundäre Formen angelegt (Kremenchug-Stufe, Rovno-Sattel).

Eine differenzierte Korrelation zwischen jungen und alten Strukturen innerhalb des Baltischen Schildes spiegelt sich sowohl in der positiven, als auch in dem neutralen tektonischen Regime der Schwedischen Monokline, der Stockholm- und Helsinki-Stufe wider. Dabei ist auch ein wesentlicher Anteil von Glazialisostasie zu berücksichtigen.

Beziehungen zwischen den neotektonischen Strukturen und der Moho-Diskontinuität

Die Beziehungen zwischen den neotektonischen Formen und dem Moho-Relief im Westen des OK zeigen sich in folgenden Merkmalen. Unter der jungen Ukrainischen Anteklise variiert die Moho-Tiefenlage um Beträge von 38–60 km, überwiegend jedoch zwischen 50 und 60 km. Die Zentralukrainische Hebung innerhalb der Anteklise ist mit den meridionalen Hochlagen der Moho-Oberfläche verbunden. Die neotektonische Kirovograd-Hochlage befindet sich in der Scharnierzone der meridionalen und

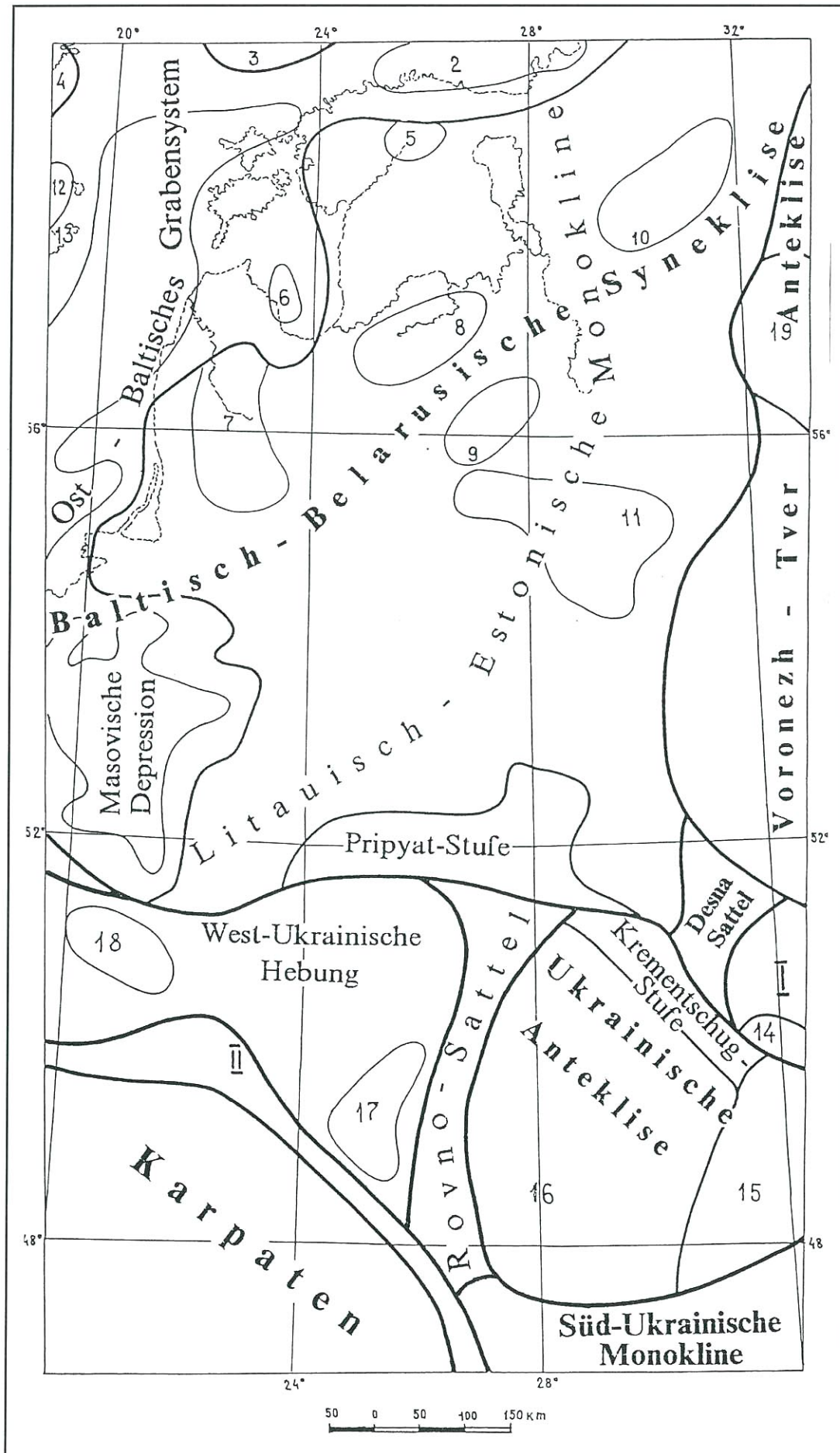


Abb. 6

Neotektonische Strukturen im Westteil des Osteuropäischen Kratons

- 1 - Dnepr-Synklise, 11 - Karpatenvorsenke; 1 - Ostgotland-Graben, 2 - Finnischer Graben, 3 - Helsinki-Stufe, 4 - Stockholm-Stufe, 5 - Pandivere-Hochlage, 6 - Riga-Depression, 7 - Zemaitija-Kurzeme-Hochlage, 8 - Widzeme-Hochlage, 9 - Latgale-Hochlage, 10 - Polotsk-Depression, 11 - Ilmensee-Depression, 12 - Westgotland-Graben, 13 - Zentralgotland-Hochlage, 14 - Kremenchug-Stufe, 15 - Kirovograd-Hochlage, 16 - Zentralukrainische Hochlage, 17 - Podolische Hochlage, 18 - Heilig-Kreuz-Hochlage

breitenparallelen Moho-Strukturen mit Tiefen von etwa 50 km. Die junge Volyn-Podolische Hochlage ist ähnlich wie das Zentralukrainische Hebungsgebiet mit einer meridionalen Hochlage der Moho-Oberfläche verbunden. Dagegen befindet sich der Rovno-Sattel in einem Gebiet einer relativ tiefen Moho-Lage.

Es ist bemerkenswert, daß der Achsenteil der jungen Dnepr-Syneklise (Kremmentschug-Depression) keine entsprechende Ausprägung in der Moho hat. Im Norden dieser Syneklise befindet sich unter dem Dnepr-Donetz-Paläorift eine ausgedehnte Moho-Hochlage mit nordwestlicher Orientierung.

Die im Süden und Südwesten der neotektonischen Baltisch-Belarussischen Syneklise verlaufenden Randbrüche decken sich mit den ausgeprägten, die Lithosphäre durchsetzenden Brüchen und ihren Entsprechungen im Moho-Relief, die sich an den Grenzen der Ukrainischen Anteklise, der Volyn-Podolischen Hochlage und entlang der TTZ befinden.

Eine bestimmte Zonierung ist in der Moho-Oberfläche unter der Baltisch-Belarussischen Syneklise und in den benachbarten Gebieten der Voronezh-Tver-Anteklise zu bemerken. Innerhalb der Baltisch-Belarussischen Syneklise lassen sich zwei Systeme linear ausgedehnter Moho-Hochlagen in Teufen von 45–47 km erkennen. Sie werden durch eine bis zu 55 km tiefe Senke voneinander getrennt. In der Übergangszone von der Baltisch-Belarussischen Syneklise zur Voronezh-Tver-Anteklise liegt in der Moho-Oberfläche eine Anomalie. Zum Beispiel ist unter der Latgale-Hebungszone im Moho-Relief eine große Aufwölbung in nordwestlicher Richtung zu sehen. Ein ähnliches Bild kann man in der Übergangszone zwischen der Baltisch-Belarussischen Syneklise und der Ukrainischen Anteklise feststellen. Die neotektonische Pripjat-Stufe befindet sich in der Zentral- und Süd-Zone des Paläoriftgrabens und entspricht einer Moho-Aufragung. Die geologischen Daten lassen vermuten, daß die noch im Devon begonnenen Prozesse an der Grenze von Erdkruste zum Mantel die Bildung einer Erdkrusten-Mantel-Übergangsschicht (junge Moho-Oberfläche) verursacht und zu einer positiven Moho-Struktur geführt haben.

Das junge Ostbaltische Grabensystem hat generell keine klare Entsprechung im Moho-Relief. Aber einige lokale Gebiete mit geringer Erdkrustenmächtigkeit sind unter dem West- und Ost-Gotland-Graben, dem Bottnischen und dem Finnischen Graben zu beobachten. Diese Moho-Anomalien werden durch einen Tiefenunterschied von bis zu 10–15 km gekennzeichnet. Das können Anzeichen des Beginns einer Umgestaltung der Erdkrusten-Mantel-Grenze und einer embryonalen Riftbildung sein. Bemerkenswert ist, daß mit diesen Anomalien die maximale Tiefe des Ostseebodens und die maximale Amplitude der neotektonischen Absenkung verbunden sind.

Im Grenzgebiet zwischen der Baltisch-Belarussischen Syneklise und den neotektonischen Strukturen der Westeuropäischen Tafel biegen die Moho-Reliefformen rasch in nordwestliche Richtung, parallel zur TTZ um. Es kann

festgestellt werden, daß die neotektonischen Strukturen des Osteuropäischen Kratons eine nur geringe Beziehung zur Moho-Oberfläche zeigen. Im Gegensatz dazu spiegeln die jungen Strukturen der Westeuropäischen Tafel das Moho-Relief besser wider.

Danksagung

Der Beitrag wurde freundlicherweise von den Herren Dr. A. O. Ludwig (Potsdam) und Dr. H. U. Thieke (Kleinmachnow) redaktionell bearbeitet.

Zusammenfassung

Die Beziehungen zwischen den Hauptlithosphärengrenzen im westlichen Osteuropäischen Kraton, den Oberflächen des kristallinen Fundaments, der Moho und der Asthenosphäre, werden an Hand der beschriebenen Struktureinheiten erläutert. Grundlage für das großräumige Strukturmodell sind vor allem umfangreiche geophysikalische Datensätze, die auch in die Darstellungen der Mächtigkeiten und Tiefenlage der drei wesentlichen Baueinheiten eingeflossen sind.

Das rezente Verteilungsbild von Erdkrusten-, Lithosphären- und Asthenosphärenmächtigkeiten wurde hauptsächlich im Verlaufe der rhiphaeisch-frühvendischen bis paläozoischen Plattform-Entwicklungsetappen des Osteuropäischen Kratons geprägt.

Während die Strukturen des Tafelstockwerks das Relief der Moho-Oberfläche noch widerspiegeln, haben sich neotektonische Strukturen größtenteils unabhängig von den Merkmalen der Fundamentoberfläche entwickelt.

Summary

The relationships between the main lithosphere borders in the western East European Craton, the surfaces of the crystalline basement, the Moho and the asthenosphere will be explained using the described structure units. The basis for the extensive structural model is, primarily, the detailed geophysical sets of data, which are included in the presentation of the thickness and depth of the three most important units.

The recent distribution of the earth's crust, lithosphere and asthenosphere thickness was mainly determined in the course of the Rhiphaean-Early Vendian up to the Paleozoic platform development stages of the East European Craton.

While the structures of the sedimentary cover still reflect the relief of the Moho surface, neotectonic structures are developed largely independent of the features of the basement.

Literatur

- BABUSKA, V., PLOMEROVA, I. & J. SILENY (1988): Structural Model of Structural Lithosphere in Central Europe. - The Composition, Structure and Dynamics of the Lithosphere-Asthenosphere System. *Studia geoph. et geod.* 33. P. 27–41.
BURJANOV, I., GORDIENKO, W., ZAGORODNJAJA, O. et al. (1987): Геофизическая модель Европы. 184 S., Kiev

- GRABOWSKA, T. & M. RACZYNSKA (1984): Preliminary Results of the Study on Geophysical Model of the Earth's Crust in Poland on the Basis of Gravity and Magnetic Data. - Publ. Inst. Geophys. Pol. Acad. Sc., F-13 (160). P. 119–133.
- GRAD, M., GUTERCH, A., METERZOK, R. & E. PERCHUC (1986): Deep Structure of the Earth's Crust in the Contact Zone of the Paleozoic and Precambrian Platforms in Poland (Tornquist-Teisseyre-Zone). - *Tectonophysics*, 128, P. 251–279.
- GRAD, M., GUTERCH, A., JANIK, T. et al. (1994): Crustal Structure of the Transition Zone Between Precambrian and Variscan Europe from New Seismic Data Along LT-7 Profile (NW Poland and Eastern Germany). - *Sciences de la Terre et des Planets. Earth & Planetary Sciences*, 319, Ser. II, No. 12, C.R.Acad. Sci. Paris.
- KARABANOV, A. K., GARETSKI, R. G., LEVKOV, E. A. & R. E. AIZBERG (1994): Zur neotektonischen Entwicklung des süd-östlichen Ostseebeckens (Spätoligozän-Quartär). - *Z. geol. Wiss.* 22 (1/2), S. 271–274.
- LEHMANN, I. (1959): Velocities of Longitudinal Waves in the Upper Part of the Earth's Mantle. - *Ann. Geophys.* 15, P. 93–118.
- (1961): Sand Structure of the Upper Mantle. - *Geophys. J. Roy. Astr. Soc.* 4, P. 124–138.
- LUDWIG, A.O. & G. SCHWAB (1995): Neogeodynamica Baltica - ein internationales Kartenprojekt (IGCP-Projekt 346). Deutsche Beiträge zur Charakterisierung der vertikalen Bewegungen seit Beginn des Rupelian (Unteroligozän) bzw. seit Ende der Holstein-Zeit. - *Brandenburgische Geowiss. Beitr.* 2, 2, S. 47–57.
- SOLLOGUB, W. (1986): Литосфера Украины. 184 S., Kiev
- TSCHEKUNOV, A., SOLLOGUB, W., ILTSCHENKO, T. u. a. (1990): Глубинные однородности земной коры юга Восточно-Европейской платформы. - *Geophysitscheski journal* 12, 4, S. 3–22.

Anschrift der Autoren:

Prof. Dr. Radim G. Garetsky, Prof. Dr. Rommae Y. Aizberg,
Dr. Alexander K. Karabanow, Dr. German I. Karataew
Institut für Geologische Wissenschaften der Akademie der Wis-
senschaften Belorußlands
Shodinskaya 7
BY-220141 Minsk