

NIEKTÓRE PROBLEMY ZWIĄZANE Z BADANIEM WSPÓLCZESNYCH RUCHÓW SKORUPY ZIEMSKIEJ

UKD 551.242.1:528.37:551.241

Znajomość współczesnych ruchów skorupy ziemskiej ma znaczenie zarówno naukowe, jak i praktyczne. Istnieje obecnie obszerna literatura traktująca o badaniu tych ruchów różnymi metodami. Zasadnicze znaczenie w poznaniu ilościowym współczesnych ruchów mają metody astronomiczno-geodezyjne. Ustalenie związku ruchów z budową geologiczną skorupy ziemskiej wymaga geologicznej interpretacji wyników pomiarów geodezyjnych.

Niżej zwrócono uwagę na niektóre pojęcia używane przy ilościowej charakterystyce ruchów skorupy ziemskiej, a także przedstawiono skrótowo przegląd zasadniczych metod astronomiczno-geodezyjnych stosowanych do badania ruchów.

Przyjęto się określać ruchy skorupy ziemskiej za pomocą następujących parametrów: drogi ruchu — w postaci wektora \vec{r} , prędkości ruchu — wektor \vec{v} i gradientu prędkości — wektor grad v .

Na wstępie spróbujemy uzasadnić celowość wprowadzonych i używanych pojęć oraz ich znaczenie przy geologicznej interpretacji danych liczbowych.

U fizycznych podstaw zjawiska ruchu leży jego względność. Jeżeli rozpatrujemy dowolny punkt P w przestrzeni, to twierdzenie o jego ruchu nie ma sensu dopóty, dopóki nie wyróżnimy w przestrzeni układu, względem którego ruch punktu P będziemy rozpatrywać. Przedmiotem badania są punkty leżące na powierzchni Ziemi. Zwykle również i układ odniesienia związany jest z tą powierzchnią, co powoduje, że obserwowane przez nas ruchy punktów będą miały charakter ruchów względnych.

Specyfika pomiarów geodezyjnych wyklucza możliwość stosowania trójwymiarowego, prostokątnego układu odniesienia o początku pokrywającym się z geometrycznym środkiem Ziemi lub środkiem masy Ziemi. Jak dotychczas, nie ma możliwości bezpośredniego pomiaru ruchu punktu w przestrzeni. Mierzy się jego składowe: pionową (metoda niwelacji precyzyjnej) i poziomą (triangulacja, metody astronomiczne). Układem odniesienia dla ruchu pionowego będzie geoida (swobodna powierzchnia mórz otwartych przedłużona pod ładami), dla składowej poziomej zaś — powierzchnia elipsoidy lub, dla niewielkich obszarów, płaszczyzna styczna do elipsoidy w środku rozpatrywanego obszaru.

Wektor ruchu \vec{r} można określać jako wypadkową składowych: poziomej i pionowej.

Wektor prędkości \vec{v} wyraża zmianę położenia punktu w czasie, a więc zarówno przyrost drogi, jak i zmianę kierunku. Można go zapisać w postaci:

$$\vec{v} = \frac{d\vec{r}}{dt}$$

gdzie: $d\vec{r}$, dt — nieskończenie małe przyrosty drogi i czasu. Jeżeli ruch jest jednostajny, to:

$$\vec{v} = \frac{\vec{dr}}{\Delta t}$$

Analiza prędkości ma szczególne znaczenie dla interpretacji geologicznej, prędkość ruchu świadczy bowiem o dynamice procesów geologicznych będących przyczyną ruchów. Najczęściej przedmiotem studiów geologicznych jest mapa przedstawiająca

izarytmy prędkości (linie równych prędkości). Dla przykładu można się powołać na mapę izarytm prędkości dla postglacjalnych ruchów Skandynawii przytaczaną w wielu wydawnictwach.

Gradientem prędkości grad v nazywa się wektor, którego współrzędne są cząstkowymi pochodnymi prędkości względem osi układu współrzędnych. Wektor ten jest określony we wszystkich punktach rozpatrywanego obszaru, jeżeli na obszarze tym zostały określone prędkości ruchu.

Rozpatrzmy dla przykładu dwie linie jednakowych prędkości v_1 i $v_1 + dv = v_2$ (ryc. 1). Niech odległość tych linii w punkcie P_1 będzie ds . Zmianę wartości $v_2 - v_1 = dv$ można zapisać w postaci różniczki zupełnej:

$$dv = \frac{\partial v}{\partial x} dx + \frac{\partial v}{\partial y} dy + \frac{\partial v}{\partial z} dz$$

Zapiszemy to krócej jako iloczyn dwóch wektorów:

$$dv = \text{grad } v \cdot d\vec{r}$$

przy czym $d\vec{r}$ ma współrzędne dx , dy , dz , a jego długość $|d\vec{r}| = ds$; wektor o współrzędnych: $\frac{\partial v}{\partial x}$, $\frac{\partial v}{\partial y}$

$\frac{\partial v}{\partial z}$, nazywa się grad v .

Wektory $d\vec{r}$ i grad v mają ten sam kierunek i zwrot, a wobec tego:

$$dv = |\text{grad } v| \cdot ds$$

stąd

$$|\text{grad } v| = \frac{dv}{ds} = \frac{dv}{\Delta s} = \frac{v_2 - v_1}{\Delta s}$$

Ostatni wzór służy do praktycznego obliczania długości wektora grad v . Jego zwrot będzie określony znakiem \pm lub $-$ wynikającym z różnicy $v_2 - v_1$.

Wykażemy, że wektor grad v jest prostopadły do linii $v_1 = \text{const}$. Jeżeli wektor $d\vec{r}$ byłby styczny do linii $v_1 = \text{const}$ w punkcie P_1 , to zmiana wartości prędkości dv w kierunku tego wektora będzie równa zeru (ryc. 2). A zatem:

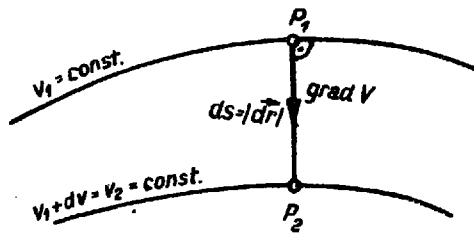
$$dv = \text{grad } v \cdot d\vec{r} = 0$$

Iloczyn skalarny równy zeru świadczy, że wektory te są prostopadłe. Zatem grad v jest prostopadły do linii $v_1 = \text{const}$. Wektor grad v ma następujące własności:

1) kierunek tego wektora jest zarazem kierunkiem najszybszych zmian prędkości, ponieważ jest prostopadły do izarytm;

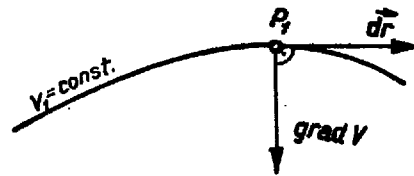
2) długość grad v rośnie, gdy odległość linii równych prędkości maleje.

Znajomość gradientu ma duże znaczenie przy badaniu tektoniki obszarów orogenicznych charakteryzujących się nie tyle dużymi prędkościami ruchów, co dużymi różnicami prędkości. Dla przykładu przytacza się mapę gradientów współczesnych pionowych ruchów tektonicznych dla terytorium Związku Radzieckiego według M. W. Gzowskiego (6). Zaznacza



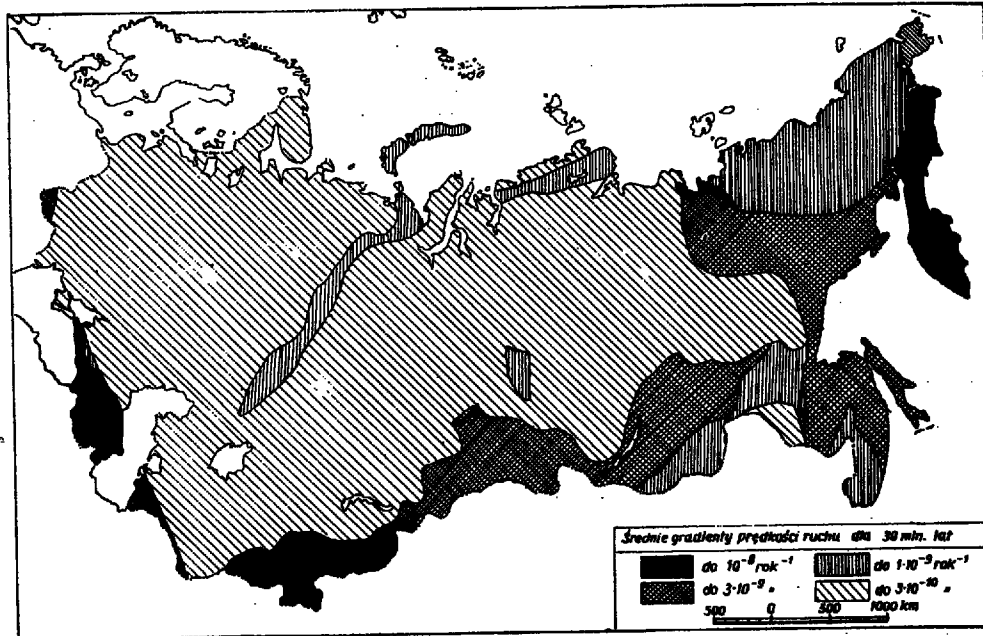
Ryc. 1.

Fig. 1.



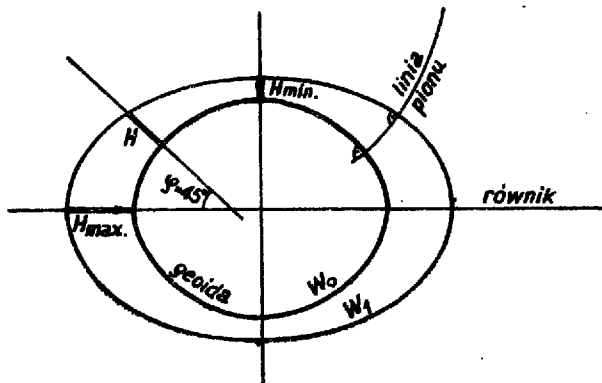
Ryc. 2.

Fig. 2.



Ryc. 3.

Fig. 3.



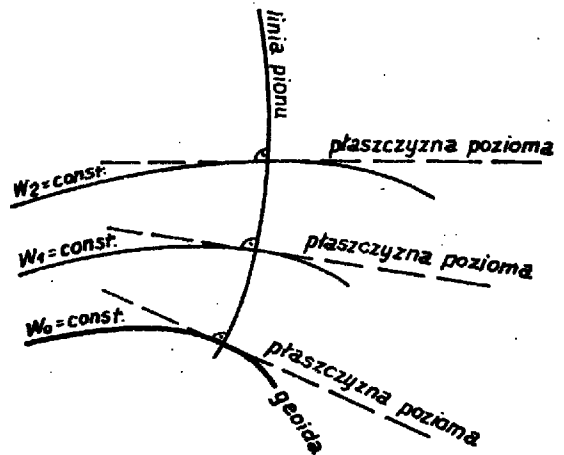
Ryc. 4. Zmienność odległości między powierzchniami ekwipotencjalnymi: $H=100,00$ m, $H_{min}=99,74$, $H_{max}=100,26$ m.

Fig. 4. Changes in distance between equipotential surfaces: $H=100,00$ m, $H_{min}=99,74$ m, $H_{max}=100,26$ m.

się tu wyraźna zależność wielkości gradientu od geologicznego charakteru poszczególnych stref (ryc. 3).

W tektonofizyce (4) podaje się związek długości wektora $\text{grad } v$ z prędkością deformacji skorupy ziemskiej D :

$$D \approx F \cdot |\text{grad } v|$$



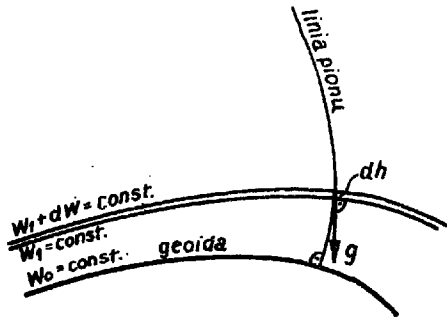
Ryc. 5.

Fig. 5.

gdzie F jest współczynnikiem proporcjonalności zależnym od rodzaju deformacji skorupy ziemskiej i głębokości, na jakiej zachodzą badane procesy.

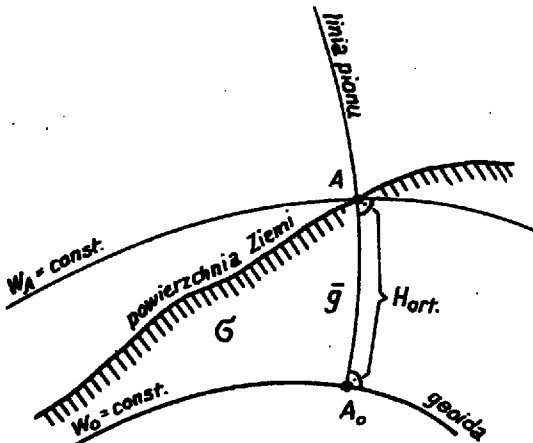
Istotne znaczenie znajomości gradientu prędkości, a także zmian zwrotu tego wektora w zastosowaniu do geologii inżynierskiej zostało podkreślone w pracy W. C. Kowalskiego (1).

Ruchy pionowe i ich znajomość mają znaczenie zarówno dla poznania dynamiki skorupy ziemskiej, jak i dla działalności gospodarczej człowieka. Metodą najpowszechniej stosowaną do badania tych ruchów jest powtarzana niwelacja precyzyjna. Wysoka



Ryc. 6.

Fig. 6.



Ryc. 7. Wysokość ortometryczna.

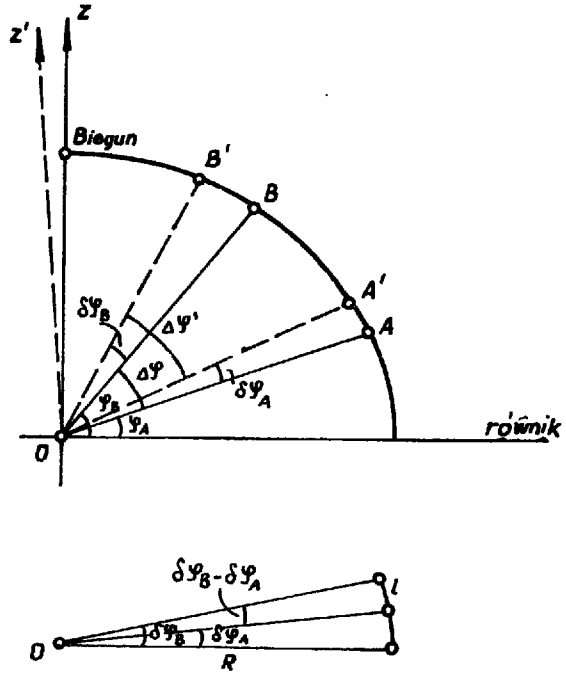
Fig. 7. Orthometric height.

dokładność tej metody stwarza możliwość badania ruchów w stosunkowo niedługich interwałach czasu. Dane o wielkości i prędkości ruchu można uzyskać: 1) z porównania wysokości tych samych punktów wyznaczonych w różnych okresach czasu, 2) z porównania różnic wysokości i śledzenia zmian tych różnic w czasie.

Pierwszy sposób stosuje się w tych przypadkach, gdy materiały geodezyjne i kartograficzne, będące przedmiotem analizy, są niejednolite. Dokładne wyjaśnienie tego problemu wymaga przypomnienia, choćby w sposób uproszczony, definicji systemów wysokości i poziomów odniesienia niwelacji.

Powierzchnią odniesienia dla pomiarów wysokości jest geoida, której obrazową definicję podano wyżej. Potencjał siły ciężkości (wypadkowej siły przyciągania i siły odśrodkowej) na tej powierzchni jest stały ($W_0 = \text{const.}$). Ponad geoidą wyobraźmy sobie następane powierzchnie ekwipotencjalne: $W_1 = \text{const.}$, $W_2 = \text{const.}$ itd. Powierzchnie te nazywa się poziomymi. Odległość między dwiema powierzchniami ekwipotencjalnymi, dla których różnica potencjałów siły ciężkości wynosi dW , jest zmienna i ma wartość minimalną na biegunie i maksymalną na równiku (ryc. 4). Dzieje się tak na skutek ruchu wirowego Ziemi i wynikającej z niego siły odśrodkowej, której wartość zależy od odległości od osi obrotu Ziemi. W związku z tym linia pionowa jako prostopadła do powierzchni ekwipotencjalnych będzie linią krzywą, a kierunek poziomy będzie różny w zależności od wzniesienia punktu nad geoidą (ryc. 5). Zmiana potencjału siły ciężkości w kierunku prostopadłym do powierzchni ekwipotencjalnych (pionowym) jest równa ujemnej wartości przyspieszenia siły ciężkości:

$$\frac{dW}{dh} = -g \quad [1]$$



Ryc. 8. Zasada wyznaczenia składowej południkowej ruchu kontynentów z obserwacji zmian szerokości geograficznej

Fig. 8. Principle of establishing meridional component of continent movements on the basis of changes in geographical latitude.

A zatem

$$dW = -g \cdot dh \quad [2]$$

Symbole różniczek dW i dh mówią o tym, że przyrosty potencjału oraz wysokości są nieskończenie małe (ryc. 6). Na podstawie wzoru [2] otrzymamy:

$$W_0 - W_A = +\bar{g} (H_A - H_0)$$

Wzniesienie punktu A ponad geoidę wynosi $H_A - H_0$ geoid = $H_A - O$:

$$H_A = \frac{W_0 - W_A}{g} \quad [3]$$

i stwierdzimy, że wzniesienie to jest równe ilorazowi różnicy potencjałów między punktem A oraz geoidą i przyspieszenia siły ciężkości \bar{g} . Do wyznaczenia wysokości punktu potrzebne są więc pomiary grawimetryczne. Określenie wartości g , występującej we wzorze [3], stanowi duży problem. Chodzi bowiem o przeciętną wartość przyspieszenia siły ciężkości wzdłuż linii pionu od punktu A na fizycznej powierzchni Ziemi do punktu A_0 na geoidzie (ryc. 7). Sposób obliczenia tej wartości na podstawie g zmierzzonego na powierzchni Ziemi w punkcie A zależy od przyjętego rozkładu gęstości mas (σ) w warstwie między powierzchnią Ziemi a geoidą. Gęstość σ nigdy nie jest znana dokładnie. Koniecznością jest zatem przyjęcie pewnego modelu gęstości i wyznaczenie g . Ten właśnie model decyduje o systemie wysokości. System dający najlepsze przybliżenie rzeczywistości nazywa się ortometrycznym systemem wysokości i jest stosowany w geodezji. Wysokość w tym systemie jest długością linii (krzywej) pionu od punktu A_0 do A .

Jeżeli rozpatrzmy dwa punkty A i B , znajdujące się na powierzchni Ziemi, to różnica wysokości tych punktów ΔH_{AB} będzie równa odległości powierzchni ekwipotencjalnych przechodzących przez te punkty

podanej w określonym systemie wysokości. Wyznaczenie odległości powierzchni ekwipotencjalnych stanowi zadanie niwelacji precyzyjnej.

Przypomnienia wymaga także kwestia poziomów odniesienia niwelacji. Określenie punktu wysokości zerowej — nazywanego punktem albo poziomem odniesienia — jest równoznaczne z ustaleniem w jakimś punkcie wysokości geoidy identyfikowanej z wieloletnim średnim stanem morza. Stan morza rejestruje się na stacji mareograficznej i przyjmuje się go jako poziom o wysokości zero dla niwelacji całego kraju, czy nawet kilku krajów. I tak na przykład wyniki dawnych niwelacji terenów Polski były odniesione do trzech różnych poziomów: w zaborze pruskim — do zera mareografu w Amsterdamie, w zaborze austriackim — do Triestu i w zaborze rosyjskim — do Kronsztadtu.

W konkluzji powyższych uwag wypada stwierdzić, że porównywanie wysokości punktów w celu określenia ich ruchów pionowych ma sens jedynie wtedy, gdy wysokości punktów są wyrażone w tym samym systemie wysokości i odniesione do jednego poziomu.

W przypadku porównywania różnic wysokości można nie zwracać uwagi ani na system wysokości, ani na poziom odniesienia, ale tylko wtedy, gdy istnieje pewność, że powtarzana niwelacja była przeprowadzona po tej samej drodze. Wiąże się to z wyjaśnioną wyżej zależnością różnicy wysokości od przyspieszenia siły ciężkości. Wskazane jest ponadto, aby pomiary różnic wysokości były wykonane za pomocą tego samego sprzętu niwelacyjnego w celu uniknięcia wpływu błędów systematycznych.

Ruchy poziome bada się współcześnie za pomocą metod astronomiczno-geodezyjnych. Pomiaru astronomiczne szerokości i długości geograficznej (φ i λ) prowadzone są permanentnie od szeregu lat przez obserwatoria astronomiczne zorganizowane w międzynarodowych służbach szerokości i długości geograficznej. Celem pomiarów jest głównie wykrywanie ruchów bieguna, tzn. zmian położenia w przestrzeni osi obrotu bryły ziemskiej, a także badanie niejednostajności ruchu wirowego Ziemi. Wyniki pomiarów są również z powodzeniem wykorzystywane do badania poziomych ruchów kontynentów. Ogólna zasada wykrywania składowej południkowej ruchu kontynentów jest następująca. Weźmy dla przykładu dwie stacje astronomiczne położone na tym samym południku. Jeżeli na podstawie obserwacji gwiazd stacje te rejestrują identyczne zmiany szerokości geograficznej, to mamy do czynienia z przemieszczaniem się w przestrzeni osi obrotu Ziemi. Jeżeli rejestrowane zmiany nie są takie same dla obu stacji, to świadczy to o wzajemnym ruchu stacji w kierunku południkowym (ryc. 8). Wartość kątową tego ruchu można obliczyć na podstawie wzoru:

$$\Delta\varphi'_{AB} - \Delta\varphi_{AB} = \delta\varphi_B - \delta\varphi_A$$

Wartość liniową wyraża wzór:

$$l_{\varphi} = \frac{(\delta\varphi_B - \delta\varphi_A)}{\varphi''} \cdot R \quad [4]$$

gdzie:

l — liniowe przemieszczenie względne stacji A i B w kierunku południkowym;
 $\varphi'' = 206\,264''$ — liczba sekund łuku w jednym radianie;
 R — promień Ziemi.

SUMMARY

Definitions of parameters used in quantitative characteristics of Earth's crust movements are given. Theoretical basis of precise levelling and the resulting principles of establishing vertical movements of the Earth's crust are given. Methodology of studying continental drift by means of astronomical-geodetic methods is outlined.

Przedstawiony sposób obliczenia przemieszczenia stacji ma znaczenie jedynie poglądowe ze względu na wprowadzone uproszczenia. Wyznaczenie składowej równoleżnikowej bazuje na astronomicznych wyznaczeniach czasu. Wyprowadzone na podstawie tych wyznaczeń różnice w zmianach długości geograficznych stacji położonych na tym samym równoleżniku pozwalają na wyznaczenie względnych ruchów stacji za pomocą poglądowego wzoru (zbliżonego do wzoru [4]):

$$l_{\lambda} = \frac{(\delta\lambda_B - \delta\lambda_A)''}{\varphi''} \cdot R \cdot \cos \varphi \quad [5]$$

Interesujące są wyniki wyznaczenia ruchu kontynentu amerykańskiego oraz Japonii i Australii względem Eurazji obliczone na podstawie wyznaczeń Międzynarodowej Służby Czasu w okresie od stycznia do maja 1960 r. (chilijskie trzęsienie Ziemi). Wynika z nich, że kontynenty: amerykański, Australia i Japonia przesunęły się w tym czasie na zachód w stosunku do Eurazji. Poniższe wyniki (3) podane są względem fikcyjnego południka zdefiniowanego czasem atomowym (w m):

strefa Chile	16,4
" Ameryki Pd.	12,3
" Ameryki Pn.	8,5
" Japonii	10,4
" Australii	9,1
" Europy Wsch. i Azji	1,2
" Europy Zach.	2,4
" Afryki	5,6

Duże możliwości badania ruchu kontynentów stwarzają metody geodezji satelitarnej. Pomiaru za pomocą sztucznych satelitów Ziemi połączone z pomiarami długości za pomocą laserów mogą dać dokładności wyznaczenia prędkości ruchu 3 cm/rok na podstawie okresu pięcioletniego. Ruchy mniejszych struktur geologicznych wyznacza się na podstawie powtarzanych obserwacji specjalnych sieci triangulacyjnych. Przykładem może być sieć założona w Kalifornii do badania ruchów przesuwczych znanego systemu uskokowego San Andreas.

LITERATURA

1. Kowalski W. C. — Ruchy neotektoniczne jako czynnik kształtujący środowisko inżynierskie. *Prz. geol.* nr 11, 1968.
2. Pożaryski W. — Nowa tektonika globu ziemskiego. *Prz. geol.* nr 8—9, 1971.
3. Pawłow H. H. — Wozmożnyje pieremieszczenia materikowych bloków w 1960 r. *Astr. Żurn.* 47, 4, 1970.
4. Gzowski M. W., Nikonow A. A. — Koliczestwiennyje charakterystyki sownriemiennyh i mołodyh dżwizenij w obłastjach s raznym tektoničeskim režimom. *Fiz. Ziemli* 10, 1968.
5. Wyrzykowski T. — III symposium Komisji Współczesnych Ruchów Skorupy, Międzynarodowej Asocjacji Geodezji Leningrad, 22—29 maja 1968 r. *Geodez. i Kartogr.* z. 1, 1970.
6. Gzowski M. B. — Geofizičeskaja interpretacija danych o nowiejszych i sownriemiennyh głubinnych tektoničeskich dżwizenijach. *Sownriem. dżwizen. Ziemnoj Kory* nr 1, 1963.

РЕЗЮМЕ

В статье даются определения параметров, изменяющихся в количественной характеристике колебаний земной коры. Приводятся теоретические основы точной нивелировки и вытекающие из них принципы определения вертикальных колебаний земной коры. Рассмотрена методика исследования континентального дрефта с помощью астрономо-геодезических методов.