

ALEKSANDER KOZERA

Instytut Geologiczny

ANALIZA WYNIKÓW POMIARÓW GĘSTOŚCI SKAŁ DLA OBSZARÓW NW POLSKI

UKD 552.3/5 : 531.424 : 550.831.05 : 551.732/763(438—16)

Zróźnicowanie skorupy ziemskiej pod względem gęstości w wielu wypadkach znajduje wyraźne i dostrzegalne odzwierciedlenie w obrazie anomalii grawimetrycznych. Istotnym więc czynnikiem warunkującym przydatność metody grawimetrycznej w rozpoznawaniu budowy geologicznej jest jak najlepsza znajomość stosunków gęstościowych w skałach, tj. znajomość wielkości kontrastów gęstościowych i przebiegów powierzchni tych kontrastów. Stąd stała się dążność i celowość podejmowania prac dla coraz dokładniejszego rozpoznania rozkładu gęstości skał w poszczególnych obszarach.

Materiał źródłowy niniejszego zestawienia i analizy danych gęstościowych, stanowią opracowania dokumentacyjne Przedsiębiorstwa Poszukiwań Geofizycznych i Zakładu Opracowań Geologicznych Górnictwa Naftowego „Geonafte”, z pomiarów gęstości skał wykonanych w latach 1965—1972.

Wzięty pod uwagę obszar wynosi około 30 tys. km² i obejmuje całą północno-zachodnią Polskę (na N od równoleżnika 53°15' i na W od południka 18°33'). Dla obszaru tego w okresie od 1965 do 1972 r. wymienione wyżej instytucje dokonały pomiarów gęstości skał na próbkach rdzeni pobranych z ok. 140 otworów wiertniczych, których głębokość przekracza 500 m. Stanowi to wskaźnik 0,0046 otw/km² (ryc. 1). Rozmieszczenie otworów wiertniczych w terenie, jak również liczba i częstotliwość pobierania próbek w otworach jest nierównomierna. Otwory wiertnicze grupują się głównie w obszarach stwierdzonych struktur geologicznych, tj. w niecce szczecińskiej i syneklizie perybaltyckiej. Ponadto część otworów jest rdzeniowana tylko fragmentarycznie. To ostatnie dotyczy szczególnie górnych partii otworów.

Do 1965 r. gęstość skał określano metodą hydrostatyczną polegającą na ważeniu parafinowanej



próbki suchej na wadze technicznej. Od 1966 r. pomiaru gęstości próbek skalnych dokonuje się metodą ważenia próbki na zmodyfikowanym gęstościomierzu Samsonowa, po uprzednim nasyceniu tej próbki płynem o gęstości $\rho = 1 \cdot 10^3 \text{ kg/m}^3$. Dokładność wyznaczeń gęstości skał, wynikająca z czułości stosowanych przrządów pomiarowych, jest dla celów grawimetrii wystarczająca. Nasuwają się natomiast wątpliwości czy w procesie ważenia próbki następuje całkowite wypełnienie płynem porów tej próbki.

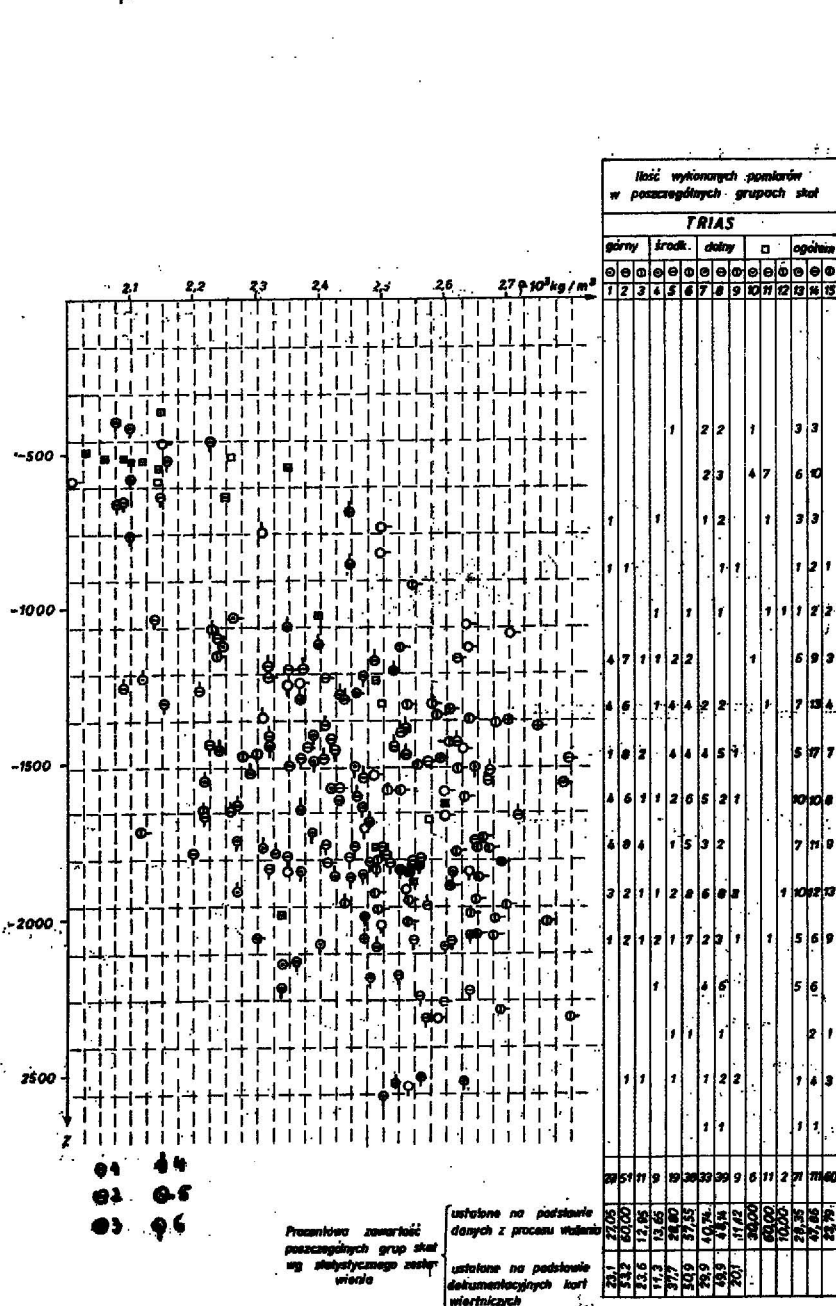
Tabela I zawiera dane liczbowe dotyczące zaniżeń wartości gęstości dla różnych założeń, odnośnie do wielkości porowatości K_p i stopnia wypełnienia wypełnienia porów w ważonej próbki.

Ryc. 1. Szkic sytuacyjny obszaru pobierania próbek (rdzeń) skalnych do pomiaru gęstości skał.

--- granice obszaru, o — ważniejsze otwory wiertnicze.

Fig. 1. Location map of samples (core-samples) for measurements of rock density.

----- boundaries of area sampled; o — main boreholes.



Ryc. 3. Wykres zmian gęstości wzdłuż osi otworu wiertniczego na długości odcinka I.

o — wartości pomierzone, --- wartości wyinterpolowane.

Fig. 3. Density changes along borehole profile section 1

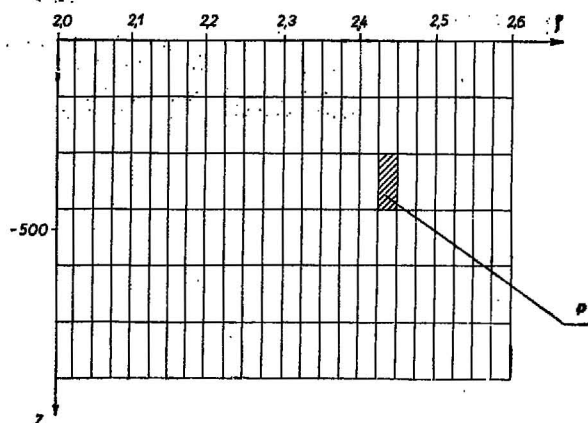
o —, measured values, --- interpolated values.

Ryc. 2. Graficzne i statystyczne zestawienie wartości gęstości skał uzyskanych z pomiaru na próbkach.

Rodzaj skały wazonej próbki: 1 — piaszkowce, piaski, zlepience itp., 2 — il, ilopuki, ilowce, mułowce, 3 — wapienie, dolomity, anhydryty, margle. Epoka: 4 — górny, 5 — środkowy, 6 — dolny.

Fig. 2. Graphic and statistical summations of rock density values obtained for samples measured.

The type of rock sampled: 1 — sandstones, sands, conglomerates, etc., 2 — clays, clayey shales, claystones, siltstones, 3 — limestones, dolomites, anhydrites, marls. Epoch: 4 — upper, 5 — middle, 6 — lower.



Ryc. 4. Prostokątny płaski układ (głębokość Z , gęstość ρ) z podziałem na pola „p”.

Fig. 4. Flat orthogonal pattern (depth Z , density ρ) with division into fields „p”.

Tabela I

Porowatość próbki K_p w %	Stopień wypełnienia porów płynem w %	Zaniżenie wartości gęstości $\epsilon(\rho)$
50	50	$0,25 \cdot 10^3 \text{ kg/m}^3$
20	50	0,10 — „ —
20	80	0,04 — „ —
20	90	0,02 — „ —

Jak wykazała praktyka, nienasycone próbki nie przekracza na ogół kilku procent.

Biorąc pod uwagę fakt, że zróżnicowanie litologiczne środowiska skalnego jest zazwyczaj duże i na ogół rzadko dobrze znane oraz, że poszczególne rodzaje skał cechują się różną gęstością, których wartości zawarte są w określonych — lecz niekiedy w bardzo szerokich przedziałach — łatwo wysnuć wniosek, że uzyskane na podstawie wyrzykowych pomiarów, dla określonych kompleksów skalnych, średnie gęstości mogą znacznie odbiegać od średnich rzeczywistych. W świetle tego ostrość wymagań dotycząca dokładności wyznaczeń gęstości na próbkach wyraźnie maleje. Dużego natomiast znaczenia nabiera sprawa wydzielenia kompleksów skalnych i ustalenia dla nich średniej gęstości za pomocą pomiarów.

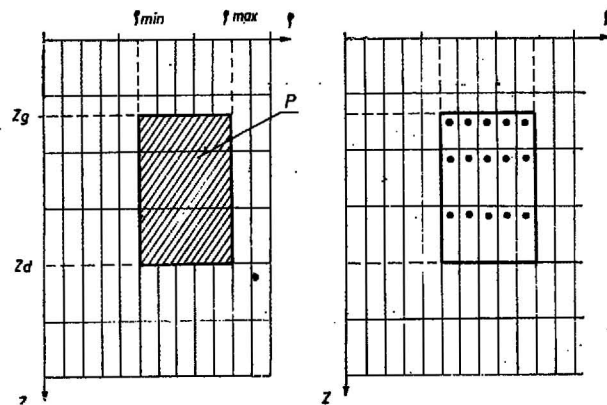
Pracę niniejszą podjęto z myślą o zwróceniu szczególnej uwagi na sprawę ustalania średniej gęstości. W opracowaniach dokumentacyjnych PPG i Geonafy wyniki pomiarów gęstości przedstawiane są w formie:

1) tabelarycznej — jako średnie wartości ważone dla poszczególnych ogniw stratygraficznych lub grup skał w wypadku dużej zmienności litologicznej, występującej w obrębie tego samego ogniwa stratygraficznego;

2) graficznej — jako wykresy zmian średniej gęstości skał, wzdłuż osi otworu.

OMÓWIENIE WYNIKÓW PRZEPROWADZONEJ ANALIZY POMIARÓW GĘSTOŚCI

Analizą wyników pomiarów gęstości skał z obszarów NW Polski dla celów geofizycznych zajmowało się dotychczas wielu autorów. Z ważniejszych prac należy wymienić artykuł Z. Fajkiewicza i T. Rejmana z 1965 r. (3, 4) oraz pracę A. Dąbrowskiego z 1965 r. opublikowaną w 1974 r. (2). Z. Fajkiewicz i T. Rejman wykazali charakter zależności ciężaru objętościowego skał od głębokości ich występowania, od typu i wieku skały. Zestawione w 1965 r. przez A. Dąbrowskiego, w formie tabelary-



Ryc. 5. Prostokątny płaski układ (głębokość Z , gęstość ρ).

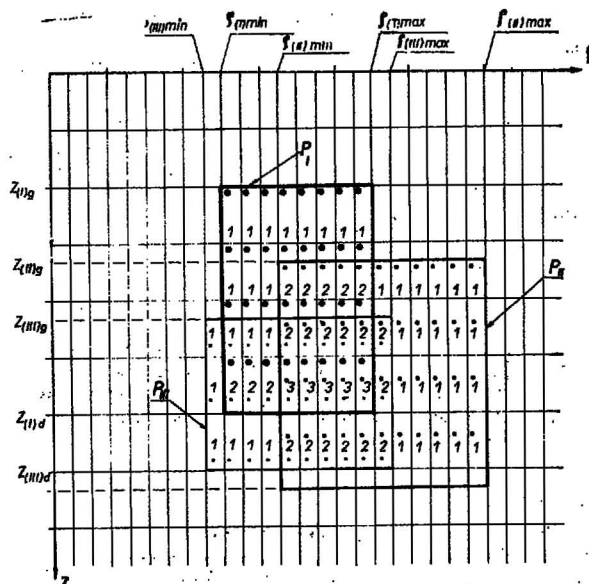
//// pole P.

Fig. 5. Flat orthogonal pattern (depth Z , density ρ);
//// field P.

Ryc. 6. Prostokątny płaski układ (głębokość Z , gęstość ρ).

● — wartość gęstości skały i ilość określeń (1) tej wartości w przedziale głębokości „b”.

Fig. 6. Flat orthogonal pattern (depth Z , density ρ).
● rock density value and number of its estimations (1) for a given depth interval „b”.



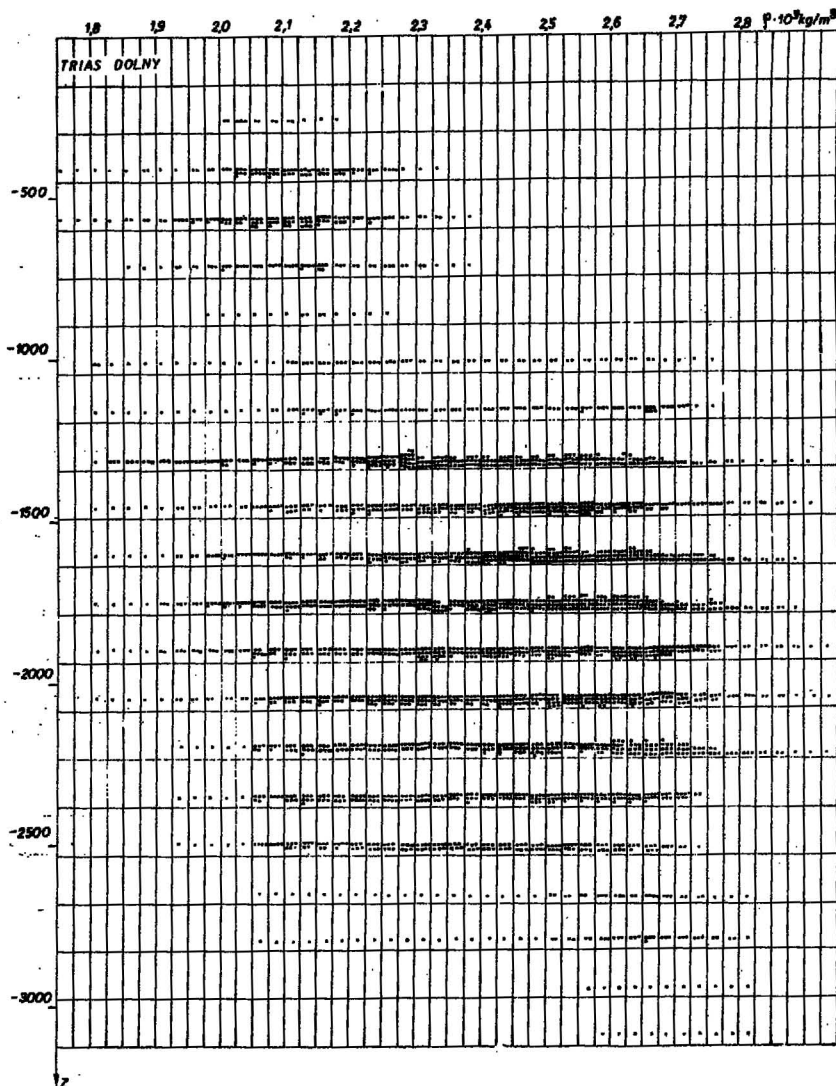
Ryc. 7. Prostokątny płaski układ (głębokość Z , gęstość ρ).

3 — ilość określeń (3) wartości gęstości w przedziale głębokości „b” (w polu p).

Fig. 7. Flat orthogonal pattern (depth Z , density ρ).
3 — number of estimations (3) of density values for a depth interval „b” (in field p).

cznej i graficznej, wyniki z pomiarów gęstości skał wykonanych do 1964 r. stanowią pierwszą próbę ustalenia prawidłowości w rozkładzie gęstości skał dla poszczególnych jednostek geologicznych i okresów (2). Wiele cennych zestawień danych gęstościowych, dla wybranych stref omawianego obszaru dokonał również J. Jamrozik.

Przy omówieniu przedstawionych w tym artykule sposobów zestawiania wyników pomiarów gęstości trzeba wyjaśnić, że poczynione przez autora próby ustalenia prawidłowości co do zmian gęstości w płaszczyźnie poziomej nie dały oczekiwanego rezultatu. Najprawdopodobniej prawidłowości takie istnieją, lecz są one zagubione w dużej zmienności gęstości



Ryc. 8. Prostokątny płaski układ (głębokość Z , wartość ρ).

.... ilość kropek oznacza ilość (7) określeń wartości gęstości w polu p .

Fig. 8. Flat orthogonal pattern (depth Z , density ρ).

.... number of dots represents the number (7) of density measurements for a field p .

skał, wynikającej z różnej głębokości występowania i rodzaju skały. Ograniczono się więc do zestawienia danych gęstościowych w płaszczyźnie pionowej. W artykule omówiono sposoby zestawień dotychczas nie stosowane.

Sposób I

Omówiony poniżej sposób zestawiania wyników pomiarów gęstości w zasadzie mało różni się od sposobów dotychczas stosowanych. Wprowadzona tu innowacja polega na tym, że skały poddawane procesowi ważenia podzielono na 3 główne grupy, a mianowicie:

- I — piaskowce, zlepieńce, piaski — oznaczenie — kółko z kropką,
- II — łzy iłolupki, łupki, iłowce, mułki, mułowce — oznaczenie — kółko z kreską poziomą,
- III — wapienie, anhydryty, dolomity, margle — oznaczenie kółko z kreską pionową.

Według tego podziału i oznaczeń naniesiono w płaskim prostokątnym układzie Z, ρ — uśrednione wartości gęstości, uzyskane z pomiarów z różnych otworów wiertniczych, dla tych grup skał (ryc. 2). Zamieszczone w tabeli cyfry (ryc. 2) określają ilość wykonanych — w poszczególnych grupach skał — pomiarów gęstości w przedziałach głębokościowych równych 150 m. Wyznaczone na podstawie tych danych wskaźniki (ryc. 2, wiersz 2 od dołu) wyrażają procentowy udział próbek wziętych do pomiaru gęstości z poszczególnych grup skał. Gdyby proces pobierania poszczególnych próbek skalnych można było uznać za przypadkowy, to wskaźniki te odzwierciedlałyby rzeczywisty ośrodek skalny pod względem

wzajemnych stosunków miąższościowych poszczególnych grup skał z takim samym stopniem prawdziwości jak wskaźniki uzyskane z zestawienia danych litologicznych według kart dokumentacyjnych otworów wiertniczych (ryc. 2, wiersz 1 od dołu). Porównanie odpowiadających sobie wskaźników, uzyskanych dwoma różnymi sposobami (ryc. 2, wiersz 1 i 2 od dołu) dostarcza informacji co do tego, czy w procesie pobierania i typowania próbek do ważenia nie została uprzywilejowana któraś grupa skał. W takim bowiem wypadku uzyskane z zestawienia pomiarów rozpoznanie środowiska skalnego pod względem rozkładu gęstości jest nieadekwatne i wówczas do uzyskanego z pomiarów rozkładu gęstości należy wprowadzić odpowiednie poprawki.

Sposób II

Podstawowym założeniem w tym sposobie zestawiania wyników pomiarów gęstości jest to, że pomiary gęstości — z punktu widzenia rozmieszczenia próbek w przestrzeni — potraktowane są jako procesy losowe. Gdy ilość pomiarów jest odpowiednio duża to proces ważenia próbek może być ponadto potraktowany jako zjawisko masowe. Następnie, gdy na odcinku rdzenia $l = Z_d - Z_g$ (ryc. 3) wykonano pewną ilość pomiarów gęstości, np. $\rho_1, \rho_2, \dots, \rho_{12}$ i uzyskane z tych pomiarów wartości zawarte są w przedziale od $\rho_{\min} = \rho_1$ do $\rho_{\max} = \rho_{12}$ to można założyć, że wartości gęstości z dowolnej innej serii pomiarów, dla tego samego odcinka rdzenia będą się mieścić, a co najwyżej tylko nieznacznie wykraczać poza przedział od ρ_1 do ρ_{12} . Na podstawie takich założeń wyniki pomiarów gęstości zestawiono w sposób następujący:

Ryc. 9. Prostokątny płaski układ (głębokość Z, gęstość ρ).

7 — ilość określeń (7) wartości gęstości w polu p, ■ wartość gęstości skały wg średniej ważonej, — — — — — najprawdopodobniejszy rozkład wartości gęstości skał w zależności od głębokości występowania skały.

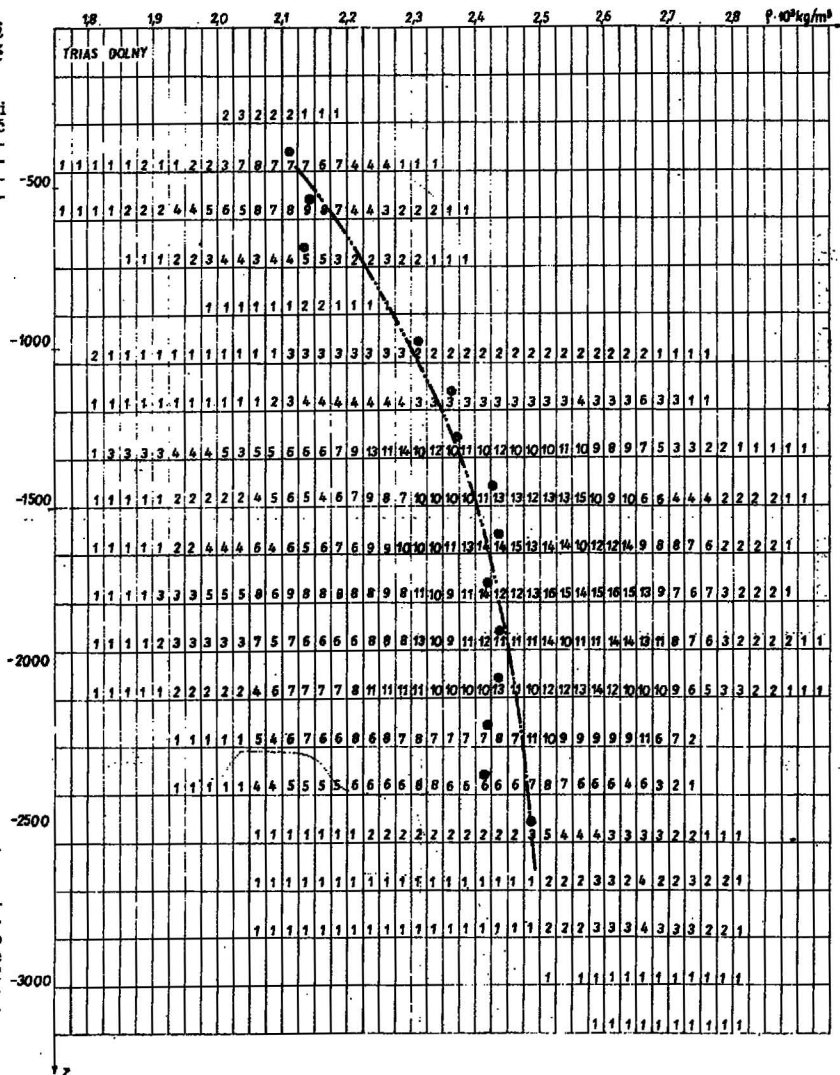


Fig. 9. Flat orthogonal pattern (depth Z, density ρ).

7 — number of density estimations (7) in a field p, o — rock density value according to weighted average, — — — — — the most probable distribution of rock density values in dependence to the depth of occurrence of rocks.

— powierzchnię zawartą między osiami Z, ρ , prostokątnego układu płaskiego (ryc. 4) dzieli się na prostokąty o jednakowej powierzchni p. W naszym wypadku wielkości boków prostokątów wynoszą:

$$a = \rho_{i+1} - \rho_i = 0,025 \cdot 10^3 \text{ kg/m}^3$$

$$b = z_d - z_g = 150 \text{ m}$$

— z danych liczbowych dotyczących wartości gęstości skał z różnych otworów wiertniczych, ale dla określonego przedziału stratygraficznego konstruuje się prostokąty o powierzchni P (ryc. 5), których boki wynoszą

$$A = \rho_{\max} - \rho_{\min} \quad B = Z_d - Z_g$$

gdzie:

$\rho_{\max}$ i $\rho_{\min}$ — są największą i najmniejszą wartością gęstości, uzyskaną w danej serii pomiarów w przedziale głębokościowym od Z_g do Z_d , dla określonego przedziału stratygraficznego, przy czym odrzuca się wartości ρ odbiegające wyraźnie od rozważanej serii pomiarów;

— elementarne pola p, które znajdują się każdorazowo w obrębie pola P_i

$$P_i = (\rho_{\max_i} - \rho_{\min_i}) (Z_{d_i} - Z_{g_i}) \text{ oznacza się np.}$$

kropkami (ryc. 6). W ten sposób w poszczególne elementarne pola zostanie wpisana określona liczba kropek (ryc. 7 i 8), których ilość jest pewną miarą ilości

„sposprzeżeń” gęstości o określonej wartości, dla rozpatrywanego przedziału stratygraficznego. Dla wygody z kropkowanego oznaczenia można przejść na postać cyfrową (ryc. 7 i 9).

— obliczone na podstawie powyższych danych średnie ważne dla poszczególnych przedziałów głębokościowych (ryc. 9 znak — czarne kółka) wyznaczają najbardziej prawdopodobny przebieg wartości średniej gęstości wzdłuż osi pionowej Z.

Występujące w poszczególnych wierszach cyfry (ryc. 9) określają wartości krzywych wariacji. W celu lepszej porównywalności z sobą krzywych wariacji z poszczególnych okresów geologicznych wprowadzono tu pojęcie znormalizowanej krzywej wariacji W (ryc. 10, 11, 12), której wartość określono wzorem:

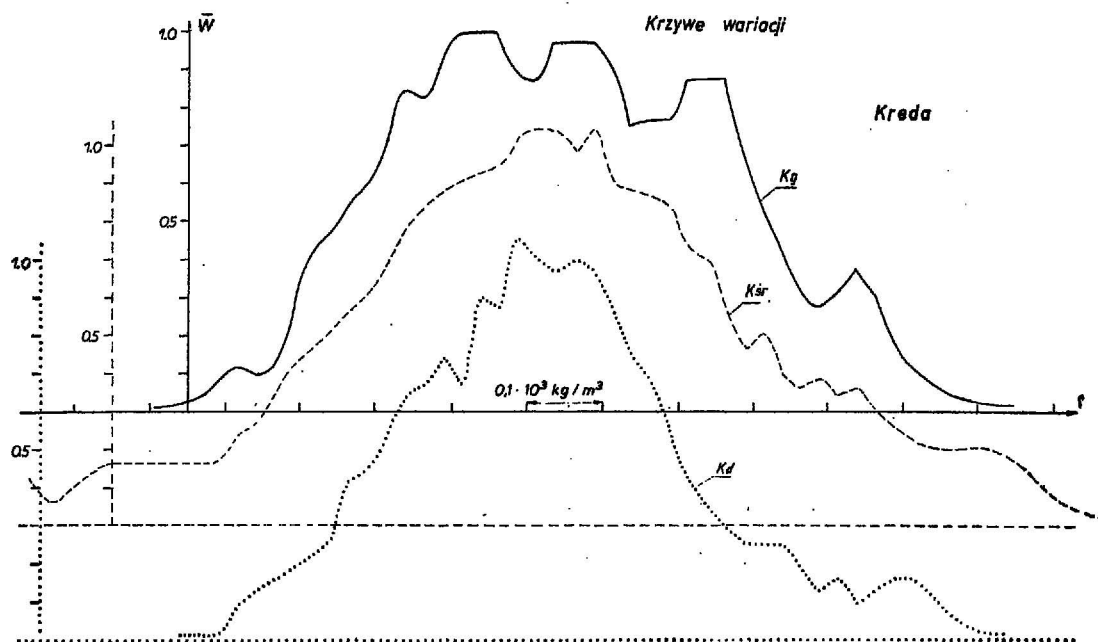
$$\bar{W} = \frac{\eta_i}{\eta_{\max}}$$

gdzie:

η_i — wartości liczbowe, występujące w poszczególnych rozpatrywanych wierszach (ryc. 9);

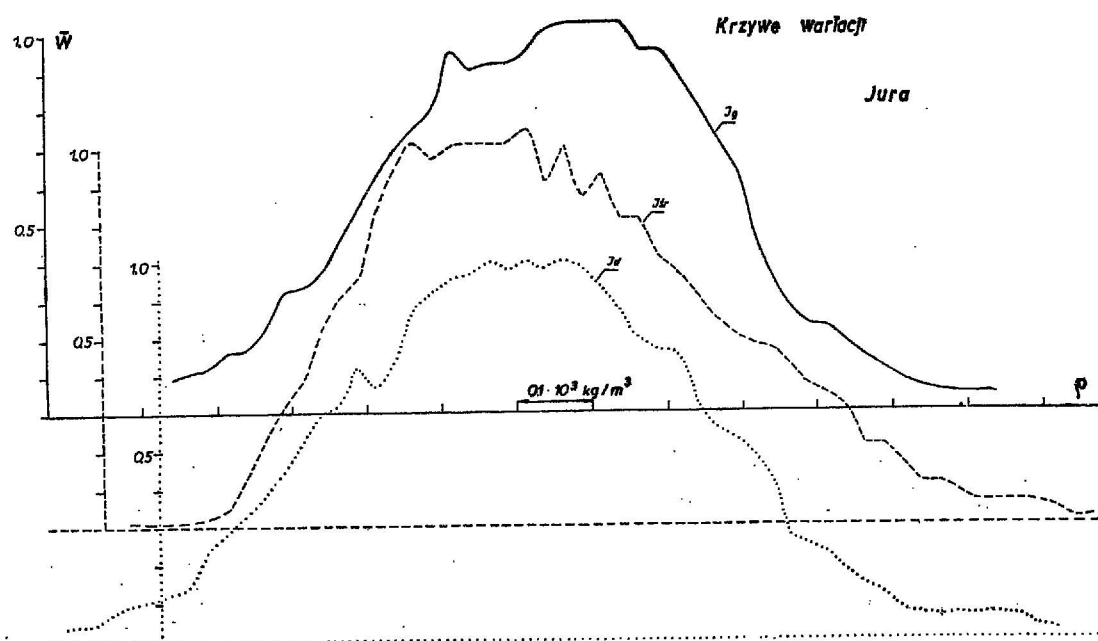
$\eta_{\max}$ — wartość liczbową maksymalną, występującą w rozpatrywanym wierszu.

W tabeli II dla niektórych epok geologicznych podano wartości:



Ryc. 10. Rozkład wartości wariacji w kredzie.

Fig. 10. Distribution of variation values in Cretaceous.



Ryc. 11. Rozkład wartości wariacji w jurze.

Rig. 11. Distribution of variation values in Jurassic.

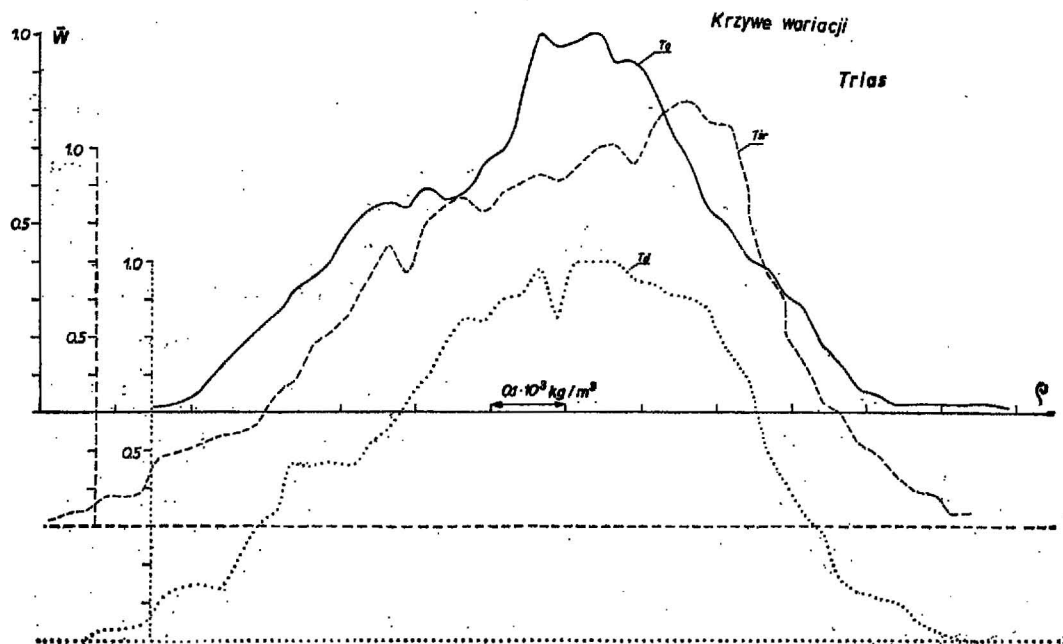
- wariancji ($S^2(\rho)$)
- odchyłeń standardowych ($S(\rho)$)
- typowych obszarów zmienności (ρ_{typ})
- współczynników zmienności ($V(\rho)$)

Tabela II

Epoka	$S^2(\rho)$	$S(\rho)$	ρ_{typ}	$V(\rho)$
Kreda g.	0,040	0,200	$1,764 \leq \rho_{typ} \leq 2,165$	0,102
Kreda śr.	0,043	0,207	$1,768 \leq \rho_{typ} \leq 2,282$	0,097
Kreda d.	0,051	0,219	$1,741 \leq \rho_{typ} \leq 2,179$	0,112
Jura g.	0,044	0,204	$2,090 \leq \rho_{typ} \leq 2,499$	0,089
Jura śr.	0,046	0,210	$1,995 \leq \rho_{typ} \leq 2,415$	0,093
Jura d.	0,038	0,188	$2,102 \leq \rho_{typ} \leq 2,478$	0,082
Trias g.	0,042	0,204	$2,182 \leq \rho_{typ} \leq 2,591$	0,086
Trias śr.	0,044	0,207	$2,182 \leq \rho_{typ} \leq 2,541$	0,088
Trias d.	0,042	0,204	$2,174 \leq \rho_{typ} \leq 2,582$	0,086

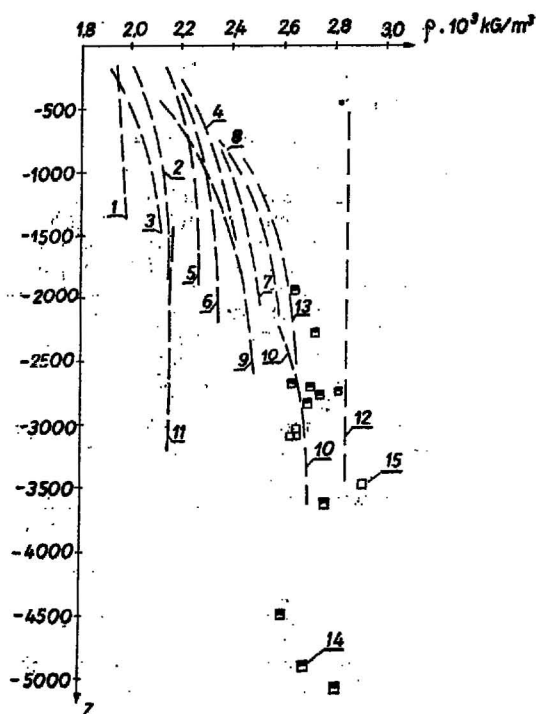
Wartości tych wielkości wyraźnie wskazują, że w rozpatrywanych okresach geologicznych zróżnicowanie środowiska skalnego pod względem gęstości jest bardzo duże i nieco maleje w miarę wzrastania głębokości występowania skały. Ten drugi sposób zestawienia wyników pomiarów odzwierciedla lepiej — w stosunku do pierwszego i sposobów dotychczas stosowanych — rzeczywisty rozkład gęstości w środowisku skalnym. Z ogólnych prawidłowości, które rysują się w sposób dostrzegalny należy wymienić:

- wzrost gęstości skał w miarę wzrostu głębokości ich występowania (nie dotyczy to utworów solnych i innych skał okresu permskiego zaliczonych tu do III grupy);
- skały zaliczone do I i II grupy wykazują większą zależność gęstości od głębokości niż skały zaliczone do grupy III;
- gradient wzrostu gęstości maleje wraz z głębokością;



Ryc. 12. Rozkład wartości wariacji w triasie.

Fig. 12. Distribution of variation values in Triassic.



Ryc. 13. Wykresy zmian gęstości skał wzdłuż osi pionowej Z.

1 — kreda; 2 — kreda środkowa, 3 — kreda dolna, 4 — jura górna, 5 — jura środkowa, 6 — jura dolna, 7 — trias górny, 8 — trias środkowy, 9 — trias dolny, 10 — karbon, dewon, 11 — sole, 12 — perm: anhydryty, dolomity i wapnie, 13 — sylur, 14 — ordowik, 15 — kambr.

Fig. 13. Changes in rock density along vertical axis Z. 1 — Upper Cretaceous, 2 — Middle Cretaceous, 3 — Lower Cretaceous, 4 — Upper Jurassic, 5 — Middle Jurassic, 6 — Lower Jurassic, 7 — Upper Triassic, 8 — Middle Triassic, 9 — Lower Triassic, 10 — Carboniferous, Devonian, 11 — salts, 12 — Permian anhydrites, dolomites and limestones, 13 — Silurian, 14 — Ordovician, 15 — Cambrian.

— obszar zmienności gęstości skał maleje wraz ze wzrostem głębokości występowania skały oraz ze wzrostem wieku geologicznego;
— w głębokościach większych od 3500 do 4000 m gęstości skał, niezależnie od rodzaju, skały zmierzają do wartości $2,7-2,8 \cdot 10^3 \text{ kg/m}^3$.

Graficzną ilustracją zależności gęstości skał od głębokości występowania i wieku geologicznego skały są krzywe uwidocznione na ryc. 13. Nie trudno zauważyć (oprócz wymienionych wyżej prawidłowości) że wyraźnie wydzielają się jako lekkie ($1,85-2,25 \cdot 10^3 \text{ kg/m}^3$) skały okresu kredowego i utwory solne oraz jako bardzo ciężkie ($2,70-2,82 \cdot 10^3 \text{ kg/m}^3$) permiańskie dolomity, anhydryty i wapnie. W okresie paleozoicznym nieznaczny, lecz wyraźny wzrost wykazują skały ordowiku. Wyjaśnić należy, że wartości gęstości dla utworów starszych od permu uzyskano głównie na podstawie próbek pobranych z otworów wierconych w części platformowej i strefie chojnicko-koszalińskiej.

Uogólniając zagadnienie gęstości skał dla omawianego obszaru, daje się tam wydzielić — poza mniej znaczącymi — następujące granice kontrastu gęstościowego:

- 1) kreda górna — jej podłoże,
- 2) kreda dolna — jej podłoże,
- 3) jura — jej podłoże,
- 4) górnopermskie wapnie, dolomity i anhydryty — w stosunku do skał spągu i nadkładu,
- 5) sól — otoczenie,
- 6) ordowik — nadkład.

Ponadto istnieją duże kontrasty gęstościowe w podłożu krystalicznym, które stanowią zazwyczaj silne źródła anomalii siły ciężkości. Ta stosunkowo duża liczba granic gęstościowych z przeróżną konfiguracją powierzchni kontrastowych powoduje na powierzchni Ziemi, w wyniku superpozycji wszystkich efektów grawitacyjnych, skomplikowany obraz anomalii Δg . W obrazie tym, że względu na małą głębokość występowania i stosunkowo duży kontrast gęstościowy ($0,25-0,30 \cdot 10^3 \text{ kg/m}^3$), najwyraźniej odzwierciedla się powierzchnia kontrastowa kreda — jej podłoże.

LITERATURA

1. Blus R. — Dokumentacja pomiarów ciężarów objętościowych i porowatości skał PPG — 1965, 1966, 1967, 1968, 1969, 1970, 1971, 1972. Arch. PPG i IG.

2. Dąbrowski A. — Przyczyny geologiczne anomalii siły ciężkości na obszarze Polski. Pr. Inst. Geol. 1974, nr 73.
3. Fajklewicz Z. — Zależność ciężaru objętościowego skał od głębokości zalegania, typu skały i wieku utworów geologicznych. Techn. Poszuk. 1965, nr 15, 16.
4. Fajklewicz Z., Rejman T. — Mapy ciężarów objętościowych skał. Ibidem, 1965.
5. Jamrozik J. — Interpretacja anomalii siły ciężkości z synklinorium szczecińskiego. Zakład Opracowań Geologicznych Górnictwa Naftowego — Geonafta, Arch. Geonafty, 1971.

SUMMARY

The differentiation of the Earth crust in density is often clearly reflected in the image of gravimetric anomalies. Therefore, the applicability of gravimetric method to recognition of geological structure of an area is determined by the knowledge of density relations geological profile, that is, the knowledge of magnitude of density contrasts and trends of surfaces (planes) of these contrasts. The paper presents a new still not used technique of summation of rock density data. This technique is discussed on the example of density data for the areas of NW Poland.

6. Nickel S. — Analiza ciężarów objętościowych skał z obszaru synklinorium pomorskiego. Ibidem, 1968.
7. Nickel S. — Gęstości skał z rejonu synklinorium pomorskiego i wyniesienia Łeby. Ibidem, 1971.
8. Nickel S. — Opracowanie danych gęstościowych i porowatości dla potrzeb grawimetrii i geofizyki wiertniczej. Ibidem, 1971.
9. Nickel S. — Opracowanie danych gęstościowych i porowatości dla potrzeb grawimetrii i geofizyki wiertniczej. Ibidem, 1972.

РЕЗЮМЕ

Дифференцированность земной коры по плотности часто отчетливо отражается в виде гравиметрических аномалий. Следовательно, важным фактором, определяющим эффективность гравиметрического метода в изучении геологического строения, является детальное определение плотностных соотношений в породах — изучение контрастов плотностей и распространения поверхностей этих контрастов. В статье изложены новые, до сих пор не применявшиеся, способы интерпретации данных замеров плотностей пород. Эти способы рассмотрены на примере замеров плотностей в северо-западной части Польши.