

## Физическа характеристика на някои скални типове от Краищидната тектонска зона

Д. Бойков, Хр. Рязков

СО „Редки метали“, 1830 София

D. B o y k o v, C. R y a z k o v — *Physical characteristics of some rock types in the Kraištide tectonic zone.* The paper presents results from studies of the variations of volume density ( $\rho$ ) and magnetic susceptibility ( $\chi$ ) of rocks from the northern and central parts of the Kraištide tectonic zone. Diabases show highest values of  $\rho$  (2.95 g/cm<sup>3</sup>) and tuffites — lower (2.19 g/cm<sup>3</sup>). The Precambrian rocks are divided into three density groups: migmatites (2.60 g/cm<sup>3</sup>), gneisses (2.65 g/cm<sup>3</sup>) and schists (2.78 g/cm<sup>3</sup>). Of the Paleozoic rocks, those of DPK show highest density. The granitoids of Rui and Zlatinci pluton have values of 2.58 g/cm<sup>3</sup> and those of Osogovo and Kresna pluton — 2.63 g/cm<sup>3</sup>. The Mesozoic rocks are not easily differentiated in temporal respect.

The variations in density and magnetic susceptibility of Neozoic volcanics reveal three cycles of volcanic activity beginning with rhyodacites (2.40 g/cm<sup>3</sup>) from Pijanec and Subostrel graben and ending with dacites ((2.59 g/cm<sup>3</sup>) from Suhostrel graben.

Summarizing the results for sedimentary rocks we reach the conclusion that the rocks of Bobovdol graben may be assumed for youngest and those from Kyustendil graben — for oldest.

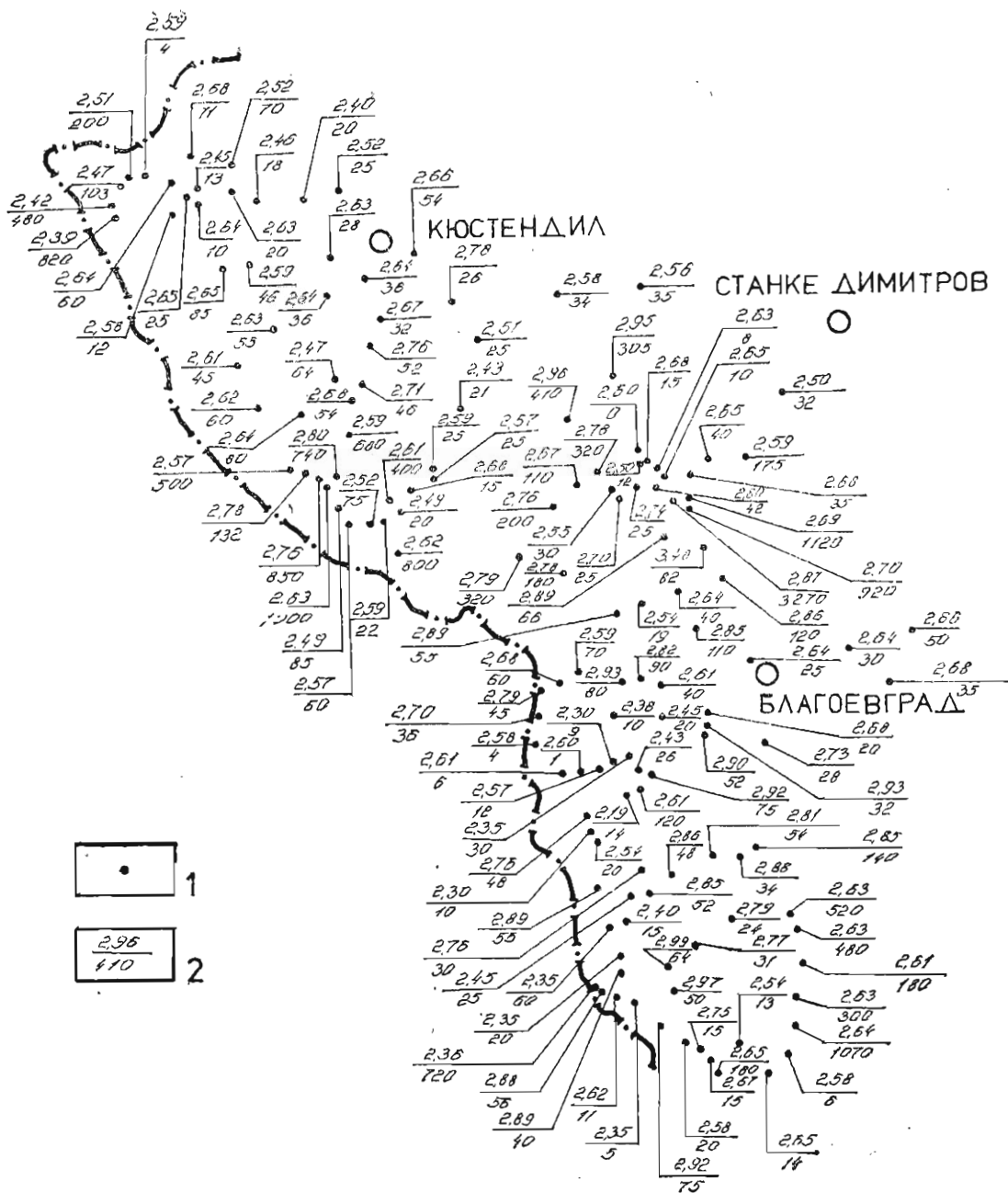
Ferromagnetic (400-1800.4 · 10<sup>-6</sup> SI) are the hornblende varieties of the metamorphic rocks, diorites and dioritized rock complexes, Kresna and Osogovo granitoids and the Mesozoic and Neozoic volcanics.

### Общи бележки

Крайщидната тектонска зона е обект на геоложки изследвания от началото на нашия век. Тук са работили редица геолози и геофизици (Бончев, 1936, 1971; Василева, 1973; Димитрова и Вергилов, 1967; Добрев и др., 1967; Загорчев, 1971, 1984; Маляков, 1966; Московски, 1971; Харковска, 1980). Въпреки това има все още нерешени структурногеоложки въпроси. За тяхното изясняване успешно са използвани резултатите от интерпретацията на гравиметричните и магнитометричните данни (Добрев и др., 1967; Йосифов и др., 1978; Рязков и др., 1984). Достоверността и точността на последната зависи от степента на познаване изменението на физичните свойства на скалите, участващи в геоложкия строеж на изследваната територия.

В настоящата работа са изложени резултатите от изучаването вариациите на обемната плътност ( $\rho$ ) и магнитната възприемчивост ( $\chi$ ) на скалите от северните (Същинско Краище) и централните (Влахински блок) части на Краищидната тектонска зона.

Особеностите в геоложкия строеж на Същинското Краище, изразяващи се в голямото разнообразие на по-младите скални комплекси (мезозойски и неозойски) и закритостта на по-старите, наложиха опробването да се извърши по литоложки разновидности. За южните части образците са вземани по сравнително равномерна мрежа. Взети, обработени и анализирани са 2950 проби от над 110 точки (фиг. 1). Минималният брой от една опробвана точка за скална разновидност е петнадесет, а максималният — двадесет и пет.



Фиг. 1. Схема на опробваните точки

1 — точка на опробване; 2 — стойности на обемната плътност (числител) и магнитната възприемчивост (знаменател)

Обемната плътност е определена с аналитични везни при точност на единичното измерване  $0,014 \text{ g/cm}^3$ , а магнитната възприемчивост — с магнитометър М-2 при грешка, не надвишаваща 8%. Лабораторните измервания на двата физични параметъра са направени в Централноизследователската лаборатория на Стопанско обединение „Редки метали“.

Последващата обработка на получените резултати е извършена, след като пробите са обединени в литоложки и стратиграфски групи. На базата на построените вариационни криви за всяка група е изчислена средната, най-вероятна стойност на двете изучавани физически величини. Чрез многомерния статистически анализ е изследвано площното регионално и локално разпределение на двата физически параметъра за територията на централните части на Краищидната тектонска зона. С помощта на факторния анализ е потърсена оценка за представителността и разделителните възможности на двете потенциални полета.

## Плътностна и магнитна характеристика на скалните комплекси

В геоложкия строеж на изучаваната територия от Краищидната тектонска зона участвуват скали от четири стратиграфски комплекса: докамбрийски, палеозойски, мезозойски и неозойски.

В докамбрийския комплекс са отделени и изучени по петрографски състав следните метаморфни скали: кварц-фелдшпат-амфиболови, мусковит-биотитови и амфиболови кристалинни шисти, гнайсошисти, гранитогнайси, биотитови, мусковит-биотитови и амфибол-биотитови гнайси, пегматити, мигматити и амфиболити (Бончев и др., 1960; Димитрова и Вергилов, 1976). Плътността им се изменя в твърде широки граници: от  $\rho_{\text{ср}} = 2,55 \text{ g/cm}^3$  — за мусковит-биотитовите гнайси, до  $\rho_{\text{ср}} = 2,90 \text{ g/cm}^3$  — за амфиболовите шисти и амфиболити (табл. 1). По този физически параметър докамбрийските метаморфни скали могат да се обединят в три групи: магматити (пегматити и мигматити) с  $\rho_{\text{ср}} = 2,60 \text{ g/cm}^3$ , гнайси с  $\rho_{\text{ср}} = 2,65 \text{ g/cm}^3$  и шисти с  $\rho_{\text{ср}} = 2,78 \text{ g/cm}^3$ . Тази диференциация има вероятно връзка с техния минерален състав, степен на метаморфизъм и вид. Тук трябва да отбележим, че колкото степента на метаморфизъм е по-напреднала, толкова и дисперсията на  $\rho$  е по-голяма, т. е. скалната разновидност е по-нееднородна. Присъствието на тъмноцветните минерали в метаморфните скали води до значително увеличаване стойностите на магнитната възприемчивост. С най-високи стойности се характеризират кварц-фелдшпат-амфиболовите шисти ( $2200 \cdot 4\pi 10^{-6} \text{ SI}$ ), амфибол-биотитовите гнайси ( $1000 \cdot 4\pi 10^{-6} \text{ SI}$ ) и гранитогнайсите ( $740 \cdot 4\pi 10^{-6} \text{ SI}$ ) (табл. 1).

Скалите с палеозойска възраст, участващи в геоложкия строеж на изследваната територия, се характеризират с още по-голямо разнообразие по състав и генезис. Към тях се отнасят диоритите, габродиоритите, гранодиоритите, гранитите, диабазите, серицитовите, хлоритовите, хлорит-серицитовите и глинести шисти и др. (Бончев и др., 1960; Малаков, 1966). С най-ниски стойности на плътността са ордовишките хлорит-серицитови шисти ( $\rho_{\text{ср}} = 2,42 \text{ g/cm}^3$ ), а с най-високи — диабазите ( $\rho_{\text{ср}} = 2,95 \text{ g/cm}^3$ ) (табл. 1). Като цяло скалите от диабаз-филитоидния комплекс са най-плътни и в същото време с най-голяма дисперсия на този параметър, което вероятно е свързано с техния разнообразен минерален състав.

Магмените скали с палеозойска възраст изграждат няколко плутона. Плътностната им диференциация добре се обвързва с техния минерален състав. Най-леки са алкалните гранити от Руйския и Златинския плутон ( $\rho_{\text{ср}} = 2,56 \text{ g/cm}^3$ ), а най-плътни — диабазите ( $\rho_{\text{ср}} = 2,95 \text{ g/cm}^3$ ). Трябва да се подчертае, че гранитите от Осоговския и Кресненския плутон независимо от големината на зърната са с еднаква физическа характеристика и твърде малка дисперсия (табл. 1), което говори за тяхната еднородност. Най-голяма е дисперсията за диабазите. Това вероятно е свързано с различните условия на образу-

Таблица 1

Плътностна и магнитна характеристика на скалите от Крайщидната тектонска зона

Ера	Период	Епоха	Литоложка характеристика	Площ на опробване	Брой проби	Плътност, g/cm <sup>3</sup>	Магнитна възприемчивост, п.4.л.10 <sup>-6</sup> SI
1	2	3	4	5	6	7	8
Неозой	палеоген		пясъчници	Бобовдолски басейн	20	$\frac{2,35}{2,29 \div 2,38}$	$\frac{10}{4 \div 13}$
		конгломерати	19		$\frac{2,53}{2,52 \div 2,62}$	$\frac{7}{5 \div 12}$	
		пясъчници	Сухострелски грабен	118	$\frac{2,43}{2,11 \div 2,59}$	$\frac{25}{7 \div 100}$	
		алевролити		56	$\frac{2,45}{2,40 \div 2,51}$	$\frac{12}{9 \div 18}$	
		пясъчници	Пиянечки грабен	62	$\frac{2,48}{2,41 \div 2,62}$	$\frac{13}{10 \div 15}$	
		пясъчници		23	$\frac{2,57}{2,46 \div 2,62}$	$\frac{12}{6 \div 15}$	
		пясъчници	Радомирски грабен	22	$\frac{2,57}{2,54 \div 2,64}$	$\frac{12}{10 \div 15}$	
		туфити		20	$\frac{2,19}{2,11 \div 2,23}$	$\frac{12}{8 \div 15}$	
		риолитови туфи	Сухострелски грабен	19	$\frac{2,32}{2,27 \div 2,36}$	$\frac{100}{70 \div 320}$	
		риодацити		20	$\frac{2,39}{2,30 \div 2,43}$	$\frac{1200}{870 \div 1400}$	
		риодацити	Сухострелски грабен	28	$\frac{2,40}{2,34 \div 2,46}$	$\frac{1700}{480 \div 1800}$	
		едропорфирни деленити		20	$\frac{2,47}{2,42 \div 2,54}$	$\frac{950}{750 \div 1100}$	
		дацити	Каменишко понижение	43	$\frac{2,49}{2,46 \div 2,56}$	$\frac{670}{40 \div 750}$	
		дацити		24	$\frac{2,59}{2,54 \div 2,62}$	$\frac{750}{520 \div 1050}$	
		риодацити-дайки	Осогово	20	$\frac{2,65}{2,60 \div 2,66}$	$\frac{500}{400 \div 550}$	
		порфирни гранити до гранодиорити		62	$\frac{2,63}{2,57 \div 2,65}$	$\frac{500}{45 \div 1200}$	
Мезозой	креда	горна	андезити	20	$\frac{2,71}{2,62 \div 2,75}$	$\frac{1800}{1000 \div 2600}$	
		долна	варовици	20	$\frac{2,62}{2,56 \div 2,63}$	$\frac{2}{0 \div 4}$	
	юра	горна	алевролити	20	$\frac{2,52}{2,51 \div 2,62}$	$\frac{15}{10 \div 22}$	
			варовити пясъчници	61	$\frac{2,62}{2,53 \div 2,66}$	$\frac{15}{8 \div 18}$	
			варовити глинни	18	$\frac{2,68}{2,48 \div 2,72}$	$\frac{8}{5 \div 32}$	
			варовици	39	$\frac{2,70}{2,66 \div 2,72}$	$\frac{2}{1 \div 4}$	
		среден	пясъчници	41	$\frac{2,56}{2,42 \div 2,62}$	$\frac{8}{4 \div 12}$	
			варовици	82	$\frac{2,69}{2,58 \div 2,73}$	$\frac{4}{0 \div 8}$	

Продължение табл. 1

1	2	3	4	5	6	7	8	
Мезозой	триас	долен	доломити		22	2,84 $\frac{2,81}{2,85}$	0	
			пясъчници		21	2,33 $\frac{2,14}{2,42}$	8 $\frac{4}{13}$	
			конгломерати		39	2,62 $\frac{2,59}{2,65}$	1 $\frac{0}{2}$	
			кварцити		42	2,63 $\frac{2,56}{2,66}$	0	
	перм		пясъчници и алевролити		98	2,58 $\frac{2,41}{2,70}$	10 $\frac{1}{20}$	
	девон		пясъчници		21	2,59 $\frac{2,58}{2,62}$	7 $\frac{3}{8}$	
	ордовик		хлорит-серицитови шисти		18	2,42 $\frac{2,34}{2,69}$	50 $\frac{6}{56}$	
			серицитови шисти		42	2,48 $\frac{2,37}{2,63}$	2 $\frac{3}{16}$	
			глинести шистиДФК		23	2,48 $\frac{2,45}{2,61}$	40 $\frac{0}{4}$	
			хлоритови шистиДФК		50	2,88 $\frac{2,67}{2,99}$	40 $\frac{18}{66}$	
			хлорит-серицитови шистиДФК		72	2,88 $\frac{2,61}{2,97}$	56 $\frac{40}{110}$	
			серицитови шистиДФК		114	2,93 $\frac{2,55}{3,15}$	56 $\frac{36}{94}$	
		Палеозой		гранит	Руйски плутон	37	2,55 $\frac{2,46}{2,58}$	2 $\frac{0}{5}$
				гранит	Трънски плутон	33	2,58 $\frac{2,52}{2,62}$	8 $\frac{4}{20}$
			едрозърнести гранити		21	2,61 $\frac{2,58}{2,63}$	700 $\frac{510}{920}$	
			среднозърнести гранити	Осоговски плутон	42	2,62 $\frac{2,60}{2,63}$	400 $\frac{220}{540}$	
	дребнозърнести гранити			54	2,64 $\frac{2,59}{2,66}$	200 $\frac{120}{350}$		
	гранити		Кресненски плутон	63	2,63 $\frac{2,60}{2,64}$	720 $\frac{510}{820}$		
	габродiorити			21	2,68 $\frac{2,58}{2,81}$	650 $\frac{400}{920}$		
	гранодиорити			89	2,70 $\frac{2,65}{2,81}$	1400 $\frac{600}{2600}$		
	диорити			183	2,80 $\frac{2,71}{3,02}$	450 $\frac{110}{1700}$		
	диабазы			109	2,95 $\frac{2,53}{3,15}$	40 $\frac{30}{67}$		
Докамбрий		пегматити		40	2,57 $\frac{2,55}{2,60}$	5 $\frac{2}{15}$		
		мигматити		106	2,62 $\frac{2,48}{2,78}$	25 $\frac{3}{120}$		
		мусковит-биотитови гнайси		23	2,55 $\frac{2,44}{2,60}$	5		
		гранитогнайси		35	2,57 $\frac{2,54}{2,59}$	740 $\frac{400}{1300}$		
		биотит-мусковитови гнайси		40	2,62 $\frac{2,40}{2,68}$	5		

1	2	3	4	5	6	7	8
			гнайсошисти		20	$\frac{2,65}{2,62 \div 2,67}$	$\frac{18}{2 \div 28}$
			биотитови гнайси		42	$\frac{2,65}{2,55 \div 2,70}$	$\frac{15}{10 \div 25}$
			амфибол-биотитови гнайси		96	$\frac{2,85}{2,60 \div 2,94}$	$\frac{800}{680 \div 3500}$
			мусковит-биотитови кри- сталинни шисти		72	$\frac{2,65}{2,51 \div 2,72}$	$\frac{20}{15 \div 28}$
			кварц фелдшпат-амфибо- лови шисти		55	$\frac{2,78}{2,59 \div 2,85}$	$\frac{2200}{2100 \div 2320}$
			амфиболови шисти		44	$\frac{2,90}{2,83 \div 2,98}$	$\frac{55}{25 \div 80}$
			амфиболити		191	$\frac{2,90}{2,75 \div 3,04}$	$\frac{60}{92 \div 43}$

ване, текстурата, структурата и минералния състав, резултат от продължителното историческо развитие. Би могло също така да се предположи, че най-млади са Руйските и Златинските гранити, а по-стари — тези от Осогово и Кресна. Последните са феромагнитни. Тяхната физическа характеристика ни позволява да допуснем, че те са се образували в процеса на тектономагматичната активизация и вероятно на малка дълбочина.

Мезозойският комплекс е изграден предимно от седиментни скали с триаска, юрска и кредна възраст (Бончев и др., 1960). Изключение правят андезитите на горната креда, които са развити в преходната зона между Краището и Средногорieto (Костадинов, 1971). Седиментните скали са представени от конгломерати, кварцити, пясъчници, алевролити, доломити, варовици и др. С най-ниски стойности на обемната плътност са пясъчниците на долния триас ( $\rho_{cp} = 2,33 \text{ g/cm}^3$ ), а с най-високи — доломитите на средния триас ( $\rho_{cp} = 2,84 \text{ g/cm}^3$ ) (табл. 1).

Направеният темпорален анализ показва, че възрастово скалните подкомплекси на мезозоя трудно могат да се различат. Най-общо те се обединяват в три плътностни групи: 1. кредно-юрска с най-вероятна стойност на  $\rho_{cp} = 2,62 \text{ g/cm}^3$ ; 2. средно-горно-триаска —  $\rho_{cp} = 2,70 \text{ g/cm}^3$ ; 3. долнотриаско-пермско-девонска —  $\rho_{cp} = 2,57 \text{ g/cm}^3$ . Високите средни стойности на  $\rho$  за триаса са свързани с преобладаването на плътните карбонатни скали, а ниските за третата група — на късовите седиментни скали. Скалите от мезозоя са практически немагнитни (табл. 1). Единствено андезитите са феромагнитни ( $\chi_{cp} = 1600,4\pi \cdot 10^{-6} \text{ SI}$ ).

В геоложкия строеж на неозойския стратиграфски комплекс участвуват разнообразни по състав вулканити и седиментни скали (Бончев и др., 1960; Московски, 1971; Харковска, 1980), изграждащи покривката на наложените депресии: Кюстендилски, Сухострелски, Пиянечки, Бобовдолски, Радомирски и други грабени. Вулканитите са представени от риодацити и дацити. Анализирайки изменението на стойностите за обемната плътност и магнитната възприемчивост за тази група от скали, може да се посочи, че вулканската дейност се е развивала в няколко цикъла. Започнала е с относително кисели, разуплътнени и силно намагнитени риодацити от Пиянечкия и Сухострелския грабен. Следващата фаза се проявява в Каменишкото понижение, а вулканската дейност завършва в Сухострелския грабен с дацити и вероятно с риодацитите от Осогово. Последните би трябвало да имат връзка с особеностите на образуване и развитие на Осоговския плутон. За втората фаза, изхождайки от структурно-текстурните особености, може да се посочи, че лавовите потоци са застивали по-бавно. Най-леки от неозойските скали са туфогенно-седиментните: туфитите с  $\rho_{cp} = 2,19 \text{ g/cm}^3$  и риолитовите туфи с  $\rho_{cp} = 2,32 \text{ g/cm}^3$  (табл. 1). Седиментните скали са представени от

конгломерати, пясъчници и алевролити. С най-висока средна стойност на обемната плътност са пясъчниците от Радомирския грабен ( $\rho_{\text{ср}}=2,57 \text{ g/cm}^3$ ), а с най-ниска — тези от Бобовдолския грабен ( $\rho_{\text{ср}}=2,35 \text{ g/cm}^3$ ) (табл. 1).

Обобщавайки плътността на седиментните скали по териториален признак, се оказва, че най-разуплътнен е разрезът на Бобовдолския грабен, а най-плътен — този на Кюстендилския и Радомирския грабен. Без да се впускаме в подробности относно причините за тази диференциация, би могло с известна уговорка и даване приоритет на диагенезата да се направи опит за темпорално обвързване, като за най-млад може да се приеме седиментният комплекс от Бобовдолския грабен, а по-стар — този от Кюстендилския и Радомирския грабен.

## Петрофизични особености на изследваната територия

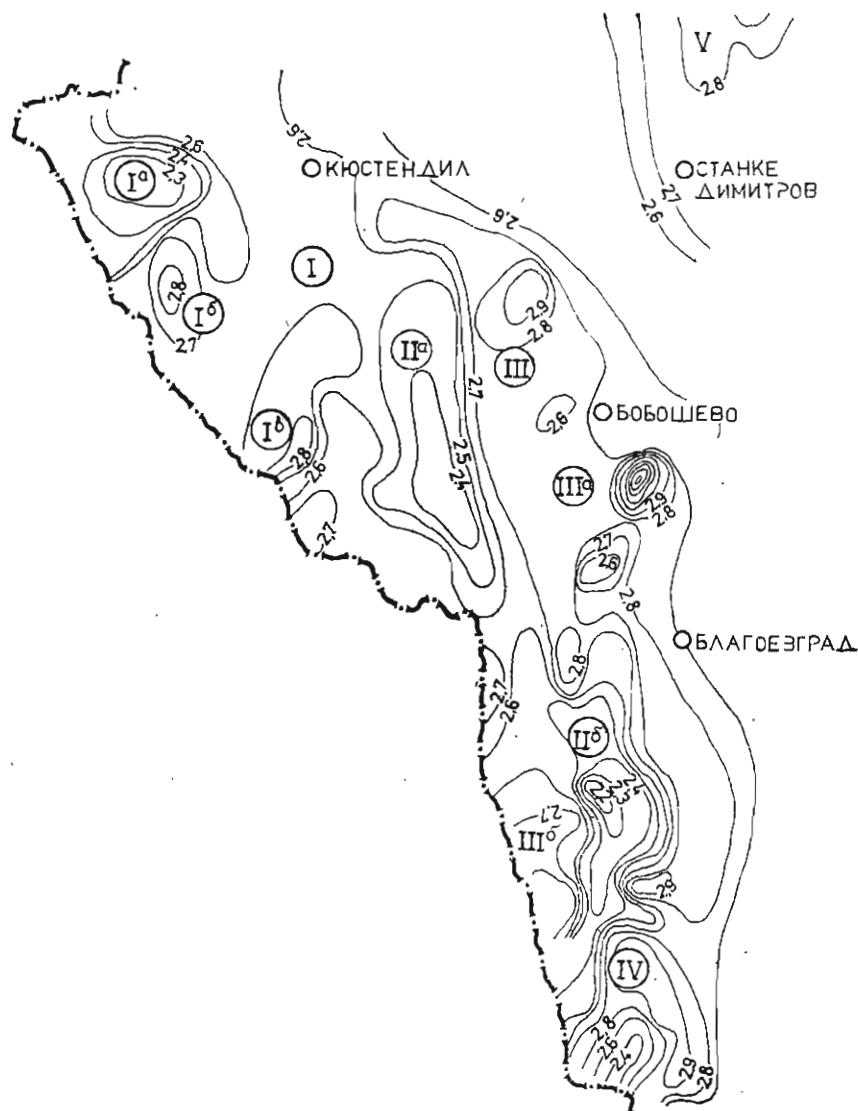
От направения кратък анализ на изменението на обемната плътност на скалите, изграждащи Крайщидната тектонска зона, може да се посочи, че те варират в твърде широки граници, а за някои от разновидностите и с твърде голяма дисперсия. Този факт ще наложи диференциран площен подход при качествената и количествената интерпретация на гравитационното поле. Регионалната характеристика на това поле вероятно ще се определя от особеностите на границите: докамбрийски метаморфити — палеозойски магматити — скали от диабаз-филитоидния комплекс и палеозойски метаморфити. В зависимост от вида на скалите и техните маси посочените контакти ще се проявяват в полето на силата на тежестта като типични гравитационни стъпала или като слаби разделителни линии, на места с бърза и рязка промяна на градиентната плоскост. Тази регионална картина ще бъде значително променена и усложнена от наложените мезозойски скали и най-вече от скалите на неозоя. Дебелината на последните и хоризонталното им разпространение ще определят формата, размерите и интензитета на локалните негативни елементи на гравитационното поле.

Изследваните скални разновидности по стойностите на магнитната възприемчивост могат добре да се диференцират в две групи: феромагнитни ( $\chi=400 \div 1800 \cdot 4\pi 10^{-6} \text{ SI}$ ) и парамагнитни (до  $60 \cdot 4\pi 10^{-6} \text{ SI}$ ). Геомагнитната граница между тях ще определя характера на магнитното поле: добре изразени интензивни положителни аномалии с резки градиенти и съответни отрицателни аномалии, но с по-малка интензивност.

Както вече беше отбелязано, от особеностите на изменението на двата физически параметъра се налага необходимостта от прилагане на диференциран площен подход при качествената и количествената интерпретация на гравитационното и магнитното поле. С цел облекчаване на последната за централните части на Крайщидната тектонска зона е направен опит да се изучи и анализира хоризонталното разпределение на плътността и магнитната възприемчивост. Построени са площни схеми на разпределението на плътността (фиг. 2) и магнитната възприемчивост (фиг. 3), а с използването на тренд-анализа (А р о н о в и Г о р д и н, 1971) са потърсени регионалните особености в разпределението на изучаваните два физически параметъра (фиг. 4, 5).

В изследваните централни райони на Крайщидната тектонска зона се отделя поредица от добре засебени плътностни аномалии, които могат да се обединят в шест по-крупни типични плътностни ивици и блокове (фиг. 2). В най-западната част е обособена Осоговската ивица (I), която има североизточна посока и е изградена от последователно подредени позитивни и негативни аномалии: Каменишка (Ia), Руенска (б) и Осоговска (Iв). Тези аномалии явно са предизвикани от разкриващи се на повърхността скални комплекси със съответна типична плътностна характеристика. Така например Каменишкият минимум покрива най-общо площите на едноименното понижение, изградено от вулкански и седиментни скали. Следващата ивица, на североизток, има същото простирание. Тя е определена от негативните плътностни аномалии, а именно: Пиянечката (IIa) и Падежката (IIб), които съвпадат с площите на едноименните грабенови структури, запълнени с леки седиментно-вулканогенни скали. Третата плът-

ностна ивица е позитивна. Тя се определя от добре обособените Бобошевска (IIIa) и Лисийска (IIIб) аномалия и е изтеглена на юг. Това са площи, заети от тежки метаморфозирани и диоритизирани скали. По типа и особеностите на аномалиите могат да се отделят и два плътностни блока: негативен — Кадийски (IV) и позитивен — Станке-



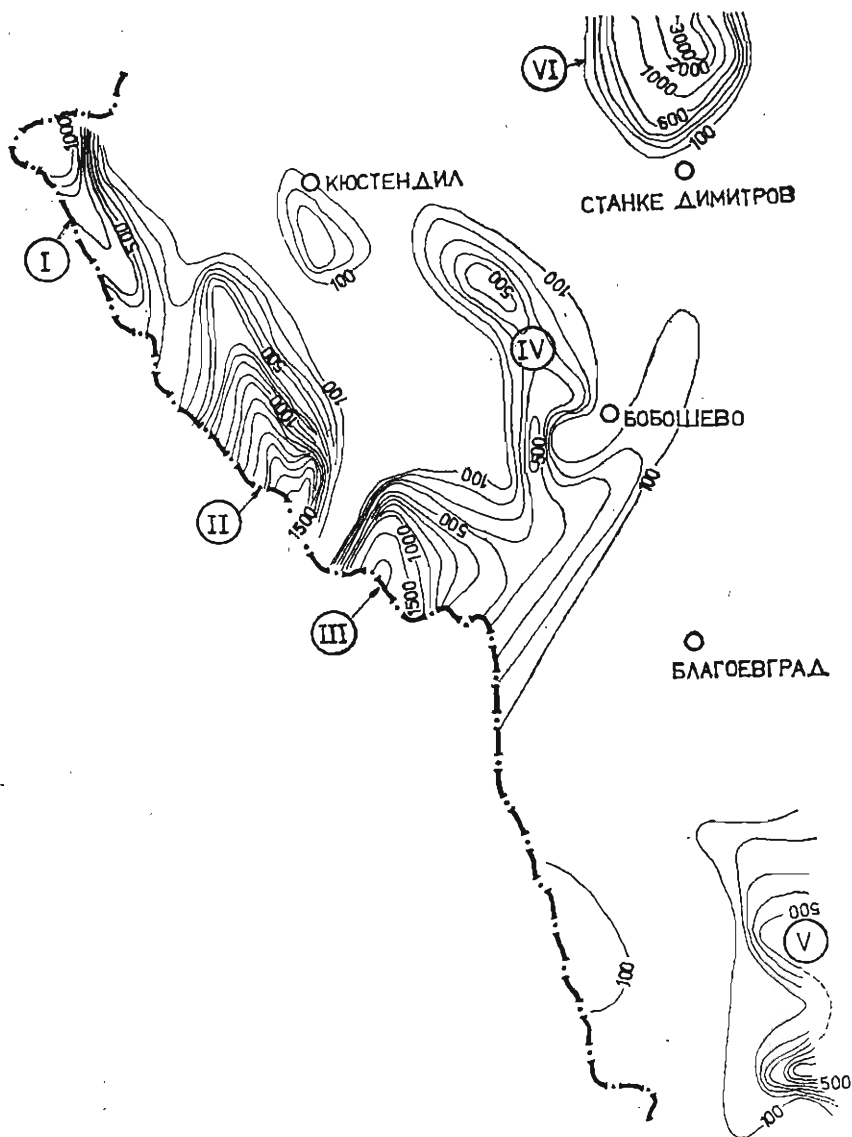
Фиг. 2. Схема на разпределението на обемната плътност ( $\text{g/cm}^3$ )  
 Плътностни аномалии: Iа-Каменишка; Iб — Руенска; Iв — Осоговска; IIа —  
 Пиянечка; IIб — Падежка; IIIа — Бобошевска; IIIб — Лисийска. Плътностни  
 блокове: IV — Кадийски; V — Станкедимитровски

димитровски (V). Вторият е изграден от плътните скали на Струмската диоритова формация.

Схемата на разпределение на магнитната възприемчивост се характеризира със седем добре обособени позитивни аномалии (фиг. 3). Каменишката (I) съвпада с едно-



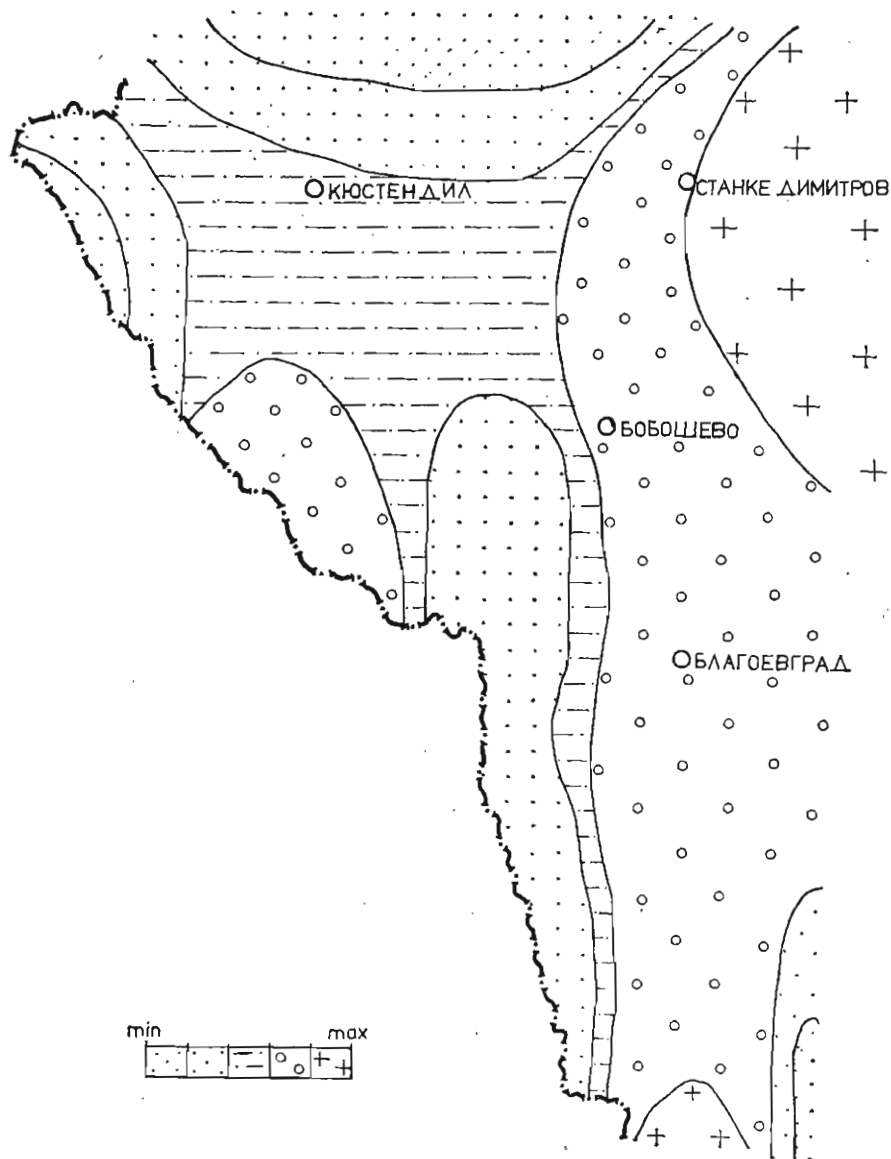
именната плътностна негативна аномалия, която явно е отражение на разпространените вулкански скали. Осоговската (II) съвпада площно с разкриващите се плътни и феромагнитни неозойски порфирни гранити и гранодиорити. Пиянечката (III) позитивна геомагнитна аномалия е свързана със силно намагнитените риодацити от едно-



Фиг. 3. Схема на разпределение на магнитната възприемчивост ( $\times 10^{-6} \text{SI}$ )  
 Магнитни аномалии: I — Каменишка; II — Осоговска; III — Пиянечка; IV —  
 Бобошевска; V — Кресненска; VI — Станкедимитровска

именния грабен. Бобошевският (IV) и Станкедимитровският (VI) максимум картират площите на разпространение на скалите от Струмската диоритова формация, а Кресненският (V) — скалите от едноименния плутон.

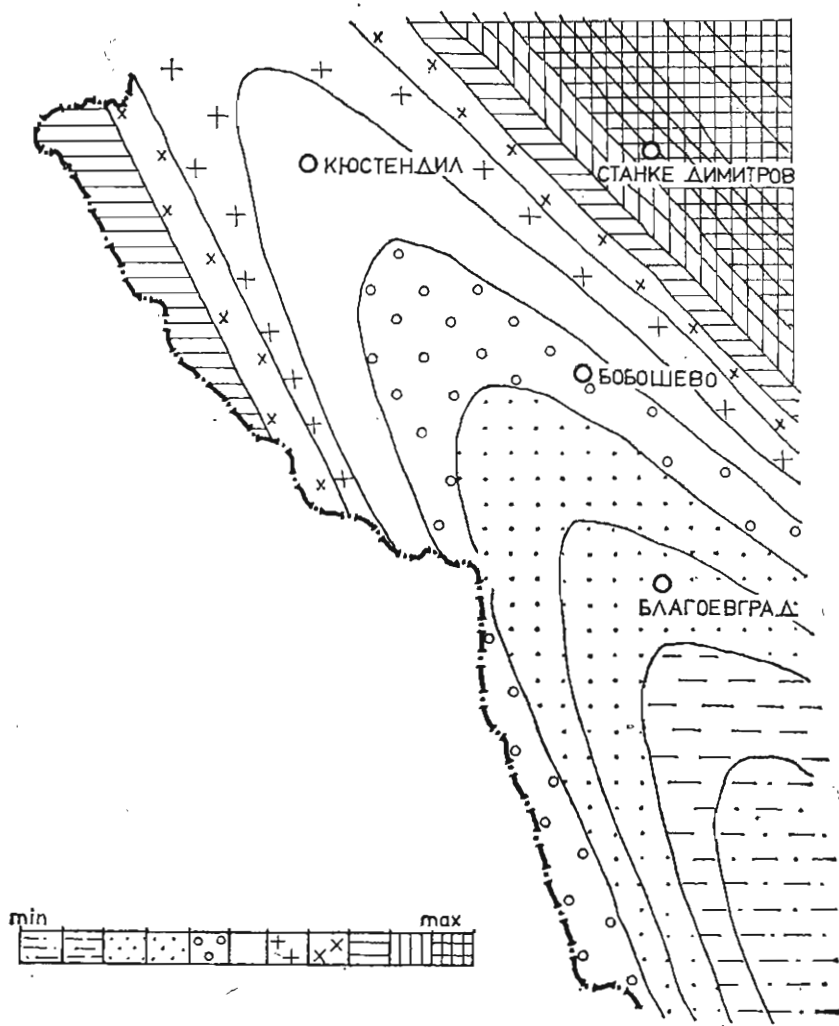
Направеното кратко описание на елементите на полетата от двата физически параметъра и тяхната геоложка природа още веднъж подчертават, че локалните съставлящи на гравитационното и магнитното поле ще бъдат представени от интензивни аномалии, свързани пряко със сложния литолого-стратиграфски строеж на изучаваната територия.



Фиг. 4. Схема на плътностната тренд-аномалия

Регионалното разпределение на плътността се описва сравнително добре от полином от пета степен (фиг. 4), като остатъчните аномалии се доближават максимално до изходното наблюдавано поле (фиг. 2). Трендовата аномалия се характеризира с ивичеста структура. От запад на изток се редуват негативни и позитивни линейни елементи. Те вероятно трасират една по-сложна дълбочинна диференциация, отразяваща

усложнения геоложки строеж. Подобна е и регионалната магнитна характеристика (фиг. 5). Разликата се състои в това, че линейните аномалии са изтеглени на северо-запад, следвайки общата тенденция на пликативните структури от Крайщидната тектонска зона. Имайки предвид пряката връзка между магнитната възприемчивост и



Фиг. 5. Схема на тренд-аномалията на магнитната възприемчивост

минералния състав на скалите, може да се предположи, че регионалната магнитна характеристика ни дава представа за структурно-геохимичните промени, на които е била подложена изследваната територия, както като посока, така и като вид.

За да оценим разделителните възможности на двата физически параметъра и съответно свързаните с тях потенциални полета, сме използвали възможностите на факторния анализ. Изследванията ни в тази насока показаха, че първият фактор включва 70% от вложената информация и се определя от признака обемна плътност, т. е. наблюдаваното гравитационно поле ще бъде определено по-информативно, отколкото магнитното.

В заключение можем да кажем, че използваният методически комплекс доказва своята ефективност и позволи да се отделят следните по-важни особености в разпределението на плътността и магнитната възприемчивост на скалите от територията на Краищидната тектонска зона:

1. Регионалният характер на гравитационното поле се определя от особеностите на отделните плътностни граници: докамбрийски метаморфни скали — палеозойски магматити — скали от диабаз-филитоидната формация и палеозойски метаморфни скали, които в дълбочина образуват ивичести структури от позитивни и негативни елементи, свързани със сложния динамичен геоложки живот.

2. Локалните особености на полето на силата на тежестта се определят от дебелината, хоризонталното разпространение и вертикалната подредба в разреза на мезозойските и неозойските седиментни скали. Площите на тяхното развитие ще се маркират в гравитационното поле с добре обособени негативни аномалии.

3. Геомагнитното поле ще бъде пъстро с отделни интензивни положителни аномалии, засебяващи площите на разпространение на амфиболовите разновидности метаморфни скали, диоритите и диоритизираните скални комплекси, Кресненските и Осоговските гранитоиди и мезозойските и кайнозойските вулканити.

## Литература

- Аронов, В., В. Гордин. 1971. О применении тренд-анализа в геологии. — *Труды ВНИГГИ*, вып. 103, 47—71.
- Бончев, Ек. 1936. Опыт за тектонска синтеза на Западна България. — *Геол. на Балк.*, 2, 1, 5—48.
- Бончев, Ек. 1971. *Проблеми на Българската тектоника*. С., Техника, 203 с.
- Бончев, Ек., Ю. Карагюлева, В. Костадинов, Ж. Манолов, И. Каменова, Е. Динкова, Д. Бакалова, Р. Манолова. 1960. Основи на тектониката на Краището и прилежащите му земи. — *Тр. геол. Бълг. Серия стратигр. и тект.*, 1, 7—92.
- Василева, Л. 1973. Сейзмотектонски изследвания в Краищидите. — *Сп. на БГД*, 3, 76—83.
- Димитрова, Е., В. Вергилов. 1967. Магматизм и метаморфизм в кристаллическом фундаменте Краищидной зоны. — *Симп. пробл. Краищид*, 1—6.
- Добрев, Т., В. Иванов, С. Пищалов. 1967. Характеристика глубинных разломов в центральной части Западной Болгарии по геомагнитным данным. — *Симп. пробл. Краищид*, 1—8.
- Загорчев, Ив. 1971. Някои особености на младоалпийския блоков строеж на част от Югозападна България. — *Изв. Геол. инст. Серия геотект.*, 20, 17—26.
- Загорчев, Ив. 1984. Доалпийски строеж на Югозападна България. — В: *Пробл. геолог. на Югозап. България*. С., Техника, 9—20.
- Йосифов, Д., К. Цветков, Л. Кимов, И. Славов. 1978. Элементы глубинного строения центральной части Краищидной структурной зоны. — *Geol. Balc.*, 8, 2, 69—80.
- Костадинов, В. 1974. Строеж и развитие на Пернишката разломна зона северозападно от долината на река Струма. — *Изв. геол. инст. Серия геотект.*, XX, 29—56.
- Маляков, И. 1966. Бележки върху тектоичката на Осоговска планина. — В: *Юб. сборник на Геол. инст.*, 157—165.
- Московски, С. 1971. Върху последователността на формиране на палеоген-неогеновите ровови структури в Българските Краищиди. — *Сп. на БГД*, 1, 21—31.
- Рязков, Хр., Д. Бойков, Т. Дилинска, Э. Плотников. 1984. Структурни особености на Влахинския мегаблок по геолого-геофизични данни. — В: *Пробл. геол. на Югозап. България*. С., Техника, 57—64.
- Харковска, А. 1980. Структурни изследвания на палеогенските вулканити от централните и южните части на Краището (Западна България). — *Геотект., тектоноф. и геодин.*, 11, 25—39.

(Постъпила на 23. VI. 1987 г.)