

ОТРАЖЕНИЕ МАГМАТИЗМА И ТЕКТОНИКИ В ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ПОЛЯХ ЮГО-ЗАПАДНОГО ПРИМОРЬЯ

С.Н. Кононец, М.Г. Валитов, Т.А. Харченко

*ФГБУН Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, ул. Балтийская 43,
г. Владивосток, 690041; e-mail: s_kononets@poi.dvo.ru*

Поступила в редакцию 4 апреля 2020 г.

Приведены результаты комплексной интерпретации геофизических полей (магнитное, поле силы тяжести и радиоактивности) Юго-Западного Приморья (Хасанский район). Авторы приводят схемы, отражающие взаимосвязь геофизических полей с различными поверхностными и глубинными геологическими структурами и разрывными нарушениями различных порядков. Определены глубинные границы выходящих на поверхность локальных гранитоидных массивов юрского возраста. Оконтурены области распространения кайнозойского магматизма. Выделена аномальная зона повышенных значений радиоактивного поля, связанная с внедрением магматических тел с повышенным содержанием калия. Сделано предположение о существовании долгоживущей флюидопроницаемой зоны, контролирующей магматические процессы в регионе.

Ключевые слова: геофизические поля, гравиметрия, магнитометрия, радиометрия, мезозойские гранитоиды, кайнозойский вулканизм, динамозона, тектонические нарушения, Приморье, Дальний Восток России.

ВВЕДЕНИЕ

Рассматриваемый район находится в зоне перехода от Евразийской литосферной плиты к Япономорской глубоководной котловине. Географически он расположен в юго-западной части Приморского края, на стыке двух тектонических поясов (рис. 1): Центрально-Азиатского (Ц-А) и Тихоокеанского [3, 7]. Ц-А пояс представлен структурами деформированного чехла Ханкайского массива (ХМ) [19]: Западно-Приморской структурно-формационной зоной (СФЗ), входящей в состав Лаоелин-Гродековской складчатой системы. Западно-Приморская СФЗ в свою очередь делится Западно-Приморским разломом на западную Пограничную и восточную Барабашскую подзоны. По Уссурийскому разлому проходит граница с Муравьевско-Дунайской структурно-формационной зоной, относящейся к Сихотэ-Алинской складчатой системе [19], которая входит в состав Тихоокеанского пояса, образовавшегося в процессе поддвига Тихоокеанской плиты под Амурскую плиту 130 млн лет назад [26]. В Япономорском регионе, по результатам анализа распределений глубокофокусных землетрясений, Вадати [29] была выделена Япономорская сейсмофокальная зона (рис. 1), начинающаяся у Японского глубоковод-

ного желоба и полого падающая под континент, где субдуцированная океаническая литосфера уходит до максимальных глубин в районе рассматриваемой площади – до 600 км.

В пределах рассматриваемого района на небольшом расстоянии происходит радикальная перестройка земной коры: переход от зрелого континента к молодой океанической коре с исчезновением или существенной переработкой верхней сиалической оболочки, богатой рудными и нерудными полезными ископаемыми. По современным представлениям, это, как и формирование Японского моря в целом, является результатом мезозой-кайнозойской деформации окраины азиатского континента и рифтогенеза, который сменился спредингом с образованием молодой океанической коры в восточной части глубоководной япономорской котловины. В результате сформировался район, в пределах которого тесно «сосуществуют» два радикально различных типа земной коры [10].

Трансформация (сокращение мощности) земной коры начинается от южного борта Краскинской впадины в сторону моря. В плане граница сокращения мощности земной коры контролируется Посьетским

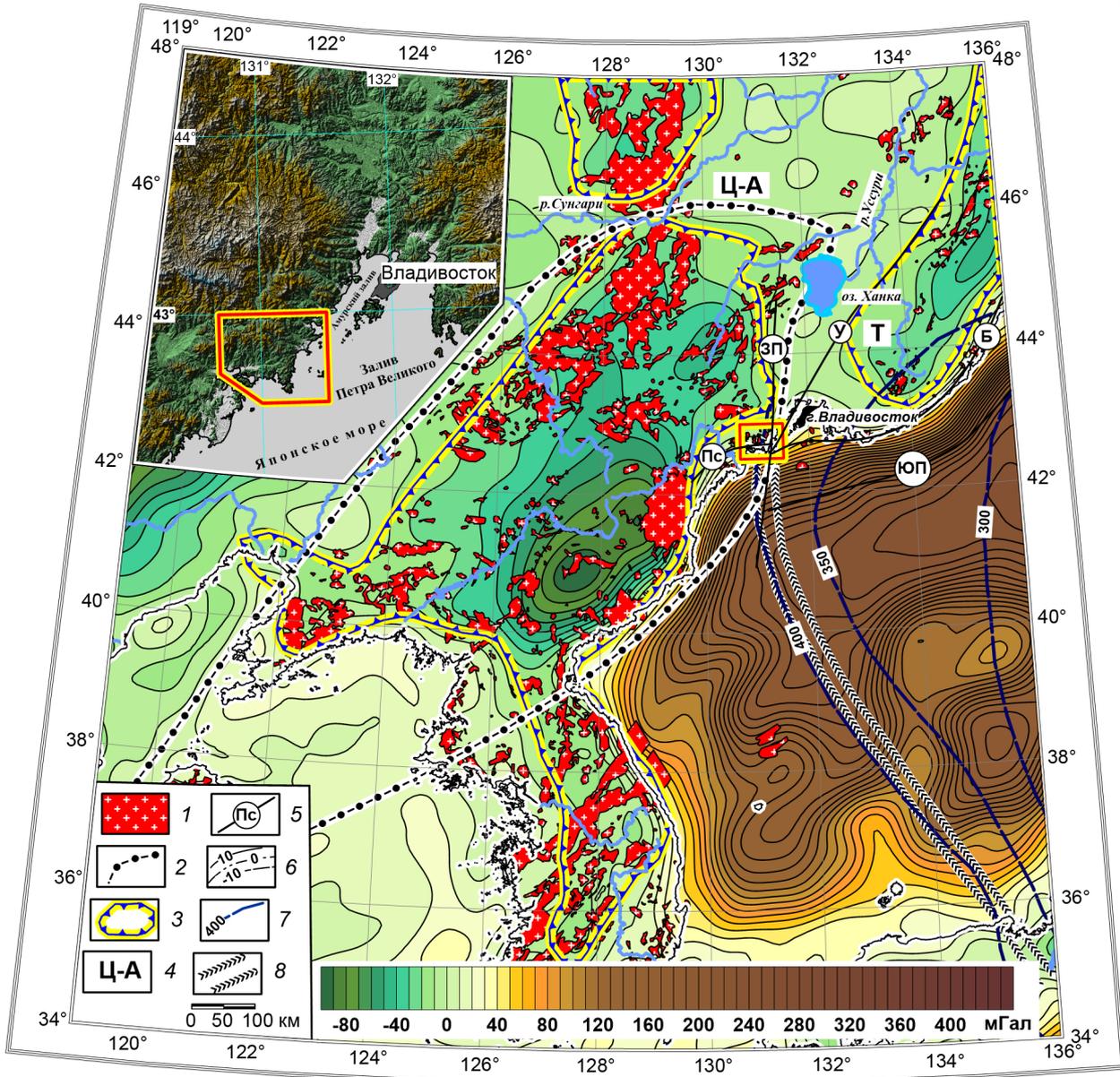


Рис. 1. Обзорная карта-схема зоны перехода «континент–Японское море».

1 – мезозойские интрузии (T_1-K_2); 2 – граница распространения Восточно-Китайского раннемезозойского вулканоплутонического пояса; 3 – области разуплотнения; 4 – складчатые системы [3, 7]; Ц-А – Центрально-Азиатская, Т – Тихоокеанская; 5 – разрывные нарушения: ЮП – Южно-Приморский, Пс – Посьетский, Б – Береговой, ЗП – Западно-Приморский, У – Уссурийский; 6 – изоморфные аномалии поля силы тяжести; 7 – изоглубины очагов землетрясений, картирующих Япономорскую сейсмофокальную зону [29], км; 8 – положение сейсмолинеамента Западный Нампо – Хасан [6]. Красным многоугольником отмечен исследуемый район.

разломом, протягивающимся вдоль сплошной зоны интенсивного градиента аномалий гравитационного поля (рис. 2), которая субширотной дугой проходит через бух. Экспедиции, севернее бух. Новгородской до м. Гамова и далее в субширотном направлении через остров Аскольд.

Такое структурное положение этого региона обусловило его сложную геодинамическую позицию и активные тектоно-магматические процессы,

проходившие здесь в течение длительного интервала геологического времени: с позднего палеозоя до кайнозоя.

До 90-х годов XX столетия среди геологов преобладала точка зрения о широком проявлении здесь только палеозойского магматизма [13]. Однако работы по геологическому доизучению этой площади в масштабе 1:200 000 (ГДП-200), выполнявшиеся Приморской поисково-съёмочной экспедицией [5, 11], а также

К-52-ХI-XVII [11] на западную часть и карта листа К-52-ХII-XVIII [5] на восточную, а также геологическая карта 1:1 000 000 м-ба третьего поколения [19], с уточненными возрастными датировками магматических массивов (рис. 3).

Информация о распределении геофизических полей исследуемого района была получена из тех же отчетов ГДП-200 на листы К-52-ХI-XVII и К-52-ХII-XVIII, кроме того были использованы карты напряженности магнитного поля и радиоактивности в 1:50 000 масштабе [20]. Разномасштабные карты, первоначально представленные на бумажных носителях, были оцифрованы авторами, что позволило проводить совместную интерпретацию геофизических полей. На первом этапе было проведено районирование каждого представленного поля (рис. 2, 4, 5), а затем их совместная интерпретация (рис. 6). В качестве петрофизической основы для интерпретации геофизических полей мы воспользовались базой петрофизических измерений [21], данными петрофизических свойств из отчетов ГДП-200 [5, 11], а также авторскими данными, пересчитанными с учетом последних возрастных корректировок [19], для палеозойского гамовского и мезозойского гвоздевского комплексов (табл. 1, 2).

В конечном итоге авторы приводят карты-схемы, отражающие взаимосвязь геофизических полей с различными поверхностными и глубинными геологическими структурами и разрывными нарушениями различных порядков.

РЕЗУЛЬТАТЫ РАБОТ

Рассматриваемый район характеризуется развитием терригенных и вулканогенных ниже-верхнепермских отложений континентальных формаций и обширными полями палеозойского, мезозойского и кайнозойского магматизма. Кроме того, в западной части площади выделены позднерифейские метаморфические образования кубанского комплекса и магматического суловского комплекса дунит-пироксенит-габбровой формации, которые рассматриваются как тектонизированные и гранитизированные реликты Сино-Корейской платформы [5, 11], слагающие Новгородский рифт (рис. 3).

Прежде чем приступить к районированию и интерпретации геофизических полей, приведем краткую петрофизическую характеристику выделенных на рассматриваемой площади комплексов и их ожидаемый эффект в геофизических полях.

Наиболее древние образования, выделенные на данной площади – метаморфические образования позднерифейского кубанского комплекса: амфибо-

литы, пироксен-биотит-плаггиоклазовые, кордиерит-силлиманитовые кристаллосланцы, зафиксированные в западной части площади, в Цукановской и Виноградской динамозонах, характеризуются самыми высокими значениями плотности и магнитной восприимчивости для района ($\sigma = 2.86\text{--}3.27 \text{ г/см}^3$, $\chi_{\text{ср.}} = 74031 \cdot 10^{-6}$ ед. СИ) и содержат до 25 % магнетита. Поэтому они создают повышенное гравитационное поле (рис. 2), наблюдаемое над Новгородским рифтом, а в пределах Цукановской динамозоны – субмеридиональную полосу высокомагнитных аномалий (рис. 4) интенсивностью до 5000 нТл.

Высокими значениями плотности и магнитной восприимчивости обладают также интрузивные тела габбро позднерифейского суловского комплекса ($\sigma = 2.82\text{--}3.12 \text{ г/см}^3$, $\chi_{\text{ср.}} = 16333 \cdot 10^{-6}$ ед. СИ) с содержанием вюститита от 6.72 % до 18.26 % [5, 11]. Выходы этих комплексов отмечены интенсивными положительными локальными магнитными аномалиями интенсивностью до от 200 до 2000 нТл в пределах Барановской и Виноградской динамозон Новгородского рифта. На левобережье р. Гладкой по 131° восточной долготы, вдоль западной границы Новгородского рифта, разрозненные выходы габброидных тел создают довольно обширную магнитную аномалию, совпадающую с градиентом гравиметрического поля, вытянутую в субмеридиональном направлении, погружающуюся на юг под воды залива Посыета (рис. 4)

Осадочно-вулканогенно-терригенные отложения решетниковской и барабашской свит обладают средней плотностью ($\sigma = 2.65 \text{ г/см}^3$) и невысокой магнитной восприимчивостью ($\chi_{\text{ср.}} = 200 \cdot 10^{-6}$ ед. СИ), в силу чего не находят отражения в геофизических полях. Но их ороговикованные толщи могут отмечаться повышенными магнитным и радиоактивными полями.

На рассматриваемой площади широко представлены магматические образования палеозойского тоналит-гранитного гамовского комплекса, объединяющего диориты, гранодиориты и граниты. Среди них обширные площади занимают гранодиориты, характеризующиеся средней плотностью $2.63\text{--}2.68 \text{ г/см}^3$ и повышенной магнитной восприимчивостью ($8583 \cdot 10^{-6}$ ед. СИ). В гравитационном поле гранитоиды не выражены, а вот в магнитном поле они отмечены повышенными значениями интенсивностью от 0–150 нТл, на фоне которых локальные магнитные аномалии и локальные аномалии пониженной радиоактивности фиксируют выходы диоритов.

Граниты юрского гранит-лейкогранитового гвоздевского комплекса обладают пониженной плотностью – 2.57 г/см^3 , характерной для мезозойских меловых гранитов Дальнего Востока [17, 18], которые

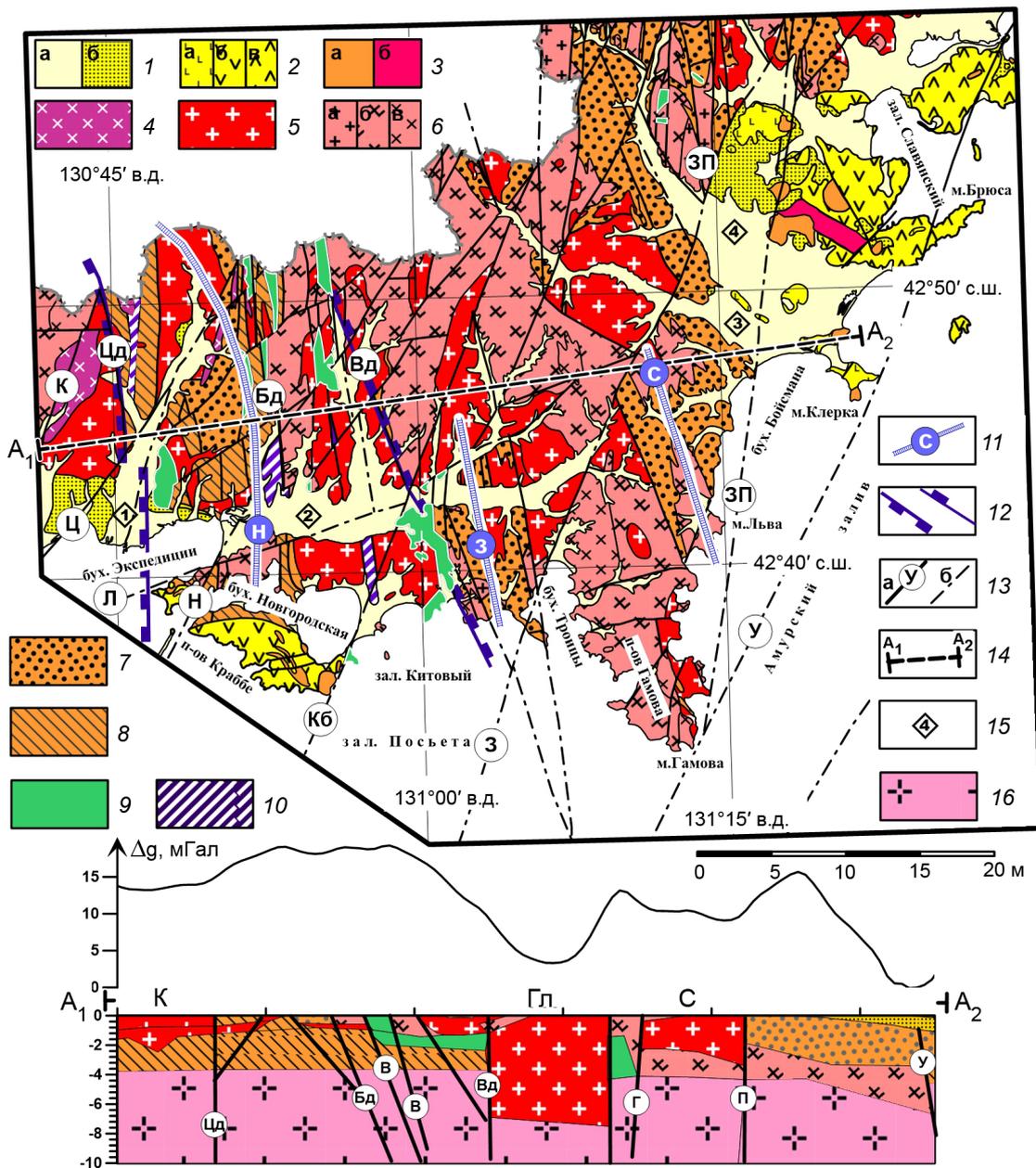


Рис. 3. Геологическая карта с упрощениями и дополнениями авторов.

1 – кайнозойские осадочные отложения: а – четвертичные, б – палеогеновые; 2 – кайнозойские вулканические образования: а – базальты шуфанской свиты ($N_{1,2}sf$) и клерковской ($P_{1,2}kl$) толщи, б – андезиты, андезидациты славянской (N_1sl) толщи и лавы базальтов андезибазальтов, андезитов зайсановской (P_2zs) свиты, в – дациты, риодациты, риолиты славянской (N_1sl) толщи; 3 – экструзии и жерловые образования: а – дацит-риолитовые, риолитовые славянского (λN_1sl) и краскинского (λP_kr) комплексов, б – андезитовые славянского (αN_1sl); 4 – малые интрузии габбродиоритов, диоритовых порфиритов камышового ($\delta \lambda K_k$) комплекса; 5 – раннеюрский гвоздецкий комплекс гранит-лейкогранитовый ($\gamma_1 J_1g$); 6 – позднепермский гамовский тоналит-гранитовый комплекс: а – вторая фаза – биотитовые граниты, лейкограниты ($\gamma \delta_1 P_2g$); первая фаза: б – гранодиориты ($\gamma \delta_1 P_2g$), в – диориты и тоналиты ($\delta_1 P_2g$); 7 – осадочные и вулканогенно-осадочные отложения перми: решетниковской ($P_{1,2}rs$), барабашской (P_2br) свит; 8 – метаморфические образования верхнепермского новгородского комплекса (P_2n); 9 – интрузивные образования перидотит-габбро-кортландитового суловского комплекса (vP_2s) и дунит-горнблендит-габбрового однореченского комплекса (vP_2o); 10 – метаморфические образования позднерифейского кубанского комплекса (R_3k); 11 – оси антиклиналей: Н – Новгородская, З – Зарубинская, С – Сухановская; 12 – границы Новгородского рифта; 13 – тектонические нарушения: главные установленные (а): ЗП – Западно-Приморский, У – Уссурийский, б – прочие, в том числе динамозоны: Цд – Цукановская, Бд – Барановская, Вд – Виноградная и разломы сдвиговой природы: К – Камышовый, Ц – Цукановский, Л – Лебединый, Н – Назимовский, Кб – Кубанский, З – Зарубинский; 14 – геологический разрез по линии А1–А2; 15 – долины рек: 1 – Цукановка, 2 – Гладкая, 3 – Рязановка, 4 – Пойма; 16 – кристаллический фундамент. Над разрезом приведен график аномального гравитационного поля, буквами обозначены локальные гранитоидные массивы мезозойского возраста: К – Краскинский, Гл – Гладкинский, С – Сухановский.

Таблица 1. Физические свойства кайнозойских пород по юго-западной части Хасанского района.

Свита, комплекс, порода	Геол. индекс	К-52-ХI		К-52-ХII	
		Плотность, $\frac{\text{г/см}^3}{N \frac{\sigma_{cp}}{\sigma_{min} - \sigma_{max}}}$	Магнитная восприим., 10^{-6} ед. СИ $N \frac{\chi_{cp}}{\chi_{min} - \chi_{max}}$	Плотность, $\frac{\text{г/см}^3}{N \frac{\sigma_{cp}}{\sigma_{min} - \sigma_{max}}}$	Магнитная восприим., 10^{-6} ед. СИ $N \frac{\chi_{cp}}{\chi_{min} - \chi_{max}}$
Шуфанский комплекс базальтовый вулканический					
<u>Шуфанская свита.</u> Базальты, андезибазальты и их туфы	$N_{1-2}sf$	-	-	42 $\frac{2.56}{1.63-2.9}$	41 $\frac{13750}{7-64509}$
Дайки базальтов	$\beta N_{1-2}sf$	-	-	3 $\frac{2.7}{2.63-2.75}$	3 $\frac{21480}{5800-45771}$
Славянский комплекс базальт-андезит-дацитовый вулканический					
<u>Славянская толща.</u> Лейкобазальты, андезибазальты, андезиты, андезидациты, дациты, риолиты (80 %); туфы андезитов, базальтов (10 %); лавобрекчии андезитов, базальтов (5 %)	N_{1sl}	-	-	172 $\frac{2.56*}{1.42-2.77}$	172 $\frac{21100*}{3-36641}$
Штоки и дайки базальтов	βN_{1sl}	-	-	13 $\frac{2.71}{2.51-2.82}$	13 $\frac{28407}{1696-56120}$
Штоки и дайки андезитов	αN_{1sl}	-	-	13 $\frac{2.64}{2.34-2.82}$	13 $\frac{17872}{490-39611}$
Штоки и дайки андезидацитов и дацитов	$\alpha \zeta N_{1sl}$	-	-	17 $\frac{2.57}{2.33-2.86}$	17 $\frac{6079}{312-27625}$
Штоки и дайки риолитов, риодацитов	$\lambda, \lambda \zeta N_{1s}$	-	-	18 $\frac{2.49}{2.16-2.75}$	18 $\frac{6988}{0-24900}$
Дайки габбро, диоритовых порфиритов	$\nu, \delta \pi N_{1s}$	-	-	5 $\frac{2.64}{2.51-2.81}$	5 $\frac{10542}{0-25268}$
<u>Угловская свита.</u> Алевролиты, аргиллиты, бурые угли (59 %), песчаники (40 %), конгломераты (1 %)	P_{2ug}	-	-	22 $\frac{2.50*}{1.48-2.58}$	22 $\frac{159*}{27-6855}$
Краскинский комплекс дацит-риолитовый вулканический					
<u>Краскинская толща.</u> Флюидалные и брекчиевые лавы риолитов, риодацитов, дациты, их туфы, туфопесчаники, туфоаргиллиты	P_{2kr}	6 $\frac{2.17}{2.01-2.26}$	6 $\frac{176}{42-572}$	11 $\frac{2.20}{2.0-2.26}$	11 $\frac{3997}{0-42016}$
Экструзии риолитов, дайки риолитов, риодацитов, дацитов	$\lambda, \zeta P_{2kr}$	13 $\frac{2.50}{2.22-2.56}$	13 $\frac{975}{21-4103}$	85 $\frac{2.49}{2.1-2.69}$	85 $\frac{1964}{0-23595}$
Зайсановский комплекс базальт-андезитовый вулканический					
<u>Зайсановская свита.</u> Лавы базальтов, андезибазальтов, андезитов и туфы андезитов	P_{2zs}	10 $\frac{2.56}{2.18-2.64}$	10 $\frac{4184}{420-5930}$	12 $\frac{2.50}{2.3-2.7}$	12 $\frac{9598}{4516-20814}$
Экструзии андезитов, андезибазальтов, дайки базальтов, андезибазальтов, андезитов	βP_{2zs}	14 $\frac{2.71}{2.53-2.96}$	14 $\frac{11110}{420-44315}$	12 $\frac{2.7}{2.59-2.88}$	12 $\frac{5558}{239-38018}$
<u>Клерковская толща.</u> Базальты и лейкобазальты субщелочные, андезиты, дациты, андезидациты (50 %); песчаники, алевролиты, бурые угли (50 %);	P_{1-2kl}	-	-	17 $\frac{2.6*}{2.18-2.56}$	12 $\frac{5558}{239-38018}$

Примечание. * – средневзвешенные значения, N – число определений..

создают отрицательные аномалии гравитационного поля. Обладая повышенной магнитной восприимчивостью ($5084 \cdot 10^{-6}$ ед. СИ), они, совместно с палеозойскими гранитоидами, создают повышенный магнитный фон в восточной части рассматриваемого района (рис. 4). Известно, что гравиметрическое поле отражает глубинные плотностные неоднородности земной

коры. В силу пониженных значений плотности юрских гранитоидов по отношению к протерозойским метаморфическим и палеозойским складчатым комплексам (табл. 1, 2), сложенные ими батолиты отражаются в гравитационном поле локальными отрицательными аномалиями (рис. 2). Эта закономерность используется для выделения контуров их распространения.

Таблица 2. Физические свойства интрузивных образований мезозой-палеозойского возраста юго-западной части Хасанского района.

Свита, комплекс, порода	Геол. индекс	К-52-ХI		К-52-ХII	
		Плотность, $\frac{\text{г}}{\text{см}^3}$ $N \frac{\text{ср}}{\sigma_{\min} - \sigma_{\max}}$	Магнитная восприим., 10^{-6} ед. СИ $N \frac{\chi_{\text{ср}}}{\chi_{\min} - \chi_{\max}}$	Плотность, $\frac{\text{г}}{\text{см}^3}$ $N \frac{\text{ср}}{\sigma_{\min} - \sigma_{\max}}$	Магнитная восприим., 10^{-6} ед. СИ $N \frac{\chi_{\text{ср}}}{\chi_{\min} - \chi_{\max}}$
Камышовый комплекс габбро-диоритовый					
Массивы и дайки диоритовых порфиритов	$\delta\pi K_1 k$	$10 \frac{2.72}{2.59-2.85}$	$10 \frac{8134}{0-38699}$	$17 \frac{2.73}{2.64-2.83}$	$17 \frac{7719}{250-34570}$
Массивы и дайки м/з габбродиоритов	$\nu\delta K_1 k$	$8 \frac{2.8}{2.64-2.92}$	$8 \frac{19492}{134-78941}$		
Гвоздецкий комплекс гранит-лейкогранитовый					
Вторая фаза: штоки, дайки и жилы субщелочных лейкогранитов, пегматитов	$\epsilon\gamma_2 J_1 g$	$35 \frac{2.56}{2.41-2.71}$	$35 \frac{3592}{0-9755}$		
Диоритовые порфириты	$\delta\pi_2 J_1 g$	-	-	$5 \frac{2.73}{2.62-2.83}$	$5 \frac{19854}{216-3753}$
Первая фаза: граниты биотитовые, гранит-порфиры	$\gamma_1 J_1 g$ $\gamma\pi_1 J_1 g$	$26 \frac{2.57}{2.43-2.71}$	$26 \frac{5084}{30-1769}$	$96 \frac{2.57}{2.42-2.63}$	$96 \frac{123}{2-962}$
Гамовский комплекс тоналит-гранитовый					
Вторая фаза: дайки и жилы гранитов биотитовых, пегматоидных гранитов, пегматитов и альбитов	$\gamma_2 P_2 g$	$4 \frac{2.64}{2.55-2.63}$	$4 \frac{3375}{0-5079}$	$26 \frac{2.59}{2.45-2.66}$	$26 \frac{230}{5-1477}$
Первая фаза: кварцевые диориты, диориты биотит-роговообманковые	$\delta_1 P_2 g$	$19 \frac{2.77}{2.67-2.84}$	$19 \frac{7479}{0-26047}$	$71 \frac{2.76}{2.64-2.89}$	$71 \frac{2878}{104-49124}$
Гранодиориты биотит-роговообманковые (тоналиты)	$\gamma\delta_1 P_2 g$	$47 \frac{2.63}{2.41-2.79}$	$47 \frac{8583}{0-100428}$	$50 \frac{2.68}{2.49-2.78}$	$50 \frac{277}{41-1114}$
Гранодиориты ороговикованные	$\gamma\delta_1 P_2 g$			$5 \frac{2.71}{2.62-2.77}$	$5 \frac{5603}{381-19812}$
Плагиограниты	$p\gamma_1 P_2 g$	$31 \frac{2.66}{2.64-2.74}$	$31 \frac{14461}{626-38657}$	$24 \frac{2.65}{2.57-2.77}$	$24 \frac{158}{36-709}$
Одноречинский комплекс дунит-горнблендит-габбровый					
Габбро, дайки и жилы дунитов, горнблендитов	$\nu P_2 o$	-	-	$23 \frac{2.92}{2.73-2.78}$	$23 \frac{22870}{482-110772}$
<u>Барабашская свита.</u> Мраморизованные известняки (40 %); спилитизированные базальты (5 %); алевролиты, песчаники (50 %); роговики по алевролитам, песчаникам (5 %)	$P_2 br$			$86 \frac{2.66}{2.31-2.88}$	$86 \frac{584}{0.5-6963}$
<u>Решетниковская свита.</u> Песчаники, алевролиты, часто туфогенные, углистые аргиллиты (70 %); роговики по алевролитам и песчаникам (30 %). Роговики по пермским отложениям	P_{1-2rs}	$43 \frac{2.65}{2.33-2.74}$	$43 \frac{200}{58-315}$	$83 \frac{2.69}{2.48-2.88}$	$86 \frac{305}{2.2-3189}$
Новгородский комплекс метаморфический					
Сланцы биотит-амфиболовые, амфибол-хлорит-эпидотовые и слюдисто-кварц-полевошпатовые	$as, sP_2 n$	$23 \frac{2.69}{2.48-2.98}$	$23 \frac{2459}{6-34809}$	-	-
Сусловский комплекс перидотит-габбро-кортландитовый					
Габбро	$\nu R_3 s$	$16 \frac{2.88}{2.82-3.12}$	$16 \frac{16333}{480-73115}$	$19 \frac{2.86}{2.69-2.95}$	$19 \frac{554}{246-1648}$
Перидотиты, кортландиты	$\nu\sigma R_3 s$	$4 \frac{2.97}{2.89-4.0}$	$4 \frac{9789}{480-23279}$	$35 \frac{2.88}{2.60-3.10}$	$35 \frac{10211}{371-79646}$
Кубанский комплекс метаморфический					
Амфиболиты, пироксен-амфиболовые кристаллосланцы; кордиерит-силлиманитовые кристаллосланцы	$a, ksR_3 k$	$4 \frac{3.00}{2.86-3.27}$	$4 \frac{74031}{2558-221531}$	-	-

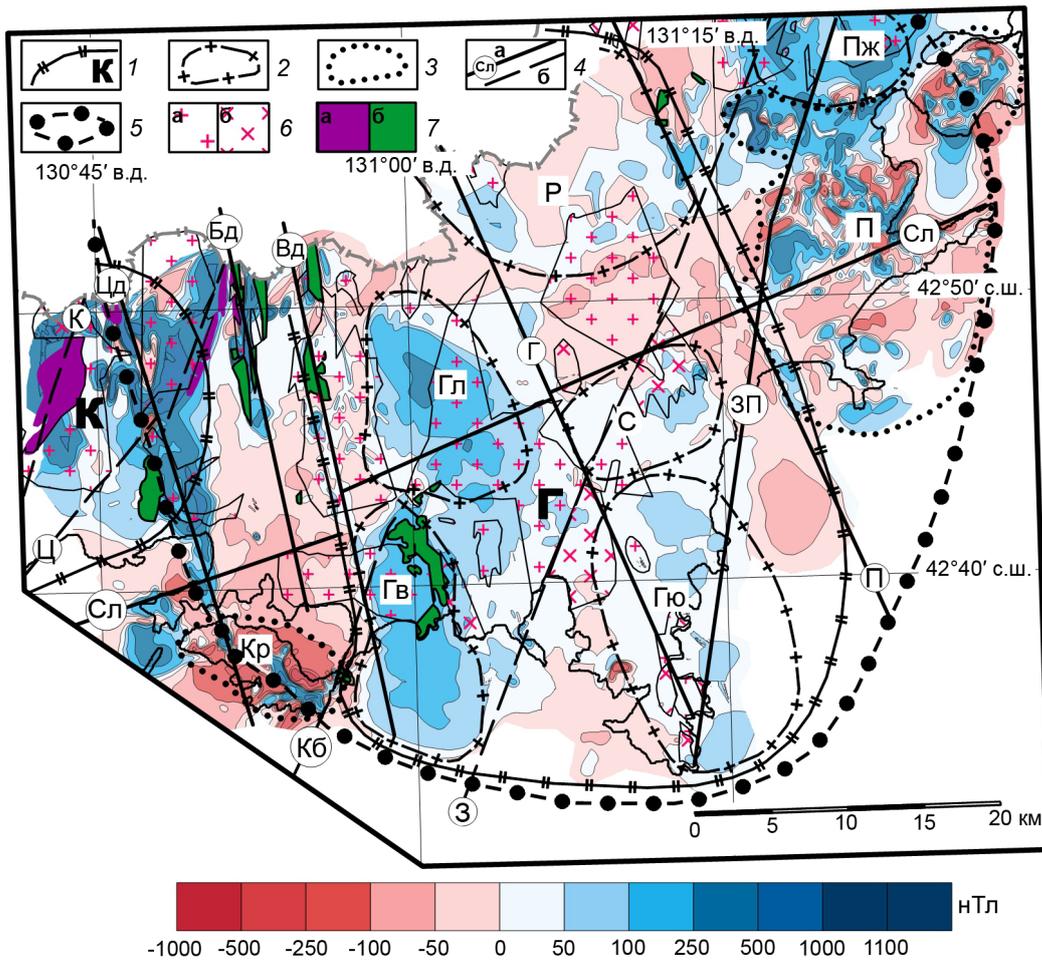


Рис. 4. Карта-схема магнитного поля с элементами интерпретации.

Положительное магнитное поле, совпадающее с отрицательным гравиметрическим полем: 1 – глубинные мезозойские батолиты: Краскинский (К) и Гамовский (Г); площадные магнитные аномалии в пределах гравитационных минимумов: 2 – локальные мезозойские гранитоидные массивы: Гл – Гладкинский, Гв – Гвоздецкий (смешанной природы), Р – Рязановский, С – Сухановский, Гю – Гамовский южный, Пж – Пожарский; знакопеременное поле: 3 – области интенсивного проявления кайнозойского базальт-андезит-дацит-риолитового вулканизма: Кр – Краббенская вулканоструктура, П – Поймeнская впадина; зоны цепочек магнитных аномалий, границы контрастных полей: 4 – тектонические нарушения и динамозоны: а – ЗП – Западно-Приморский, Г – Гамовский, П – Поймeнский, Сл – Славянский; Цд – Цукановская, Бд – Барановская, Вд – Виноградная, б – сдвиги: К – Камышовый, Ц – Цукановский, Кб – Кубанский, З – Зарубинский; 5 – граница палеозой-мезозой-кайнозойского магматического очага; выходы на поверхность интрузивных пород: 6 – юрские граниты (а), палеозойские гранодиориты, диориты (б); 7 – мезозойские диоритовые порфириты (а), рифейские габбро (б).

На рассматриваемой территории выделяются две области пониженного гравиметрического поля, которые мы аппроксимируем как глубинные батолиты мезозойского возраста: Краскинский и Гамовский (рис. 2, 4), прослеживающиеся в западном и северо-западном направлениях за пределы территории (рис. 1). На рассматриваемой площади мезозойские гранитоиды, согласно абсолютному возрасту, отнесены к раннеюрскому гвоздевскому ($\gamma J_1 g$) комплексу. На п-ове Гамова, по результатам ГДП-200, он составляет (К-Аг метод по биотиту) 200 млн лет, а на сопредельных территориях колеблется в пределах

от 180 до 227 млн [8]. Более того, в результате геологических исследований, проведенных на островах центральной части зал. Петра Великого с 2003 г. по 2016 г., сотрудниками института ТОИ ДВО РАН были выявлены новые мезозойские магматические комплексы, ранее не известные [22]. Согласно радиологическим датировкам, на о. Попова выделен габбровый пограничный комплекс ($vT_{1-2} pg$) – 225 ± 20 млн лет, береговой комплекс кислых вулканитов ($\lambda T_3 - J_1 b$) – 220, 210, 180 млн лет и островной комплекс лейкократовых гранитов $h\gamma J_{2,3} os$ – 163–167 млн лет [22].

По мнению Л.Ф. Мишина [12], мезозой-кайнозойская тектоно-магматическая активизация на востоке Азии проявилась от Тихоокеанской окраины до Забайкалья. Один из мезозойских ареалов вулканоплутонических поясов (ВПП) был сформирован на Тихоокеанской окраине в раннемезозойское время (T_3 - J_2). Этот пояс протягивается от западного Приморья на юго-запад до полуостровов Ляодун и Шаньдун (Ляодун-Шаньдунский пояс), выделенный также и Н.П. Романовским [18]. В одной из последних работ [9] нами подробно описан и показан этот пояс (рис. 1). В пространстве он совпадает с региональным минимумом аномального гравитационного поля. Рассматриваемая территория находится в юго-восточной части этого пояса и известна как Хасанский батолит [4], который является частью крупного батолита, прослеженного на сопредельных территориях КНР и КНДР (рис. 1). Его образование связано с началом субдукции палео-Тихоокеанской плиты под Евразийский континент [27].

Наиболее обширным по занимаемой площади является Гамовский батолит (рис. 2, 6), который отражен тремя локальными гравитационными минимумами, вытянутыми в северо-западном направлении, фиксирующими глубинные части массивов юрского магматизма – массивы Гладкинский, Сухановский и Рязановский. Локальные минимумы мы интерпретируем как внутренние, наиболее глубокие области массивов, а обрамляющие их локальные положительные гравитационные и магнитные аномалии – как краевые, подверженные ороговикованию. Наиболее интенсивное отрицательное гравитационное поле наблюдается над Гладкинским массивом. По результатам моделирования, его глубина достигает 8 км (рис. 3, разрез). Надо отметить, что над Гладкинским массивом наблюдается наиболее высокая интенсивность магнитного поля, достигающая 500 нТл (рис. 4). Вероятно, это обусловлено интенсивной проработкой юрскими гранитами гранодиоритов гамовского комплекса. Глубина Сухановского массива составляет 4 км.

Раннеюрские граниты Западного Приморья высокоглиноземистые, соответствуют калиево-натриевой серии с небольшим преобладанием Na в первой и K во второй фазах [8]. Высокое содержание калия позволяет выделять лейкократовые граниты в радиоактивном поле. Они фиксируются полями повышенных значений радиоактивного поля (рис. 5): значения гамма поля составляют 3–5 мкР/час и более, урана 3–4 10^{-4} %, калия 2–3 % и более, тория 6–8 10^{-4} % и более [20].

Отмечается еще одна закономерность: оси локальных гравиметрических минимумов совпадают с осями Зарубинской и Сухановской антиклиналей

(рис. 2, 3) в Гамовском батолите и Новгородской в Новгородском рифте, что подчеркивает общий тренд поднятия рассматриваемой территории, связанный с юрской магматической активизацией.

Проявление завершающего этапа мезозойской активизации связано с внедрением гипабиссальных массивов и даек габбродиоритов ($\sigma = 2.8$ г/см³, $\chi_{cp.} = 19492 \cdot 10^{-6}$ ед. СИ) и диоритовых порфиритов ($\sigma = 2.72$ г/см³, $\chi_{cp.} = 8134 \cdot 10^{-6}$ ед. СИ) раннемелового камышового комплекса (табл. 2) [11], обладающих высокими значениями магнитной восприимчивости для рассматриваемого района. Их внедрение связано с развитием блоковых движений в раннемеловое время по главным левосдвиговым разломам и сопряженным с ними разрывам северо-западного и меридионального простирания с внедрением в верхний коровый уровень небольшого объема производных мантийной базальтовой магмы. В западной части площади мы наблюдаем две области высокоинтенсивных аномалий, связанных с камышовым комплексом. Наиболее крупный массив «Камышовый» расположен в зоне сдвига Камышового (рис. 4) вдоль западной границы рассматриваемой площади, вдоль левого притока р. Камышовый. Он фиксируется локальной аномалией магнитного поля интенсивностью до 1200 нТл, вытянутой в северо-восточном направлении вдоль Камышового сдвига. Вторая высокоинтенсивная область расположена в пределах Цукановской динамозоны (рис. 4), контролируется Цукановским сдвигом. Дайки диоритовых порфиритов прослеживаются в южном направлении и образуют субмеридионально ориентированные скопления (2–5 даек). При мощности 3–5 м тела по протяженности достигают 1000 м. В магнитном поле они образуют полосу высокоинтенсивных положительных аномалий (до 2000 нТл) достигающую ширины до 10 км (рис. 4), оконтуривающих западную часть глубинного Гамовского магматического очага. Полоса высокоинтенсивных аномалий (от -800 до 1500 нТл) протягивается на юго-восток через полуостров Краббе, фиксируя внедрения палеогеновых даек базальтов и андезитов ($\chi_{cp.} = 11110 \cdot 10^{-6}$ ед. СИ) зайсановского комплекса (табл. 1). Наличие разновозрастных интрузий на локальной площади указывает на длительный цикл жизни глубинного магматического очага.

Взаимодействие Тихоокеанской и Евразийской плит в раннем кайнозое (эоцен) привело к активизации глубинных процессов, в результате чего произошло заложение ряда крупных впадин в западной и северной частях территории и внедрение мантийных андезитовых и базальтовых магм по глубоким расколам фундамента [14, 15]. В пределах рассматриваемой территории находятся две крупные впадины:

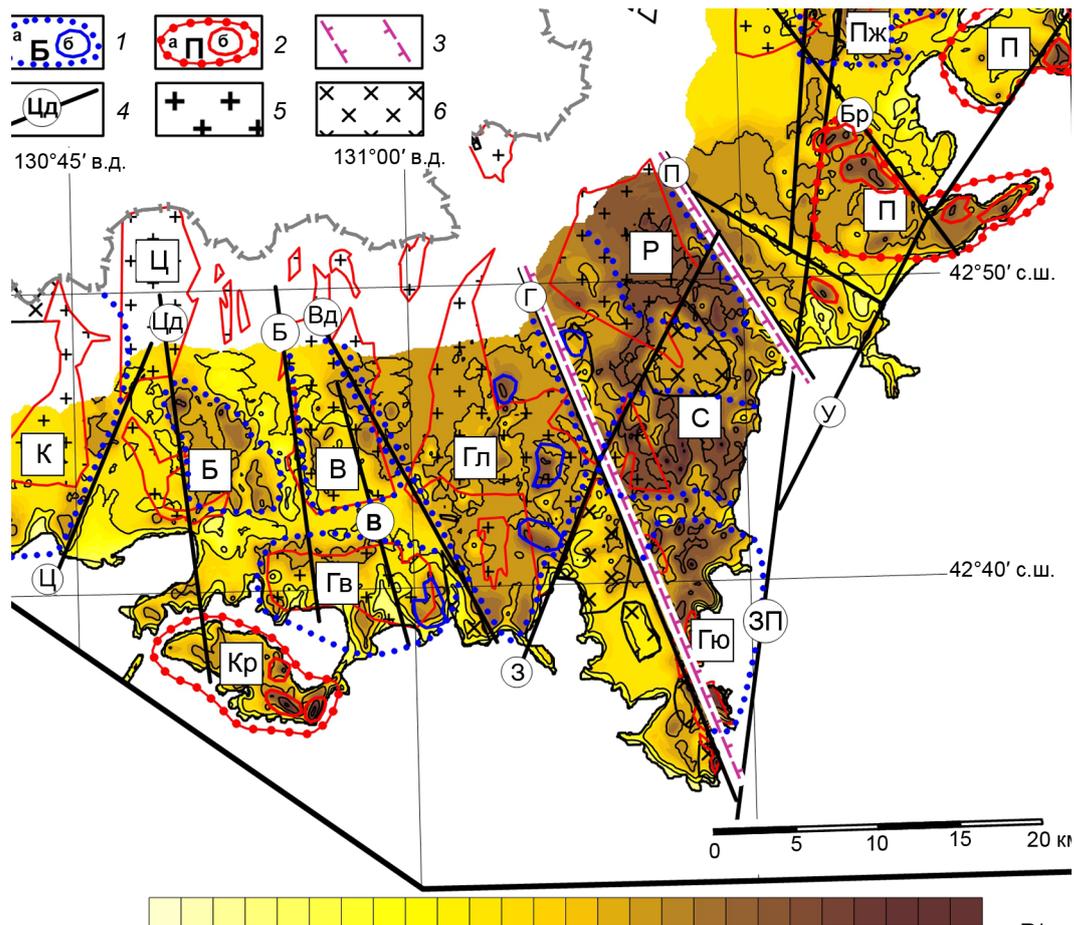


Рис. 5. Карта-схема гамма-поля с элементами интерпретации.

Повышенное радиоактивное поле: 1 – контуры гранитоидных массивов раннеюрского возраста (а): К – Краскинский, Б – Барановский, В – Виноградный, Гв – Гвоздецкий, Гл – Гладкинский, Р – Рязановский, С – Сухановский, Гю – Гамовский южный, Пж – Пожарский, локальные проявления кислого магматизма (б); повышенное радиоактивное поле в пределах мезозой-кайнозойских структур: 2 – области интенсивного проявления кайнозойского дацит-риолитового вулканизма (а): Кр – Краббенская вулканоструктура, П – Пойменная впадина, экструзии и дайки кислого состава (б); область максимальных значений аномального гамма-поля: 3 – юрские гранитоидные массивы, насыщенные дайками риолитов палеогенового краскинского комплекса; зоны нарушения корреляции аномалий, цепочки локальных аномалий повышенной интенсивности: 4 – тектонические нарушения: динамозоны: Цд – Цукановская, Вд – Виноградная, разломы: Ц – Цукановский, Б – Барановский, В – Виноградный, Г – Гамовский, П – Пойменский, Бр – Брусевский, З – Зарубинский, ЗП – Западно-Приморский, У – Уссурийский; выходы на поверхность интрузивных пород: 5 – юрские граниты, 6 – палеозойские гранодиориты, диориты.

Краскинская и Пойменная, проявленные в гравитационном поле локальными минимумами (рис. 2). Последняя – наиболее крупная в юго-западном Приморье – протягивается в северо-восточном направлении на 25 км от реки Поймы до Амурского залива. Впадина заложена на пересечении трех разломов: Западно-Приморского, Уссурийского и Пойменского. В ней наиболее ярко проявлен кайнозойский вулканизм от палеогена до неогена. Вдоль западной границы впадины, по Пойменскому разлому и на полуострове Клерка сформировалась клерковская толща базальтов, андезибазальтов ($P_{1-2,kl}$). Одновременно шло формирование Краббенской вулканоструктуры – излияние субщелочных лав лейкобазальтов, андезибазальтов

зайсановского комплекса и риолитовых лав краскинского комплекса (рис. 3). Лейкобазальты и андезиты зайсановской свиты имеют повышенные магнитные характеристики – $5600-9600 \cdot 10^{-6}$ ед. СИ, что обуславливает знакопеременное поле над полуостровом Краббе от -800 до 1000 нТл (рис. 4). Риолитовые лавы и экструзии, дайки краскинского комплекса создают повышенное радиоактивное поле над полуостровом, где в южной части его высокими значениями фиксируется субвулканическая постройка – г. Дегера (содержание тория $6-8 \cdot 10^{-4}$ %, калия 4 %, гамма поле – 5 мкР/ч).

Современные данные [14] о возрасте вулканитов Краббенской вулканоструктуры указывают на син-

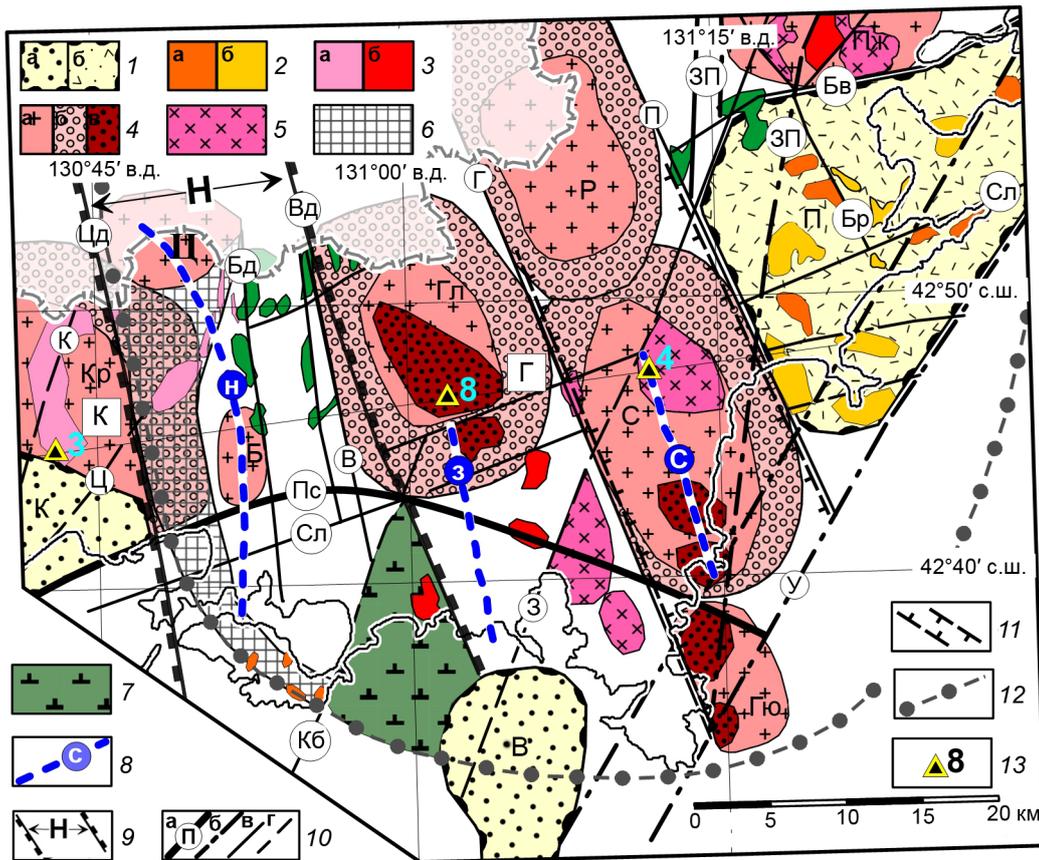


Рис. 6. Схема интерпретации.

1 – мезозой-кайнозойские впадины: осадочные (а): К – Краскинская, В – Витязь, осадочно-вулканогенные (б): П – Пойменная; 2 – кайнозойские вулканогенные и субвулканогенные образования: кислого состава (а), среднего-основного состава (б); 3 – локальные выходы интрузий: мелового возраста (а), юрского возраста (б); 4 – локальные мезозойские гранитоидные массивы: Кр – Краскинский, Ц – Цукановский, Б – Барановский, Гл – Гладкинский, Р – Рязановский, С – Сухановский, Гю – Гамовский южный, Пж – Пожарский: внутренние части (а), внешние зоны, зоны ороговикования (б), зоны интенсивной проработки гранитов палеозойского и мезозойского возраста, буквами в белых квадратах обозначены глубинные мезозойские батолиты (в): К – Краскинский, Г – Гамовский; 5 – интрузивные образования среднего-основного состава палеозойского возраста; 6 – зона, насыщенная высокомагнитными породами: рифейские кристаллические сланцы, меловые диоритовые порфириды и палеогеновые экструзии андезитового состава; 7 – скрытое габброидное тело (R₂?); 8 – оси антиклиналей по геологическим данным; 9 – Новгородский рифт (Н) и его границы; 10 – тектонические нарушения: а – Пс – Посьетский, фиксирующий начало трансформации континентальной коры в океаническую, б – разделяющие структурно-формационные зоны: З-П – Западно-Приморский, У – Уссурийский, в – динамозоны Цд – Цукановская, Бд – Барановская, Вд – Виноградная, разломы: В – Виноградный, Г – Гамовский, П – Пойменский; Бр – Брусевский; Бв – Безверховский, Сл – Славянский, г – сдвиги: К – Камышовый, Ц – Цукановский, К – Кубанский, З – Зарубинский; 11 – зона насыщения гранитоидов дайками риолитов палеогенового краскинского комплекса; 12 – граница палеозой-мезозой-кайнозойского магматического очага; 13 – глубина залегания нижней кромки мезозойских гранитоидов по данным структурно-плотностного моделирования.

хронное извержение вулканитов основного и кислого состава, которое произошло в короткий отрезок времени в 10 млн лет от 43.8 до 33.5 млн лет назад. Кроме того, обнаружение в районе реки Гладкой вулканитов краскинского комплекса с возрастом 55.5 млн лет [14] предполагает наличие здесь эоценового вулканизма, синхронного с излиянием вулканитов богопольской свиты в Сихотэ-Алине.

Следует отметить, что некоторые исследователи [14, 25] объединяют Краскинскую впадину и Краббенскую структуру в одну осадочную депрессию. Од-

нако по геофизическим данным, Краскинская впадина имеет локальное распространение и контролируется локальным гравитационным минимумом (рис. 2), который замыкается в устьях рек Цукановки и Гладкой, а ее южный борт ограничен Посьетским разломом. Мощность осадочных угленосных отложений, по сейсмическим данным, составляет 900 м [11]. Краббенская вулканоструктура, ограниченная Назимовским и Кубанским сдвигами (рис. 3), находится в зоне градиента гравитационного поля, связанного с началом трансформации континентальной коры, что, вероят-

но, объясняет проявление здесь контрастного базальт-риолитового вулканизма.

На рассматриваемой площади, помимо Краббенской вулканоструктуры, краскинский субвулканический комплекс широко представлен полями даек в зоне Гамовского батолита (рис. 2, минимумы Р, С), между Гамовским и Пойменским разломами. В радиоактивном поле он выделяется широкой полосой (до 17 км) интенсивных аномалий (рис. 5): гамма-поле от 3–5 мкР/час, калий от 2–3 %, торий – $6\text{--}10 \cdot 10^{-4}$ %, уран – $3\text{--}5 \cdot 10^{-4}$ % [20]. Дайки имеют протяженность до 50–70 м при мощности 2–3 м. Они сложены перлитами, риолитами и дацитами, их контакты с вмещающими породами крутопадающие. В отдельных дайках центральные части раскристаллизованы. К западу от м. Льва и м. Красный Утес (береговые обнажения бухты Бойсмана), в среднем течении р. Гладкой дайки сложены риолитами и дацитами с раскристаллизованной основной массой. Породы относятся к известково-щелочной риолит-дацитового серии с повышенным содержанием калия, серебра и группы халькофильных элементов. Вторичные изменения сопровождаются пропилитизацией и березитизацией пород с появлением кварцевых жил и прожилков.

Вулканическая деятельность на рассматриваемой площади закончилась в неогене проявлением базальт-андезит-дацитового вулканизма славянского комплекса и андезибазальт-базальтового вулканизма шуфанского комплекса [15] в Пойменской впадине (рис. 3). Славянский субвулканический комплекс объединяет штоки и дайки риолитов ($\chi_{\text{ср.}} = \text{от } 6988 \cdot 10^{-6}$ ед. СИ), андезидацитов, андезитов, базальтов и диорит-порфиритов, габбродиоритов ($\chi_{\text{ср.}} = 28407 \cdot 10^{-6}$ ед. СИ) и характеризуется высокими значениями магнитной восприимчивости (табл. 1). Шуфанский субвулканический комплекс объединяет дайки и мелкие тела базальтов и андезибазальтов ($\chi_{\text{ср.}} = 21480 \cdot 10^{-6}$ ед. СИ), генетически связанные с эффузивами шуфанской ($\chi_{\text{ср.}} = 13750 \cdot 10^{-6}$ ед. СИ) свиты миоцена и плиоцена (табл. 1). Высокие значения магнитной восприимчивости вулканических пород объясняют наличие здесь знакопеременного магнитного поля высокой интенсивности от -100 до 1100 нТл (рис. 4). В радиоактивном поле повышенными значениями характеризуются поля дацитов и экструзии риодацитов, дацитов. (рис. 5) славянского субвулканического комплекса. По сейсмическим данным [11], наиболее глубокая часть впадины (600 м) приурочена к ее западному флангу в районе Пойменского разлома, где под вулканическими породами залегают угленосные отложения угловской свиты.

В работе [6] показано положение сейсмолинеамента Западный Нампо–Хасан (рис. 1, юго-западная

граница Япономорской сейсмофокальной зоны), трансформирующей гипоцентры глубокофокусных землетрясений, прослеживающегося в юго-западном направлении от границы юго-западной части Хасанского района Приморья, через Японское море, остров Сикоку и уходящий в Тихий океан. Проведенный нами анализ распространения мезозой-кайнозойского магматизма показывает, что внедрение магм проходило по разломам северо-западного простирания, что совпадает с простиранием сейсмолинеамента. Это указывает на то, что эта долгоживущая мегаструктура является поставщиком глубинного флюида, контролирующего магматические процессы в регионе.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Территория юго-западного Приморья расположена в зоне деструкции континентальной земной коры. На относительно небольшом расстоянии сиалическая кора азиатского континента замещается субокеанической корой япономорской котловины [1, 2]. Начало активного сокращения мощности коры, выклинивание гранитного слоя контролируется зоной градиента гравитационного поля, которая трансформирует Посыетский разлом [11] (рис. 2), являющийся северной ветвью Южно-Приморского разлома [9] (рис. 1). По исследованиям китайских геологов, начало субдукции палео-Тихоокеанской плиты под Евразийский континент имело место в начале юры, контролируя раннеюрский гранитоидный магматизм [27], который проявлен в юго-западной части исследуемого района выходами пород гвоздевого комплекса.

На рассматриваемой площади нами по гравиметрическим данным (рис. 2) определены глубинные границы гранитоидных батолитов юрского магматизма (Краскинский и Гамовский), выходящих на поверхность в виде локальных массивов (рис. 6). По геофизическим данным, в пределах Гамовского батолита три локальных гравитационных минимума картируют расположение скрытых гранитоидных массивов: Гладкинского, Рязановского и Сухановского, а в магнитном и радиоактивном полях в южной части п-ова Гамова выделяется скрытый батолит Гамовский-южный (рис. 2, 4, 6). По результатам структурно-плотностного моделирования глубина залегания нижней кромки составляет: для Гладкинского массива – 8 км, для Сухановского – 4 км, а для Краскинского батолита – 5 км (рис. 3, разрез).

Границы выделяемых массивов ограничены крутопадающими разломами северо-западного направления. Так Краскинский батолит с востока ограничен Цукановской динамозоной, Гамовский батолит с запада ограничен Виноградной динамозоной, с вос-

тока – Пойменским разломом, а в центральной части разбит Гамовским разломом.

В восточной части рассматриваемой площади по геофизическим данным впервые выделен ряд разломов: северо-западного направления Гамовский, Пойменский, Брусьевский; разломы северо-восточного простирания: Славянский и Безверховский (рис. 2, 4, 6).

Формирование Гамовского магматического очага не остановилось в раннем мезозое, а продолжилось внедрением даек камышового комплекса (K_1km), экстрюзий зайсановского (P_2zs), краскинского (P_2kr), славянского (N_1sl) и шуфанского (N_1sf) комплексов, внедрившихся в его периферийные части. В магнитном поле они отражаются высокоинтенсивными, знакопеременными магнитными аномалиями. Таким образом, нами выделен долгоживущий магматический очаг палеозой-мезозой-кайнозойского возраста.

В центральной части площади выделена зона повышенных значений аномального радиоактивного поля (рис. 5). Она протягивается в северо-западном направлении от полуострова Гамова до реки Поймы и ограничена Гамовским и Пойменским разломами (рис. 6). Указанная зона фиксирует выходы массивов лейкократового юрского магматизма (Рязановский, Сухановский и Гамовский-южный массивы) и рои палеогеновых риолитовых даек субвулканического краскинского комплекса. Вероятно, она является одной из самых проницаемых тектонических зон в рассматриваемом районе.

Помимо гранитоидного магматизма, в гравитационном поле обширным минимумом (рис. 2) выделяется Пойменская впадина – самая крупная кайнозойская впадина в Южном Приморье. По гравитационному полю определены ее границы. С запада она ограничена Пойменским разломом, с севера – Безверховским, с юга и востока протягивается под воды Амурского залива. В пределах впадины ярко проявлен неогеновый вулканизм славянского комплекса (рис. 6), а в основании могут залегать породы палеогеновой угленосной угловской свиты, что не исключает наличия там угольных месторождений.

Характерно, что в рассматриваемом районе преобладает северо-западное простирание аномалий геофизических полей (рис. 3, 4, 5): магнитного, гравитационного и радиоактивного, отражающее общее направление простирания гранитоидных массивов, дайковых полей, динамозон и разрывных нарушений. Ширина рассматриваемой аномальной зоны (Гамовской) не превышает 60 км, с запада она ограничена Цукановской динамозонной, а с востока – Брусьевским разломом (рис. 2). В генеральном плане направление

Гамовской аномальной зоны совпадает с простиранием сейсмолинеамента Западный Нампо – Хасан [6], контролирующего западную границу Япономорской сейсмофокальной зоны глубокофокусных землетрясений. Глубокофокусные землетрясения, размещенные в мантии, как правило, приурочены к зонам долгоживущих разломов в земной коре. Отличительной особенностью глубинного строения переходной зоны от Евразийского континента к Тихому океану является распространение в верхней мантии астеносферного слоя, от которого отходят диапиры аномальной мантии, процессы в которых и обуславливают формирование структур земной коры, повышенную сейсмичность и вулканическую деятельность [16]. Западная граница Япономорской сейсмофокальной зоны, вероятно, отражает долгоживущую мегаструктуру, являющуюся поставщиком глубинного флюида, контролирующего магматические процессы в мезозое–кайнозое в рассматриваемом регионе.

Проведенный нами анализ петрофизических (плотность и магнитная восприимчивость) свойств магматических горных пород в пределах района исследований выявил повышенные значения петрофизических параметров комплексов пород, залегающих в западной части площади, относительно их же аналогов, расположенных восточнее Виноградной динамозоны. Этот феномен можно объяснить тем, что в западной части площади, в пределах Новгородской рифтогенной структуры, выходят реликты Сино-Корейской платформы, представленные метаморфическими образованиями кубанского (R_3k) и суловского (R_3s) комплексов, характеризующиеся высокими значениями плотности и магнитной восприимчивости. Более поздние магматические процессы, прорывающие указанные комплексы, частично перерабатывали их, насыщаясь фемическими элементами, тем самым повышая свою плотность и магнитную восприимчивость относительно аналогичных магматогенов, распространенных восточнее.

Работа выполнена в рамках госзадания ТОИ ДВО РАН, тема: «Пространственно-временные изменения геофизических полей, их связь со структурой, геодинамикой и сейсмотектоническими процессами в литосфере Дальневосточных морей России и их обрамлении.» Рег. № НИОКТР АААА-А17-117030110032-3.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Валитов М.Г., Кононец С.Н., Кулинич Р.Г. Структурно-плотностные модели земной коры зоны сочленения Центральной котловины с прилегающим континентом // Дальневосточные моря России. Т. 3. Геологические и геофизические исследования. М.: Наука, 2007. С. 53–60.

2. Валитов М.Г. Структурно-плотностная трансформация земной коры в зоне сочленения Центральной котловины Японского моря с континентом: Дис. ... канд. геол.-минер. наук. Владивосток, 2009. 133 с.
3. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России: В 2 кн. / Под ред. А.И. Ханчука. Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 1. 572 с.
4. Геология СССР. Т. XXXII. Приморский край. Ч. 1. Геологическое описание. Кол. авторов. М.: Недра, 1969. 696 с.
5. Государственная геологическая карта Российской Федерации. 1:200 000. Ханкайская серия. Листы К-52-ХII (Владивосток), К-52-ХVIII (Зарубино). СПб.: Изд-во СПб. картфабрики ВСЕГЕИ, 2004.
6. Изосов Л.А., Ли Н.С. Тектонические и вулканогенные факторы контроля сейсмической активности Япономорского звена западно-тихоокеанской зоны перехода континент–океан // Региональные проблемы. ТОИ. 2017. Т. 20, № 4. С. 40–47.
7. Карсаков Л.П., Чжао Ч., Малышев Ю.Ф. Тектоническая карта области сочленения центрально-азиатского и тихоокеанского поясов // Тектоника, глубинное строение и геодинамика Востока Азии: IV Косыгинские чтения: Материалы междунар. конф., 21–23 января 2003 г. ИТиГ ДВО РАН, г. Хабаровск. Хабаровск: ИТиГ ДВО РАН, 2003. С. 7.
8. Коваленко С.В. Раннеюрские граниты Западного Приморья // Мезозойские магматические и метаморфические образования Дальнего Востока: Материалы V петрограф. совещ. Хабаровск: ДВИМС, 2001. С. 41–43.
9. Кононец С.Н., Валитов М.Г., Харченко Т.А. Магматический контроль золотого оруденения Западного Приморья (по геофизическим данным) // Геология руд. месторождений. 2019. Т. 61, № 4. С. 44–60. DOI: <https://doi.org/10.31857/S0016-777061444-60>
10. Кулинич Р.Г., Валитов М.Г. Мощность и типы земной коры Японского моря по данным морской и спутниковой гравиметрии // Тихоокеан. геология. 2011. Т. 30, № 6. С. 3–13.
11. Кутуб-Заде Т.К., Коваленко С.В., Короткий А.М., Неволлин П.Л., Родионов А.Н., Углов В.В., Уткин В.П. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. 1:200 000. Сер. Ханкайская. Листы К-52-ХI, ХVII.
12. Мишин Л.Ф., Чжао Ч., Солдатов А.И. и др. Мезозойско-кайнозойские вулканоплутонические пояса и системы в континентальной части востока Азии и их зональность // Тихоокеан. геология. 2003. Т. 22, № 3. С. 28–47.
13. Назаренко Л.Ф., Бажанов В.А. Геология Приморского края. Ч. III. Основные черты тектоники и истории развития. // Препринт. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1987. 60 с.
14. Попов В.К., Чашин А.А., Тсуеуми Ы., Чекрыжов И.Ю., Будницкий С.Ю. Новые данные по геохронологии эоцено-олигоценового вулканизма краскинской рифтогенной впадины (Юго-Западное Приморье) // Междунар. науч.-исслед. журн. 2018. № 12 (78) Ч. 2. С. 75–78. DOI: <https://doi.org/10.23670/IRJ.2018.78.12.051>
15. Рассказов С.В., Ясныгина Т.А., Саранина Е.В., Масловская М.Н., Фефелов Н.Н., Брандт И.С., Брандт С.Б., Коваленко С.В., Мартынов Ю.А., Попов В.К. Кайнозойский магматизм Юго-Западного Приморья: импульсное плавление мантии и коры // Тихоокеан. геология. 2004. Т. 23, № 6. С. 3–31.
16. Родников, А.Г., Забаринская Л.П., Сергеева Н.А., Нисилевич М. В. Геодинамические модели глубинного строения регионов природных катастроф переходной зоны Евразия–Тихий океан // Вестн. ОНЗ РАН. 2013. № 5. NZ6001. doi:10.2205/2013NZ000118.
17. Романовский Н.П. Петрофизика гранитоидных рудно-магматических систем Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1987.
18. Романовский Н.П., Малышев Ю.Ф., Горошко М.В. и др. Мезозойский гранитоидный магматизм и металлогения области сочленения Центрально-азиатского и Тихоокеанского поясов // Тихоокеан. геология. 2009. Т. 28, № 4. С. 35–54.
19. Рыбалко В.И., Белянский Г.С., Рязанцева М.Д., Бажанов В.А. Государственная геологическая карта Российской Федерации. 1:1 000 000 (третье поколение). Лист (L-52, 53); (K-52, 53) оз. Ханка / Под ред. С.В. Коваленко. СПб.: ВСЕГЕИ, 2011. 343 с.
20. Скорняков Ю.М. Результаты аэрогеофизической съемки 1:50 000 на участке Краскинском. Приморский ТГФ, 1994.
21. Сокарев А.Н., Харченко Т.А., Валитов М.Г. Свидетельство о регистрации базы данных № 2017620378 Физические свойства горных пород Дальневосточного сектора зоны перехода от континента к Тихому океану. Дата гос. рег. в Реестре баз данных 5 апреля 2017 г.
22. Съедин В.Т., Терехов Е.П., Гаврилов А.А., Валитов М.Г., Харченко Т.А. Последовательность формирования магматических и осадочных пород островов центральной части залива Петра Великого (Японское море) // Вестн. ДВО РАН. 2018. № 1. С. 128–140 с.
23. Тектоника, глубинное строение и минерагения Приамурья и сопредельных территорий / Отв. ред. Г.А. Шатков, А.С. Вольский. СПб.: ВСЕГЕИ, 2004. 190 с.
24. Тектоника, глубинное строение, металлогения области сочленения Центрально-Азиатского и Тихоокеанского поясов: Объясн. зап. к Тектонической карте. 1:1 500 000. Владивосток; Хабаровск: ДВО РАН, 2005. 264 с.
25. Уткин В.П., Неволлин П.Л., Митрохин А.Н. Позднепалеозойский и мезозойский планы деформаций юго-западного Приморья // Тихоокеан. геология. 2007. Т. 26, № 4. С. 1–21.
26. Хаин В.Е., Ломизе М.Г. Геотектоника с основами геодинамики КДУ. М., 2005 г. 560 с.
27. Jie Tang, Wenliang Xu, Feng Wang, Wenchun Ge. Subduction history of the Paleo-Pacific slab beneath Eurasian continent: Mesozoic-Paleogene magmatic records in Northeast Asia // Sci. China Earth Sci. 2018. V. 61. P. 527–559. <https://doi.org/10.1007/s11430-017-9174-1>
28. Ma L. F. (Chief Ed.), Chinese Geological Atlas. Beijing: Geol. Publ. House, 2002. 348 p. (in Chinese).
29. Wadati K. On the activity of deep-focus earthquakes in the Japan Island and neighborhood // Geophys. Magazin. 1935. V. 8.

Рекомендована к печати Р.Г. Кулиничем

после доработки 13.04.2021 г.
принята к печати 27.05.2021 г.

S.N. Kononets, M.G. Valitov, T.A. Kharchenko

Reflection of magmatism and tectonics in the geophysical fields of the southwestern Primorye

The results of a comprehensive interpretation of geophysical fields (magnetic, gravity and radioactivity) of the South-Western Primorye (Khasansky district) are presented. The authors give schemes reflecting the relationship of geophysical fields with various surface and deep geological structures, and discontinuous disturbances of various orders. The deep boundaries of the local granitoids massifs of the Jurassic age emerging on the surface are determined. The distribution areas of Cenozoic magmatism are outlined. The anomalous zone of increased values of the radioactive field, associated with the introduction of magmatic bodies with a high content of potassium, was identified. An assumption is made about the existence of a long-lived fluid-permeable zone that controls magmatic processes in the region.

Key words: geophysical fields, gravimetry, magnetometry, radiometry, Mesozoic granitoids, Cenozoic volcanism, dynamozone, tectonic disturbances, Primorye, Far East of Russia.