

## ПЕТРОФИЗИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ТЕКТОНИЧЕСКИХ СТРУКТУР ОХОТОМОРСКОЙ ЗОНЫ ПЕРЕХОДА КОНТИНЕНТ–ОКЕАН

*Е.Г. Иволга, В.Г. Гурович, Н.П. Романовский, Ю.Ф. Манилов*

ФГБУН Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, ул. Ким Ю Чена 65, г. Хабаровск, 680000;  
e-mail: [ivolga@itig.as.khb.ru](mailto:ivolga@itig.as.khb.ru)

Поступила в редакцию 26 ноября 2015 г.

Установлены петрофизические характеристики для комплексов пород Охотоморской окраины Азиатского континента. Составлены петрофизические карты, на которых выделены крупные неоднородности основных тектонических элементов территории. Проведено сопоставление петрофизических неоднородностей с аномалиями соответствующих им геофизических полей. Выявлена связь аномалий магнитного поля с приповерхностными комплексами пород. Аномалии гравитационного поля больше связаны с крупными глубинными блоками и практически не зависят от маломощных приповерхностных комплексов пород.

**Ключевые слова:** тектонические структуры, геологические образования, петрофизические неоднородности, магнитная восприимчивость, плотность, гравитационное поле, магнитное поле, Дальний Восток России.

### ВВЕДЕНИЕ

Изученная Охотоморская зона перехода континент–океан представляет собой сложный структурный узел, где сочленяются Верхояно-Колымская, Монголо-Охотская складчатые области, Джугджуро-Становая орогенно-магматическая система (Становая гранит-зеленокаменная область, по [3, 17]), на которые наложен Охотско-Чукотский вулканический пояс, представленный на изученной территории Ульяновской вулcano-тектонической структурой [1, 3, 9, 10, 13, 17]. Информация о геологии региона основана на геологических съемках масштаба 1:200 000 и геологической карте новой серии масштаба 1:1 000 000. Петрофизически территория изучена достаточно хорошо, но неравномерно, что затрудняет выявить общий тренд изменения петрофизических характеристик для региона. В то же время, Н.П. Романовским разработана оригинальная методика построения петрофизических карт, которые направлены на получение петрофизических характеристик крупных блоков верхней части земной коры [14, 15]. Основные элементы тектонического строения рассматриваемой территории показаны на прилагаемой тектонической схеме рис. 1, а их геологическое наполнение приведено на рис. 2. В разделе результатов приведена совместная геолого-петрофизическая характеристика геологических образований и тектонических структур.

Цель настоящих исследований – путем систематизации имеющихся петрофизических определений и построения карт плотности и магнитной восприимчивости для верхней части земной коры создать петроплотностную и петромагнитную основу для геологического картирования и интерпретации аномалий гравитационного и магнитного полей.

### МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Петрофизическая характеристика региона приводится по результатам определений плотности и магнитной восприимчивости порядка 50 000 образцов горных пород, приведенных в справочнике 1987 г. [19] и дополненных современными данными институтов РАН и производственных организаций при проведении групповых съемок масштаба 1:50 000 [6, 7, 15, 16]. Для унификации имеющегося в наличии разнородного материала возникла необходимость разработки методических приемов его систематизации, построения и интерпретации специализированных петромагнитной и петроплотностной карт. Согласно разработанной и наиболее часто применяемой методике ВСЕГЕИ [11], петрофизические карты создаются путем геолого-статистического группирования первичных данных, относимых к территориям, которые ограничивались контурами конкретных геологических образований (свиты, вул-

каногенные поля, интрузивные тела и т. д.). Форма передачи информации на таких картах дискретная; а полученные средние значения петрофизических параметров геологических образований обычно используются геофизиками при количественных оценках геологических тел.

Нами построены петрофизические карты на формализованной основе с передачей информации в непрерывной интегральной форме (изолиниях) [15]. Особенность формализованных петрофизических карт состоит в том, что контуры значений параметра жестко не определяются контурами геологических объектов. Такая форма представления дает возможность сопоставления петрофизических карт с картами геофизических полей и позволяет проводить различного рода математические манипуляции (выделение локальных, региональных аномалий, направленной фильтрации и т. д.), а также давать петрофизическую характеристику крупных блоков верхней части земной коры.

Для составления карты вначале формировались выборки значений  $\sigma$  и  $\chi$  для каждой литолого-петрографической разновидности пород. Исходя из их представительности, определялись осредненные значения параметров породных комплексов, слагающих конкретные структурные элементы, которые приводятся ниже.

Методика построения петрофизических карт заключалась в определении средневзвешенных значений параметра в элементарной ячейке путем суммирования произведений среднего параметра каждого типа геологических образований на процент занимаемой им площади, отнесенной к площади ячейки, по формуле:

$$a_{\text{ср.}} = \frac{a_1 S_1 + a_2 S_2 + \dots + a_n S_n}{\sum_{i=1}^n S_i},$$

где  $a_1, \dots, a_n$  – среднее значение петрофизического параметра (плотности, магнитной восприимчивости) пород свиты (толщи, комплекса),  $S_1, \dots, S_n$  – площадь выхода пород свиты (толщи, комплекса) в пределах

каждой ячейки,  $\sum_{i=1}^n S_i$  – площадь элементарной ячейки, равная сумме площадей всех свит (толщ, комплексов).

За элементарную ячейку принят лист топографической карты масштаба 1:25 000. Всего было использовано 1750 элементарных ячеек. По средневзвешенным значениям, отнесенным к центрам элементарных ячеек, были проведены изолинии соответствующих параметров.

## СТРУКТУРНО-ПЕТРОФИЗИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РЕГИОНА

**Монголо-Охотская складчатая система** своим восточным окончанием протягивается узкой полосой (от 15 до 20 км) между Монголо-Охотским разломом и морем (рис. 1, 2). В ее пределах выделяют две структуры – Аянский антиклинорий (Аянский фрагмент Аяно-Шевлинского перикратонного прогиба, по [17]) и Удский межгорный прогиб [3].

В строении *Аянского антиклинория* принимают участие верхнепротерозойские и палеозойские сложно дислоцированные терригенно-карбонатные отложения. Наибольшей плотностью ( $\sigma$ ) обладают известняки, доломиты, реже доломитистые битуминозные известняки – 2.69–2.75 г/см<sup>3</sup> (ед. измерения здесь и далее). Породы характеризуются слабой магнитной восприимчивостью ( $\chi$ ) – от 0 до 50·(1.3·10<sup>-5</sup>) ед. СИ (ед. измерения здесь и далее). Алевролиты, аргиллиты, песчаники, кремнистые сланцы имеют  $\sigma = 2.60$ . Иногда отложения прорваны мелкими телами, дайками диабазов, габбродиабазов с плотностью от 2.70 до 2.84 и магнитной восприимчивостью от 190 до 1010.

*Удский межгорный прогиб* представлен небольшими фрагментами севернее поселка Аян и на юге вдоль побережья моря (рис. 1, 2). Прогиб выполнен толщей верхнеюрских отложений джелонской свиты ( $J_3 d\check{z}$ ), которая залегает несогласно на верхнем девоне, сложена туфами, дацитами, реже андезибазальтами. Мощность ее 1650 м. Средняя плотность по свите составляет 2.64, магнитная восприимчивость – 636.

**Джугдзуро-Становая орогенно-магматическая система** в пределах изучаемой территории сложена исключительно магматическими образованиями позднемелового возраста ( $\gamma$ - $\gamma\delta K_2$ ) [3, 4, 8, 13]. На юге, за пределами площади, к ней подходит Джугдзурский массив позднеархейского возраста, представленный анортозитами, ортоамфиболитами, лабрадоритами, габбро, габброноритами. Средняя плотность пород его составляет 2.76, а  $\chi$  – 590. Массив прорван мезозойскими гранитоидами и перекрыт мезозойскими вулканитами.

Практически полностью в пределах рассматриваемой территории располагается Прибрежный массив меловых гранитоидов, представляющий собой сложно построенное трещиноватое тело разновозрастных интрузий, длиной 200 км, шириной до 70 км (рис. 1, 2). В провесах кровли массива расположены меловые вулканические образования. Одновременно массив является поднятием, разделяющим Удский и Ульинский прогибы (рис. 1). По южной периферии Прибрежного массива распределяются мезо-гипабиссальные интрузии удского комплекса раннего мела. В

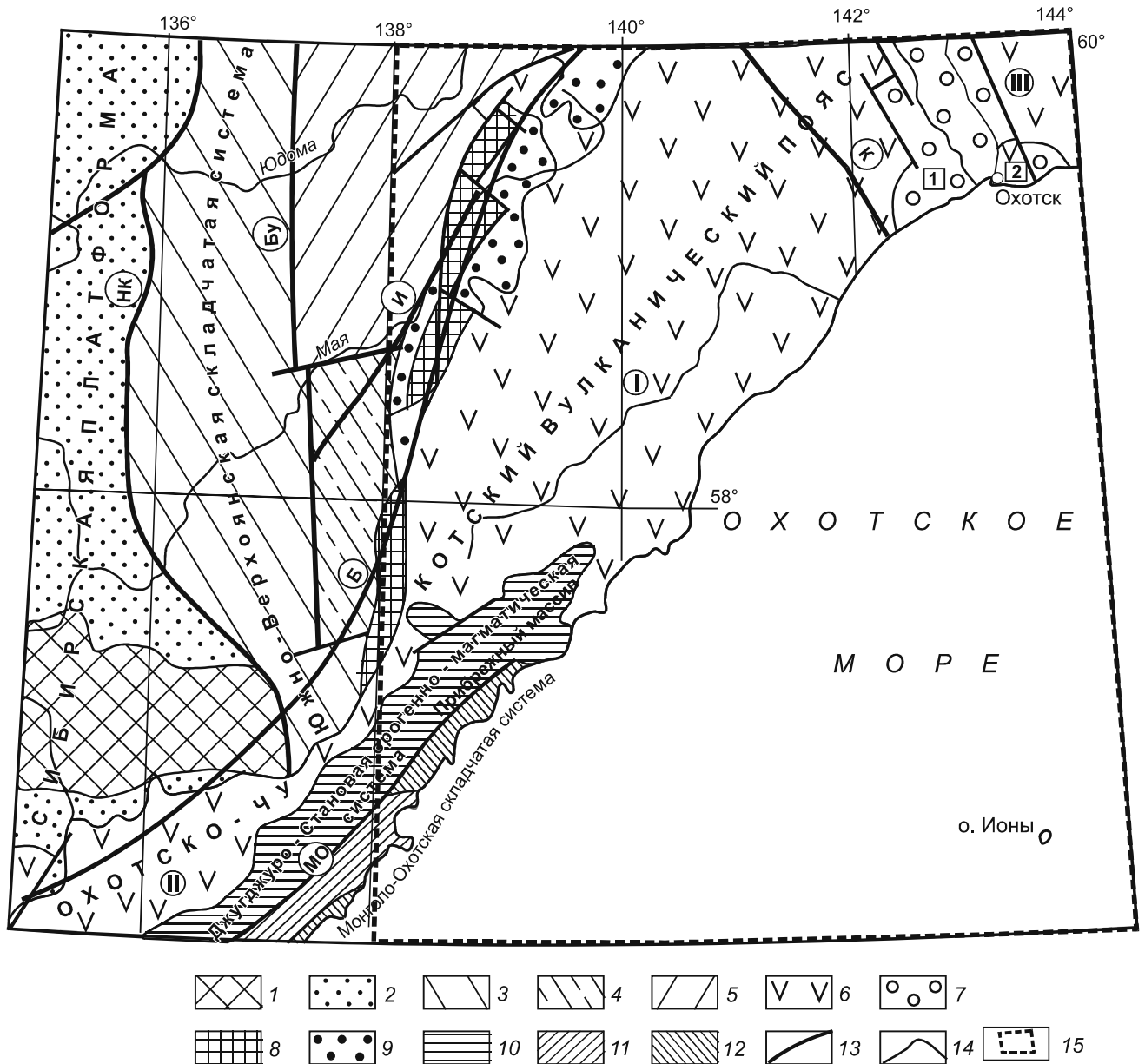
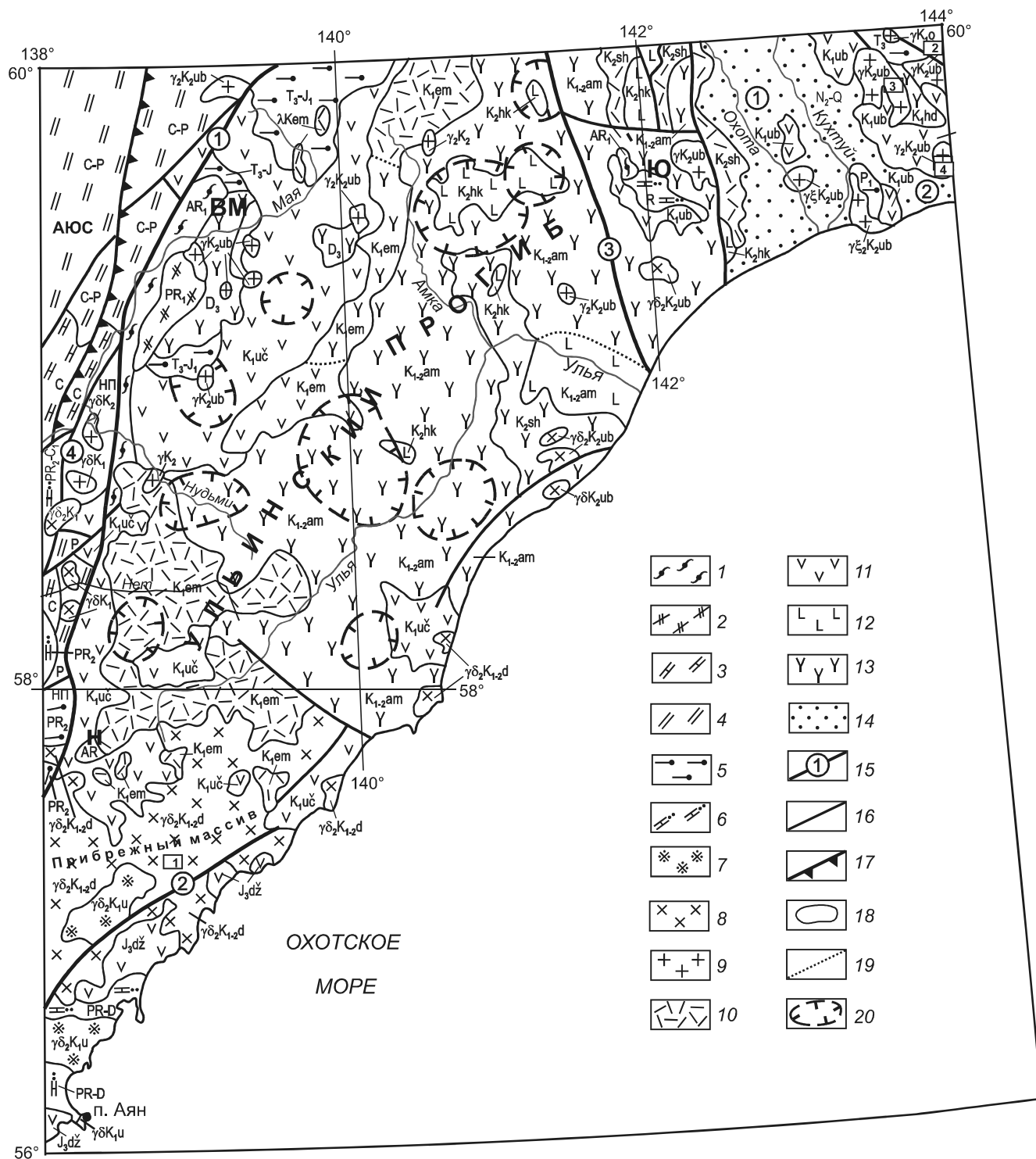


Рис. 1. Тектоническая схема Охотоморской зоны перехода континент–океан, по материалам [3, 4].

1–2 – Сибирская платформа: 1 – выступы докембрийского кристаллического фундамента, 2 – платформенный чехол; 3–5 – Верхояно-Колымская складчатая область: Южно-Верхоянская складчатая система: 3 – Нельканская краевая чешуйчато-надвиговая зона, 4 – Нетское поднятие, 5 – Аллах-Юнский синклиорий; 6 – Охотско-Чукотский вулканический пояс: вулканотектонические структуры: I – Ульинский, II – Предджугджурский прогибы, III – Охотско-Гусинское поднятие; 7 – неотектонические орогенные впадины: 1 – Охото-Кухтуйская, 2 – Мареканская; 8–9 – фрагменты Охотского срединного массива: 8 – выступы докембрийского кристаллического фундамента, 9 – вулканогенно-осадочный чехол; 10 – Джугджуро-Становая магматическая система; 11–12 – Монголо-Охотская складчатая система: 11 – Аянский антиклинорий, 12 – Удский межгорный прогиб; 13 – разломы: НК – Нелькан-Кыллахский, Бу – Бурхалинский, Б – Билякчанский, И – Иотканский, МО – Монголо-Охотский, К – Кетандинский; 14 – границы тектонических подразделений; 15 – граница изученной территории.

них выделяют две фазы: первая – диориты, габбродиориты, габбро имеют среднюю плотность 2.75 и  $\alpha$  – 1760; вторая – гранодиориты, плагиограниты, кварцевые диориты со средней плотностью 2.65,  $\alpha$  – 1470. Геофизическими методами глубина становления их определяется в 2–4 км.

Основную часть гетерогенного Прибрежного массива и ряд мелких тел по западному обрамлению Ульинского вулканического прогиба слагают мезогипабиссальные образования джугджурского комплекса ранне-поздне мелового возраста. Гранитоиды джугджурского ранне-поздне мелового возраста относятся



**Рис. 2.** Схематическая геолого-структурная карта Охотоморской зоны перехода континент–океан ( по материалам [3, 4, 17] ).

1–5 – образования Верхояно-Колымской складчатой области: 1 – выступы докембрийского кристаллического фундамента: ВМ – Верхнемайский, Н – Налбандинский, Ю – Юровский; 2 – нижнепротерозойские метаморфизованные осадочные и вулканогенно-осадочные породы; 3 – терригенно-карбонатные отложения верхнего протерозоя, кембрия, ордовика, силура (PR<sub>2</sub>-S) Нетского поднятия (НП); 4 – преимущественно терригенные образования (C<sub>1</sub>-P<sub>2</sub>) Аллах-Юнского синклинория (АЮС); 5 – терригенные образования триаса, юры верхоянского комплекса; 6 – терригенно-карбонатные образования (PR<sub>2</sub>-D) Аянского антиклинория Монголо-Охотской складчатой системы; 7 – гранитоиды раннемелового возраста удского комплекса (γ<sub>1</sub>, γδ K<sub>1u</sub>); 8 – гранитоиды ранне-позднемелового возраста джугджурского комплекса (γ<sub>1</sub>, γδ K<sub>1-2d</sub>) – Прибрежный массив (1 – цифра в квадрате); 9 – гранитоиды поздне-мелового возраста ульбекского комплекса (γ, γδ, γξ) K<sub>2ub</sub> (2 – Ульбейский, 3 – Верхнеульбериканский, 4 – Мареканский

к известково-щелочной серии. В составе комплекса выделяются две фазы: первая – представлена габбро габбродиоритами, диоритами с  $\sigma = 2.86\text{--}2.70$  и  $\alpha$  соответственно – 2200 для габбро и 2360 для диоритов; вторая представлена гранодиоритами, адеммеллитами, гранитами со средней плотностью гранодиоритов, гранодиорит-порфиров – 2.63,  $\alpha$  – 1038, а гранитов – 2.60 и 980, соответственно. Породы первой фазы образуют тела неправильной формы, тяготеющие к разломам, а породы второй фазы слагают основную часть Прибрежного массива и развиты, в основном, в полях раннемеловых вулканитов, а также образуют ряд тел в породах ранне-поздне-меловой амкинской свиты.

В пределах Прибрежного массива выделяются мезо-гипабиссальные и гипабиссальные интрузии позднего мела, приуроченные к зонам разломов, сложенные гранитами, граносиенитами, гранодиоритами, гранодиорит-порфирами, которые многими исследователями принимаются как третья фаза джугджурского комплекса [17]. Средняя плотность их – 2.57, а  $\alpha$  – 940.

На крайнем северо-востоке территории (Охото-Гусинское поперечное поднятие (рис. 1) в зонах разломов встречаются мезо-гипабиссальные интрузии ранне-поздне-мелового возраста, (гранитоиды охотского типа). Первая фаза представлена габбро, габбродиоритами, габбромонцонитами с  $\sigma$  – 2.79,  $\alpha$  – 2220 и диоритами, габбродиоритами с  $\sigma$  – 2.73 и  $\alpha$  – 2215. Вторая фаза представлена: а) гранодиоритами, гранодиорит-порфирами со средней плотностью 2.65 и  $\alpha$  – 1715; б) гранитами, гранит-порфирами с  $\sigma$  – 2.57 и  $\alpha$  – 510. Таким образом, по петрофизическим характеристикам группа гранитоидов «охотского типа» сопоставима с гранитоидами джугджурского комплекса [3, 4].

Группа поздне-меловых гранитоидных массивов (Ульбейский, Верхне-Ульбериканский, Мареканский) ульбейского интрузивного комплекса (рис. 2) находится в пределах приподнятой периферической части Ульинского вулканического поля и в Охото-Гусинском поднятии среди раннемеловых и более древних образований с четкой ориентировкой массивов в северо-западном направлении. По химическому составу поздне-меловые гранитоиды относятся к субщелочной серии – граниты, граносиениты, гранодиориты со средней плотностью 2.53 и магнитной восприимчи-

востью 10. Гранодиориты характеризуются  $\sigma$  – 2.57 и  $\alpha$  – 1555. На контакте с ранне-поздне-меловыми интрузивными породами наблюдается интенсивная калишпатизация с образованием габбромонцонитовых разновидностей с  $\sigma$  – 2.73 и  $\alpha$  – 800.

**Верхояно-Колымская складчатая система** в пределах изученной территории представлена Нетским поднятием и Аллах-Юнским синклиналием. *Нетское поднятие* располагается между Иотканским и Билякчанским разломами (рис. 1, 2), представляет собой систему блоков различного размера, в которых наблюдаются фрагменты линейных антиклинальных складок с углами падения крыльев от  $15^\circ\text{--}20^\circ$  до  $80^\circ\text{--}85^\circ$ . В строении его принимают участие верхнепротерозойские и палеозойские отложения. Верхнепротерозойские отложения в пределах поднятия представлены лахандинской, кандыкской, усть-кирбинской свитами и юдомской серией. Все они распространены в бассейне р. Май. Низы лахандинской свиты (PR<sub>2</sub>lh) сложены алевролитами, аргиллитами, песчаниками, верхи – известняками. Средняя плотность свиты – 2.68. Кандыкская свита ((PR<sub>2</sub>kn) – существенно терригенная (алевролиты, песчаники, изредка аргиллиты) – залегает согласно на лахандинской свите. Средняя плотность пород значительно ниже и составляет – 2.56. Усть-кирбинская свита (PR<sub>2</sub>uk) сложена в пределах поднятия (хр. Улахан-Бам) преимущественно ритмично чередующимися, слоистыми известковистыми аргиллитами и алевролитами, к югу в бассейне р. Нет – полевошпат-кварцевыми, реже полимиктовыми песчаниками. Средняя плотность свиты составляет 2.64.

Юдомская свита (серия) PR<sub>2</sub>jud с угловым несогласием залегает на более древних верхнепротерозойских и архейских образованиях. По литологическому составу юдомская серия подразделяется (снизу вверх) на 2 свиты: аймскую терригенно-карбонатную и усть-майскую существенно карбонатную. На исследуемой территории юдомская серия отличается существенно терригенным составом, пестрой окраской пород, увеличением с юга на северо-запад количества и мощностей горизонтов доломитов, известняков и кремнистых пород, а также максимальными мощностями. Средняя плотность пород юдомской серии – 2.73.

Кембрийские отложения на территории имеют ограниченное распространение – в бассейне р. Май,

массивы); 10–13 – вулканогенные образования Ульинского и Удского межгорного прогибов (K<sub>2</sub>hk – хакаринская свита, K<sub>2</sub>sh – сухореченская толща, K<sub>1,2</sub>am – амкинская, K<sub>1</sub>em – еманринская, K<sub>1</sub>ub – ульбериканская, K<sub>1</sub>uc – учуликанская свиты, K<sub>1</sub>hd – хейджанская толща, J<sub>3</sub>dž – джелонская свита); 10 – кислые, 11 – средние, 12 – основные, 13 – смешанного состава; 14 – неоген-четвертичные отложения континентальных впадин (цифры в кружках): 1 – Охото-Кухтуйская, 2 – Мареканская; 15 – глубинные разломы: 1 – Билякчанский, 2 – Монголо-Охотский (Джугджурский), 3 – Кетандинский, 4 – Иотканский; 16 – прочие разломы; 17 – надвиги; 18 – геологические границы; 19 – граница образований разного состава; 20 – вулканоплутонические структуры – депрессии.

где представлены пестроцветной свитой ( $C_{ps}$ ) нижне-кембрия, состоящей из глинистых сланцев, известняков и алевролитов со средней плотностью – 2.69. Нижне-среднекембрийские отложения иниканской свиты ( $C_{1,2in}$ ) представлены битуминозными доломитами, известняками, аргиллитами, мергелями, кремнистыми породами. Средняя плотность свиты – 2.50. Среднекембрийские отложения чайской свиты ( $C_2cs$ ) представлены чередованием известняков, доломитистых известняков, известковистых алевролитов и аргиллитов, ее средняя плотность – 2.69.

Отложения ордовика включают породы саккырской ( $O_{sk}$ ) и лабыстахской ( $O_{2lb}$ ) свит, которые однородны по составу (известняки, доломиты, песчаники) со средней плотностью пород по свитам 2.71 г/см<sup>3</sup>.

Силурийские отложения, представленные тасканской свитой ( $S_{1ts}$ ), сложены доломитами, известняками, песчаниками, в основании – конгломераты. Средняя плотность свиты 2.77.

Разновозрастные породы Нетского поднятия, близкие по вещественному составу, – не магнитные, их  $\alpha$  не превышает  $30 \cdot (1.3 \cdot 10^{-5})$  ед. СИ.

В южной части Нетского поднятия широко распространены массивы мезозойских гранитоидов, в основном раннемелового возраста. Наблюдается следующая дифференциация их физических характеристик: граниты  $\sigma < 2.57$ ,  $\alpha < 600$ ; гранодиориты  $\sigma < 2.62$ ,  $\alpha < 660$ ; монзониты  $\sigma < 2.65$ ,  $\alpha < 1820$ ; диориты, габбродиориты  $\sigma < 2.72$ ,  $\alpha < 1955$ .

В границы изучаемой территории попадает южная часть *Аллах-Юнского синклинория*. Сложен он двумя комплексами пород. Нижний, мощностью 4–5 км, охватывает карбонатные породы нижнего и среднего палеозоя, по физическим свойствам близкие породам Нетского поднятия. Верхний – представлен терригенной флишеподобной толщей (карбон–пермь) мощностью от 5 км на юге до 7–9 км на севере. Каменноугольные и пермские отложения характеризуются углеродным вещественным составом, сложены полимиктовыми песчаниками с прослоями алевролитов, аргиллитов, гравелитов, конгломератов, иногда содержащих примесь туфогенного материала. Средняя плотность пород по свитам варьирует: для суркчанской ( $C_{3sr}$ ) – 2.61, для менкеченской? ( $P_2mn$ ) и нюликской ( $P_2nl$ ) – 2.65. Лишь нижнекаменноугольная хамамытская свита ( $C_1hm$ ) из-за присутствия в ней известняков имеет среднюю плотность – 2.71. Магнитная восприимчивость верхнепалеозойских пород не превышает 30.

**Охотский массив** на западе ограничен зоной Билякчанского глубинного разлома, на севере и востоке перекрыт терригенными отложениями верхоянского комплекса, а на юго-востоке – образованиями

Джугджуро-Становой и Монголо-Охотской систем. Большая часть массива перекрыта вулканитами Охотско-Чукотского пояса. Кристаллический фундамент выведен на поверхность в зоне Билякчанского глубинного разлома, на северо-западе – в Верхнемайском, на юго-западе – в Налбандинском и на северо-востоке – в Юровском поднятиях (рис. 2). О составе самого массива можно судить по наиболее изученному крупному выступу фундамента – Кухтуйскому, находящемуся к северу от изученной территории. В нем метаморфические породы охотского гранулитового комплекса расчленены на три свиты, представленные кристаллическими сланцами основного состава, биотит-роговообманковыми, гранат-биотитовыми, гранат-биотит-гиперстеновыми гнейсами, амфиболитами, двупироксен-роговообманковыми сланцами. Средняя плотность метаморфических пород (охотский комплекс) здесь составляет 2.7,  $\alpha < 645$ . В Юровском поднятии плотность биотит-роговообманковых гнейсов составляет 2.75,  $\alpha < 40$ . Нижнепротерозойские образования вдоль зоны Билякчанского глубинного разлома представлены вулканогенно-терригенными породами, метаморфизованными в зеленосланцевой фации, по составу сопоставимы с удоканским комплексом [17], плотность пород – 2.74,  $\alpha < 40$ . Осадочный чехол развит ограниченно, представлен верхнепротерозойскими, кембрийскими, среднепалеозойскими терригенными породами верхоянского комплекса, которые аналогичны отложениям Нетского поднятия Южно-Верхоянской складчатой системы, фиксируются в зоне Билякчанского разлома и в районе Юровского поднятия. На западе Охотского массива распространены позднедевонские отложения, представленные андезитами, дацитами, игнимбритами кислого состава, туфами с  $\sigma < 2.63$  и  $\alpha < 30$ . В северо-западной части в районе Юровского выступа и северо-восточной части территории развиты отложения триаса (левогусинская серия) и юры (витачанская толща), сложенные песчаниками, алевролитами, гравелитами, глинистыми сланцами [4]. В отложениях триаса встречаются горизонты ракушняков и известняков. Средняя плотность пород триасовых отложений – 2.64, юрских – 2.61. Породы слабомагнитные,  $\alpha < 20$ .

**Охотско-Чукотский вулканический пояс** протягивается полосой вдоль побережья Охотского моря, представляя собой систему вулканических прогибов, которые сформировались в субаэральных условиях [3], вытянутых в северо-восточном направлении. Подавляющую часть изученной территории занимает *Ульинский прогиб* протяженностью 370 км при максимальной ширине 150 км. Он представляет собой региональную краевую моноклинал с пологим 5–10° погружением в сторону океана, формирование кото-

рой произошло в поствулканическое время в связи с образованием впадины Охотского моря [12].

На юге и юго-западе Ульяновский прогиб отделяется от Преджугджурского Прибрежным массивом, в пределах которого вулканогенные образования слагают узкую полосу (2–5 км) северо-восточного простирания. Внутреннее строение прогиба определяется многочисленными крупными вулкано-тектоническими структурами, осложненными более мелкими постройками [3]. Вулканогенная толща имеет мощность до 4 км, стратиграфия ее хорошо разработана благодаря специальным исследованиям В.Ф. Белого и Е.Л. Лебедева [1, 17]. В петрофизическом отношении породы прогиба хорошо изучены в процессе проведения геологических съемок масштаба 1:50 000, на них приходится около половины изученных образцов. Поэтому была выполнена систематизация полученных характеристик плотности и магнитной восприимчивости, результаты которой приводятся в таблице.

Таблица показывает, что плотность и магнитная восприимчивость для вулканогенных пород Ульяновского прогиба соответствуют классической зависимости их от основности и степени насыщенности кластическим материалом. Особое место занимают субвулканические и жерловые образования, которые широко развиты среди вулканических образований еманринской, амкинской свит и сухореченской толщи. Как правило, субвулканические тела приурочены к разломам, образуя цепочки, вытянутые вдоль зон разломов на многие километры. Субвулканические образования отличаются по своим физическим характеристикам от вулканических аналогов по свите. Они имеют повышенную плотность и повышенную магнитную восприимчивость, которые также увеличиваются с увеличением основности [18]. Пространственно к полям выходов субвулканических тел часто приурочено золотое оруденение.

На северном побережье Охотского моря расположены грабеновые структуры (Охото-Кухтуйская и Мареканская впадины – рис. 2), выполненные рыхлыми и слабо сцементированными неоген-четвертичными отложениями, перспективного Кухтуйского нефтегазоносного района Охотско-Шантарского осадочного бассейна [2, 5]. Неогеновые отложения, слагающие впадины, представлены мареканской свитой. По данным В.И. Ремизовского, в соседней Кавинско-Туйской впадине за пределами описываемой площади неогеновые отложения, аналогичные мареканской свите, имеют среднюю плотность – 1.90, магнитную восприимчивость – 47. На петрофизических картах впадины четко обозначены изолиниями низких значений плотности от 1.90 до 2.30 и изолиниями магнитной восприимчивости 50–100.

Созданные петрофизические карты наглядно отображают площадное распределение петрофизических неоднородностей. На петромагнитной карте выделяется главная область пород повышенной магнитной восприимчивости, имеющая северо-восточное простирание. Она соответствует Ульяновскому вулканическому прогибу, что согласуется с описанными выше характеристиками намагниченности (рис. 3). Пониженной магнитной восприимчивостью отличается блок северо-западного обрамления прогиба (блок 4 рис. 3 б), соответствующий образованиям Аллах-Юннской синклинали структуры, Нетского поднятия, Охотского массива, которые отделяются от вулканогенных образований Ульяновского прогиба Билякчанским разломом. На северо-востоке рассматриваемой территории низкая магнитная восприимчивость характерна для наложенных образований Охото-Кухтуйской и Мареканской впадин (рис. 1, 2), а на юго-западе – для терригенных образований Монголо-Охотской системы. Ульяновский прогиб по своим петромагнитным характеристикам неоднороден: по периферии в ее западном и восточном бортах выделяются области северо-восточного направления повышенной намагниченности, которые обусловлены выходами вулканитов среднего-основного состава нижнего мела (учуликанская, ульберканская, еманринская свиты). Внутри прогиба выделяются отдельные близометричные локальные аномалии повышенной намагниченности, которые в основном обусловлены субвулканическими телами. По интенсивности и направленности аномалий магнитной восприимчивости в пределах Ульяновского прогиба выделяются три блока (рис. 3 б): южный, центральный и восточный. Южный (блок 3, рис. 3 б) ограничен на севере широтной зоной Нетского разлома, имеет максимальную магнитную восприимчивость и, преимущественно, субширотно-северо-восточную направленность аномалий, разделенных северо-западными разрывными структурами. Центральный (блок 1, рис. 3 б), ограниченный на юге Нетским разломом и на востоке меридиональной (Котлинской) системой разломов, промежуточный по интенсивности, имеет северо-восточную и меридиональную направленность аномалий. Восточный (блок 2, рис. 3 б) наименее намагниченный с субмеридиональными (южно-верхоянским) и северо-западными направлениями аномалий. В центре восточного блока выделяется область повышенной намагниченности, обусловленная субвулканическими образованиями. На периферии этого максимума находится аномалия пониженной намагниченности, соответствующая выходу на поверхность Юровского блока метаморфических докембрийских и триасовых терригенных пород. По линии широтного Нетского разлома наблюдается

Таблица. Петрофизическая характеристика вулканогенных образований Ульинского вулканогенного прогиба.

Свита	Возраст	Состав пород	Плотность				Магнитная восприимчивость			
			Кол-во	min	max	$\sigma_{cp}, \text{г/см}^3$	Кол-во	min	max	$\alpha_{cp} = n \times (1.3 \cdot 10^{-5})$
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Учули- канская	$K_1 u\check{c}$	<i>Средняя по свите</i> дациты базальты андезиты, туфогенно- осадочные породы; <u>субвулканические</u> <u>образования</u> :	776	1.90	2.83	2.48	776	10	9223	1080
	$\beta K_1 u\check{c}$	базальты	29			2.53	29			1635
Ульбе- рикан- ская	$K_1 ub$	<i>Средняя по свите</i> андезиты, андезибазальты, дациты, риолиты, их туфы, туфогенно- осадочные породы; <u>субвулканические</u> <u>образования</u> :	945	2.26	2.74	2.55	949	10	3300	555
	$\alpha K_1 ub$	андезиты, базальты	14 15	2.50 2.65	2.75 2.75	2.68 2.71	14 16	30 650	1130 2770	985 1700
Еман- ринская	$K_1 em$	<i>Средняя по свите</i> андезиты, андезибазальты, базальты, дациты, игнимбриты, туфы, лавы риолитов, трахидацитов, туффиты, туфоалевролиты; <u>субвулканические</u> <u>образования</u> :	609	2.20	2.68	2.41	635	10	3189	1190
	$\delta K_1 em$	диорит-порфириты,	29	2.48	2.92	2.60	29	130	5800	1180
	$\zeta K_1 em$	дациты, трахида- циты	24	2.22	2.51	2.39	24	71	2845	1180
Амкин- ская свита	$K_{1-2} am$	<i>Средняя по свите</i> Игнимбриты, туфы, лавы риолитов, риодацитов, андезиты, дациты, андезиты, базальты <u>Субвулканические</u> <u>образования</u> :	7409	2.25	2.71	2.45	7870	10	2320	820
		риолиты,								130
		трахириолиты								1745–2110
		риодациты		2.37	2.39					
		трахидациты				2.48				
		андезиты,		2.61	2.67					
	$\lambda K_{1-2}$	риолиты,	190			2.43	190			410
	$\tau \lambda K_{1-2}$	трахириолиты	30			2.48	30			1845
$\zeta K_{1-2}$	риодациты	330			2.45	330			290	
$\tau \zeta K_{1-2}$	трахидациты	40			2.50	40			1310	
$\tau \alpha K_{1-2}$	трахиандези,	90			2.63	90			1500	
$\zeta \alpha K_{1-2}$	дациандезиты	70			2.50	70			740	



Таблица. (Продолжение).

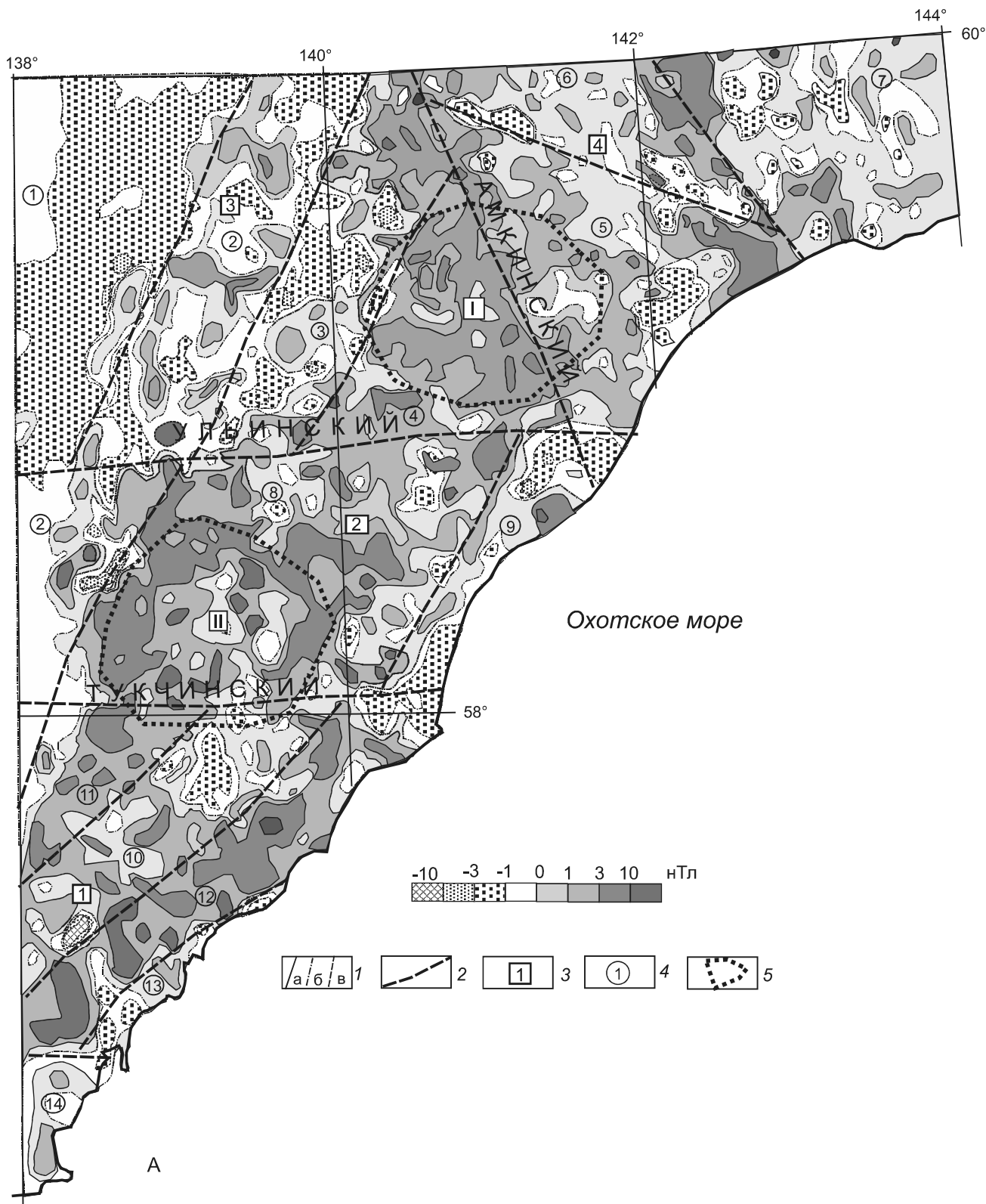
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Сухоре- ченская толща	K <sub>2</sub> sh	Средняя по свите игнимбриты, туфы, лавы трахитов, трахидацитов, риолитов <u>Субвулканические</u> <u>образования:</u>	1317	2.00	2.79	2.34	1641	0	2100	1270
				2.15	2.35				820–1630 900–2255	
	τK <sub>2</sub> sh	<u>Субвулканические</u> <u>образования:</u>								435
Хака- ринская свита	K <sub>2</sub> -Phk (K <sub>2</sub> )	Средняя по свите базальты, трахибазальты, андезибазальты, андезиты, их туфы <u>Субвулканические</u> <u>образования:</u>	665	2.13	2.85	2.52	1020	5	5867	1490
			τβK <sub>2</sub> -P	трахибазальты	95			2.58		
	αK <sub>2</sub> -P	андезиты	95			2.56			1475	

разворот основных петромагнитных аномалий западного борта прогиба на северо-запад.

Совместный анализ петромагнитной карты и карты наблюденного магнитного поля показывает, что характер распределения их аномалий близок, отличаясь детальностью (рис. 3). Магнитное поле более изменчиво как по интенсивности (знакопеременное), так и по морфологии. В магнитном поле выделяется 4 области: южная – с сильно дифференцированным полем и аномалиями северо-восточной направленности; центральная – ограниченная широтными Тукчинским и Ульинским разломами, с преобладанием положительного магнитного поля и разнонаправленным характером аномалий; западная – ограниченная Ульинским и Амкинским разломами, со знакопеременным полем и полосовым характером аномалий северо-восточной направленности; восточная – со знакопеременным полем и северо-западным направлением локальных аномалий. Внутри указанных главных областей выделено 14 более мелких блоков разного соотношения интенсивности и направления аномалий поля. В пределах общей площади положительной аномалии в магнитном поле выделяется два кольцевых фрагмента одинаковой зональности: в центре – пониженное поле, отороченное полями мелких аномалий повышенной интенсивности. Минимум в центре северного фрагмента совпадает с полем кислых вулканитов, отороченных вулканитами основного состава. По восточному борту северной кольцевой структуры находится область пониженного магнитного поля, соответствующая Юровскому

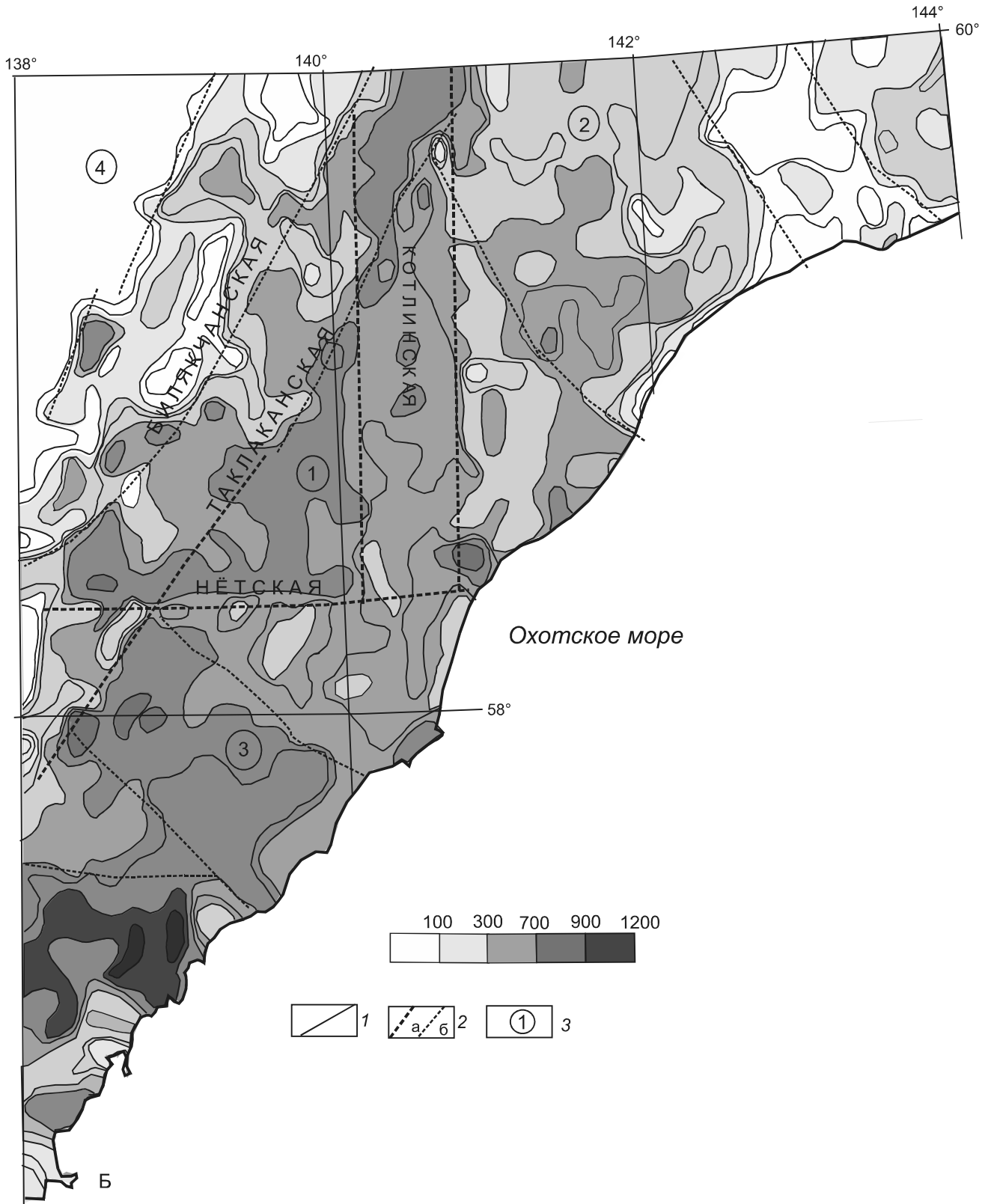
выступу древних архейско-протерозойских метаморфических пород и осадочных триасовых отложений. Это может свидетельствовать о том, что выведение древнего блока на поверхность может быть связано с внедрением более молодых магматических продуктов. Центр южного кольцевого фрагмента в основном соответствует выходам средне-кислых экструзий, верхнемеловым гранитам и покровным образованиям Ульинского прогиба. Кольцевое обрамление положительных аномалий пересекает разновозрастные метаморфические (Нетский выступ), магматические (Джугджуро-Становая магматическая система), осадочные и вулканические (Ульинский прогиб) породы. Это указывает на то, что кольцевой фрагмент отражает не столько породное разнообразие, сколько является результатом перераспределения железа в процессе постороженного молодого метасоматоза. Разделены указанные кольцевые фрагменты областью умеренно дифференцированного знакопеременного поля северо-западного простирания, которое совпадает с Нудымской северо-западной глубинной структурой [3]. Анализ магнитного поля показывает, что Амкинский и Тукчинский разломы являются ключевыми для территории: вдоль первого идет «столкновение» северо-восточных и северо-западных структур, а по второму – сдвиг северо-восточных структур на восток.

Таким образом, анализ показывает, что главная область положительных петромагнитных и магнитных аномалий имеет северо-восточное простирание. Однако на петромагнитной карте отражаются основные крупные региональные геологические блоки, в



**Рис. 3. А** – сопоставление аномалий магнитного поля и магнитной восприимчивости Охотоморского побережья Восточной Азии.

А – карта магнитного поля: 1 – изолинии напряженности магнитного поля: а – положительные, б – нулевые, в – отрицательные; 2 – предполагаемые межблоковые разломы; 3 – области разнотипного магнитного поля; 4 – блоки разнотипного магнитного поля; 5 – кольцевые элементы магнитного поля: I – северный, II – южный.



**Рис. 3. Б** – сопоставление аномалий магнитного поля и магнитной восприимчивости Охотоморского побережья Восточной Азии.

Б – петромагнитная карта: 1 – изолинии магнитной восприимчивости в ед  $\times (1.3 \cdot 10^{-5})$  ед. СИ; 2 – границы разнотипных по магнитной восприимчивости блоков: а – первого порядка, б – второго порядка; 3 – номера блоков первого порядка.

то время как карта магнитного поля, имея более детальное расчленение, отражает более дробные их внутриблоковые особенности, в том числе и кольцевые элементы. По направлению локальных магнитных и петромагнитных аномалий выделяются блоки разной направленности, что отражает роль разных систем разрывных нарушений при их формировании. Главные нарушения отражаются на обеих картах, но степень выраженности их разная, что, соответственно, определяет различие структурных планов (рис. 3). Так менее контрастно на карте магнитного поля выделяются меридиональные структуры, имеются также разночтения и для северо-западных.

Диапазон изменения плотности на петроплотностной карте от 2.2 до 2.70. Повышенными плотностями отличаются блоки древних метаморфогенных пород и гранитоидные массивы – более 2.60, вулканы же имеют плотность 2.45–2.60 в зависимости от состава. Минимальная плотность характерна для кайнозойских отложений наложенных впадин (менее 2.3).

Анализ карты плотности (рис. 4) показывает, что в целом она характеризуется достаточно сложной морфологией. Исключение составляет Ульяновский прогиб, который, имея сложное блоковое распределение плотностных неоднородностей, просматривается лишь в их северо-восточной направленности. В целом меридиональным Котлинским разломом территория делится на два блока – западный и восточный. Для западного блока характерна повышенная плотность пород – 2.50–2.70, а для восточного – менее 2.50. Широтным Нётским разломом западный блок делится на два подблока: северный (1) и южный (2). Северный блок представлен в основном древними метаморфогенными породами Охотского массива и образованиями Южно-Верхоянской складчатой системы. Он более дифференцирован по плотности, в том числе и за счет того, что расчленен кайнозойскими депрессионными структурами. Южный блок представлен магматическими породами Джугджуро-Становой системы с более выдержанными по площади плотностными характеристиками. Для восточного блока, имеющего более низкий уровень плотностей, характерны вулканические и осадочные породы, в том числе и кайнозойских наложенных впадин. В его пределах выделяется несколько более мелких подблоков повышенной плотности. В первую очередь это широтный подблок, обусловленный выходами пород триаса и вмещающий Юровский выступ Охотского массива, а во вторую – подблок крайнего северо-востока площади, отвечающий породам Гусинско-Кухтуйского поднятия.

В целом можно отметить, что Ульяновский прогиб в плотностных неоднородностях выразился фраг-

ментарно областью пониженной плотности на фоне крупной области высокой плотности, что показывает его наложенный характер и не противоречит более ранним работам [4, 6, 10, 12]. Изучаемая территория имеет сложное блоковое строение, отображения которого заметно различаются на различных картографических материалах. Так на геологической карте явно преобладает северо-восточная направленность структур, в петроплотностных неоднородностях в пределах прогиба выделяются и широтные (Гырбыканская и Нётская) и меридиональные (Котлинская) направления. Северо-восточная направленность петроплотностных неоднородностей наиболее четко проявлена на юге (подблок 2) и в центре западного блока, где она подчеркивается наличием молодых депрессионных структур. Билякчанский разлом, являющийся главным региональным разломом и разделяющий Верхояно-Колымскую складчатую систему и Охотский массив, в изменении уровня плотностных характеристик проявлен лишь через понижение плотности пород депрессионных структур. Его местоположение можно определить и как границу смены направленности петроплотностных неоднородностей – с северо-восточного на северо-западное, а также по градиентной зоне намагниченности геологических образований (рис. 3).

Сравнение карты плотности с картой наблюдаемого поля  $\Delta G$  показывает, что наблюдается обратная зависимость между площадным изменением плотности и уровнем гравитационного поля. В частности, для гравитационного поля характерно уменьшение интенсивности поля с юго-востока на северо-запад (от Охотского моря к Аллах-Юнскому синклинию), в то время как на петроплотностной карте понижение плотности пород наблюдается в обратном направлении с северо-запада на юго-восток. Следовательно, региональные особенности гравитационного поля не объясняются приповерхностными плотностными неоднородностями блоков, а обусловлены их более глубинными составляющими. Наиболее вероятно, что региональные аномалии гравитационного поля отражают разуплотнения в пределах литосферы, сформировавшиеся в процессе мезозойской активизации. Локальные аномалии указанных карт в большинстве случаев совпадают, т.е. аномалии гравитационного поля могут объясняться зафиксированными петроплотностными неоднородностями. Однако и на локальном уровне отмечаются плотностные инверсии. В первую очередь это относится к наложенным кайнозойским депрессионным структурам, во вторую – к отдельным блокам Ульяновского прогиба. В частности, району Гырбыканской субвулканической постройки, сложенной в основном магматитами кислого состава,



Рис. 4. Сопоставление аномалий гравитационного поля и плотности Охотоморского побережья Восточной Азии.

А – схема гравитационного поля: 1 – изолинии гравитационного поля; а – положительные, б – нулевые, в – отрицательные; 2 – предполагаемые разломы; а – межблоковые, б – внутриблоковые; 3 – блоки разнотипного гравитационного поля и их номера.

Б – петрологическая карта: 1 – изоленты в г/см<sup>3</sup>; 2 – предполагаемые разломы: а – межблоковые, б – внутриблоковые; 3 – блоки с разными плотностными характеристиками и их номера; 4 – разнотипные подблоки и их номера.

должна соответствовать область пониженной плотности, в гравитационном же поле наблюдается локальное повышение. Планы разрывной тектоники, приведенные на петроплотностной карте и карте гравитационного поля, на первый взгляд, отличаются. Однако внимательное рассмотрение более мелких особенностей карт позволяет найти соответствующие недостающие элементы, но значительно слабее проявленные. Таким образом, общий план разрывной тектоники по результатам интерпретации петрофизических карт и карт полей существенно не изменяется, но меняется степень выраженности одних и тех же нарушений в указанных картах, что приводит к визуальному их отличию на рис. 4. Выявленную особенность в дальнейшем можно использовать для ранжирования разломов по глубине.

### ВЫВОДЫ

Сравнительный анализ петрофизических карт и соответствующих полей показывает:

1) планы приповерхностных петромагнитных неоднородностей и аномалий магнитного поля близки, что свидетельствует о том, что картина магнитного поля создается в основном геологическими приповерхностными образованиями (горными породами) и отражает структурные особенности территории в момент их образования.

2) для петроплотностных аномалий и аномалий гравитационного поля характерны инверсные взаимоотношения, свидетельствующие о том, что аномалии гравитационного поля создаются глубинными петроплотностными неоднородностями и, вероятнее всего, сформированы в результате последующих внутриплитных или посторогенных процессов. Указанный факт, по дискутируемому в литературе вопросу о возрастном взаимоотношении коровых и мантийных плотностных неоднородностей, говорит в пользу более молодого возраста мантийных структур [7,10]. Полученный результат необходимо учитывать при геологической интерпретации аномалий гравитационного и магнитного полей.

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Выполненные исследования позволили:

1) создать петрофизическую характеристику основных геологических образований региона,

2) построить петрофизические карты по авторской методике, которые дают возможность получить представление о площадном распределении петрофизических неоднородностей изученной территории,

3) использовать полученную петрофизическую информацию для многоцелевых исследований: при

геологическом картировании, при интерпретации аномалий геофизических полей, изучении их природы, при выяснении особенностей локализации месторождений полезных ископаемых.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Белый В.Ф. Стратиграфия и структуры Охотско-Чукотского вулканического пояса. М.: Наука, 1977. 171 с.
2. Варнавский В.Г. Геодинамика кайнозойских нефтегазоносных осадочных бассейнов активных континентальных окраин (на примере Дальневосточного сектора зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану). М.: Наука, 1994. 207 с.
3. Геологическая карта СССР. Лист 0-(53)54. Охотск. 1:100 000 (Новая сер.): Объясн. зап. / Отв. ред. А.Л. Ставцев. Л., 1986. 127 с.
4. Геологическая карта Хабаровского края. 1:1 000 000 / Ред. А.Ф. Васькин, Г.В. Роганов. Хабаровск: ФГУГПП «Хабаровскгеология», 2004.
5. Геология и нефтегазоносность Охотско-Шантарского осадочного бассейна / В.Г. Варнавский, А.Э. Жаров, Г.Л. Кириллова, О.А. Кровушкина, Э.Я. Кропп, В.В. Куделькин, В.Б. Троян, Л.С. Чуйко. Владивосток: ДВО РАН, 2002. 148 с.
6. Гурович В.Г. Петроплотностная характеристика Охотско-Чукотского вулканического пояса // Геофизические исследования геологических структур Дальнего Востока. Владивосток, 1983. С. 71–77.
7. Иволга Е.Г., Романовский Н.П., Гурович В.Г., Манилов Ю.Ф. К вопросу о глубинном строении области сочленения Северо-Сихотэ-Алинской и Северо-Сахалинской складчатых структур // Тихоокеан. геология. 2013. Т. 32, № 5. С. 78–88.
8. Карсаков Л.П., Малышев Ю.Ф. Модели строения и глубинной эволюции земной коры юго-востока Сибирской платформы // Тектоника Сибири. Новосибирск: Наука, 1983. Т. XI. С. 95–99.
9. Малышев Ю.Ф., Горошко М.В., Каплун В.Б., Романовский Н.П., Гурович В.Г. Геофизическая характеристика и металлогения востока Алдано-Станового щита (Дальний Восток) // Тихоокеан. геология. 2012. Т. 31, № 4. С. 3–16.
10. Малышев Ю.Ф., Манилов Ю.Ф., Гурьянов В.А. Глубинное строение восточной части Северо-Азиатского кратона по результатам интерпретации данных геопотенциальных полей // Литосфера. 2014. № 2. С. 144–151.
11. Методическое руководство по определению физических свойств горных пород и полезных ископаемых / Под ред. Н.Б. Дортман. М.: Госгеолтехиздат, 1962. 458 с.
12. Мишин. Л.Ф. Породные группы и серии краевых вулканических поясов. М.: Наука, 1982. 124 с.
13. Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И., Бадарч Г., Беличенко В.Г., Булгатов А.Н., Дриль С.И., Кириллова Г.Л., Кузьмин М.И., Ноклеберг У., Прокопьев А.В., Тимофеев В.Ф., Томуртоого О., Янь Х. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеан. геология. 2003. Т. 22, № 6. С. 7–41.
14. Романовский Н.П. Петрофизика гранитоидных рудно-магматических систем Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1987. 191 с.

15. Романовский Н.П., Гурович В.Г., Малышев Ю.Ф., Иволга Е.Г. Петромагнитная карта области сочленения Центрально-Азиатского и Тихоокеанского поясов // Тихоокеан. геология. 2005. Т. 24, № 2. С. 3–9.
16. Сокарев А.Н., Кулинич Р.Г., Прошкина З.Н. Петрофизика Японского сектора зоны перехода от континента к Тихому океану (Справочник физических свойств горных пород). Владивосток: Дальнаука, 2010. 215 с.
17. 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.
18. Тектоническая природа геофизических полей Дальнего Востока. М.: Наука, 1984. 200 с.
19. Физические свойства горных пород Дальнего Востока: Справочник (в 2-х частях). Владивосток: ДВО АН СССР, 1987. Ч. 1. 212 с; Ч. 2. С. 213–392.

*Рекомендована к печати Р.Г. Кулиничем*

***E.G. Ivolga, V.G. Gurovich, N.P. Romanovsky, Yu.F. Manilov***

### **Petrophysical peculiarities of tectonic structures of the Okhotsk continent-ocean transition zone**

Petrophysical characteristics are determined for rock complexes of the Okhotsk margin within the continent-ocean transition area. Petrophysical maps are constructed showing major inhomogeneities of the main tectonic elements of the area. A comparison of petrophysical inhomogeneities and the corresponding geophysical field anomalies has been made. A relationship has been revealed between magnetic field anomalies and subsurface rock complexes. Gravity field anomalies are related to deep inhomogeneities and are not practically dependent on subsurface rock complexes of relatively low thickness.

***Key words:* tectonic structures, geological rocks, petrophysical inhomogeneities, magnetic susceptibility, rock density, gravity field, magnetic field, Russian Far East.**