

**ЗОНАЛЬНОСТЬ ОКИСЛИТЕЛЬНО-ВОССТАНОВИТЕЛЬНЫХ УСЛОВИЙ  
КРИСТАЛЛИЗАЦИИ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД МЕЛ-ПАЛЕОГЕНОВОГО ВОЗРАСТА  
СИХОТЭ-АЛИНЬСКОГО ОРОГЕННОГО ПОЯСА (ДАЛЬНИЙ ВОСТОК РОССИИ)**

*Ю.В. Талтыкин<sup>1</sup>, Е.А. Коновалова<sup>1</sup>, Л.Ф. Мишин<sup>1</sup>, Ю.Ю. Юрченко<sup>2</sup>*

<sup>1</sup>ФГБУН Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, ул. Ким Ю Чена 65, г. Хабаровск, 680000;  
e-mail: taltykin@mail.ru

<sup>2</sup>ФГБУ Всероссийский научно-исследовательский геологический институт имени А.П. Карпинского, Средний  
проспект 74, г. Санкт-Петербург, 199106

Поступила в редакцию 25 мая 2023 г.

Изучение магнитной восприимчивости магматических пород Сихотэ-Алиньского орогенного пояса показало, что зоны с распространением пород преимущественно ильменитовой или магнетитовой серий сформировались во время альб-сеноманского магматического этапа. Эта зональность сохранилась, как минимум, до палеоцена и не зависит от петрохимического состава, геохимического типа и возраста пород. Также не наблюдается связи с террейнами. По мнению авторов, основное влияние в постсеноманский период на редокс-зональность оказал гранитно-метаморфический слой новой континентальной коры Сихотэ-Алиньского орогена, сформировавшейся в начале позднего мела.

**Ключевые слова:** магматизм, ильменитовая серия, магнетитовая серия, магнитная восприимчивость, редокс-условия кристаллизации магматических пород, Сихотэ-Алиньский орогенный пояс.

#### ВВЕДЕНИЕ

Большинство рудных месторождений в Циркум-Пацифике [3] связано с магматическими образованиями. При этом многие элементы, такие как медь (Cu), олово (Sn), железо (Fe) и другие, в зависимости от окислительно-восстановительных условий меняют валентные формы, что приводит в дальнейшем к различным вариантам переноса и последующей кристаллизации рудных минералов. Основную часть магматических пород по величине начальной магнитной восприимчивости (MS) можно разделить на немагнитную восстановленную ильменитовую (ИС) и магнитную окисленную магнетитовую (МС) серии. Это разделение не подразумевает существенных различий в петрологическом составе, в крайнем случае, только на уровне акцессорных минералов: в ильменитовой серии до 0.1 % ильменита и пирротин, графит, мусковит, в магнетитовой – от 0.1 до 3 % магнетита, а также ильменит, гематит, пирит, сфен, эпидот [43]. Существует связь Sn и Sn-W месторождений и рудопроявлений с магматическими образованиями ИС, так как только восстановленные растворы способны

переносить значительные количества олова в двухвалентном состоянии [54]. С породами МС связано медно-порфировое и золото-серебряное оруденение. Золото-медные гидротермальные месторождения встречаются в породах обеих серий. Эти закономерности можно увидеть как в различных регионах мира [42, 44, 58, 63 и др.], так и в Сихотэ-Алиньском орогенном поясе (САОП) [15].

На сегодняшний день существуют разные объяснения происхождения пород ильменитовой (S и I типы) и магнетитовой (I тип гранитоидов) серий. В работах Ш. Ишихары, который впервые описал такие серии гранитоидов в Японии и Циркум-Пацифике [43, 44], предполагается, что ильменитовые серии формировались в результате плавления аккреционных комплексов с большим количеством первичного органического углерода под воздействием тепла и глубинных мафических и адакитовых магм в компрессионной тектонической обстановке, тогда как магнетитовые серии внедрялись в кристаллический фундамент в условиях растягивающих или нейтральных напряжений [45, 46]. Ц. Сюй с соавторами [65] допускают по-

явление S-гранитов в результате растяжения и декомпрессионного плавления при откате слэба. Т. Такаги на примере Японии показал, что принадлежность к той или иной серии не зависит от возраста и на основании изучения отношений изотопов стронция и неодима предположил, что ильменитовые серии связаны с загрязнением гранитной магмы более чем на 15 процентов субдущими отложениями [61]. Дискуссионным является присутствие в одном массиве разновозрастных пород ильменитовой и магнетитовой серии [39]. В Сихоте-Алине описаны палеоцен-раннеэоценовые ильменитовые граниты и вулканиты  $A_2$ -типа и  $A_2$  вулканиты начала кампана, которые, как предполагается, образовались в постсубдукционной обстановке в результате взаимодействия подслэбовой астеносферы с континентальной корой и под воздействием флюидов с ярко выраженным восстановительным потенциалом [8, 41].

Согласно Г.А. Валуи [1, 2], ильменитовые породы могут образовываться из расплавов I типа при кристаллизации в условиях открытой системы с потерей кислорода и других летучих компонентов, либо из расплавов I типа, контаминированных и восстановленных благодаря ассимиляции осадочных пород и, возможно, графитсодержащих.

Исследования Л.Ф. Мишина с коллегами в САОП [15, 24, 29] подтвердили наличие в одном массиве (Приисковский, Аксакинский) разновозрастных пород ИС и МС, а также позволили предположить, что региональные зоны пород ильменитовой и магнетитовой серий могут быть связаны с редокс-зональностью погружающегося слэба. В этом случае возникает магнетитовая зона от побережья и ильменитовая за ней. Подобную картину можно увидеть среди раннемеловых гранитоидов на Аляске [42], ширина магнетитовой зоны составляет около 300–350 км, следующей за ней ильменитовой – около 300 км. Однако здесь не все согласуется с современными взглядами на природу магматизма в конвергентных областях.

Таким образом, механизм возникновения региональных зон окислительных и восстановительных условий кристаллизации магматических пород Сихоте-Алинского орогенного пояса в данный момент до конца не ясен. Поэтому перед нашими исследованиями в САОП стояла задача более детального изучения закономерностей распределения магматических пород ильменитовой и магнетитовой серий с целью выяснения условий возникновения и развития региональной редокс-зональности магматитов при образовании аккреционных орогенов.

## ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ЭВОЛЮЦИЯ СИХОТЭ-АЛИНЬСКОГО ОРОГЕННОГО ПОЯСА

В САОП можно выделять складчатый фундамент, сложенный юрско-раннемеловыми доаккреционными эпиокеаническими комплексами, которые с угловым несогласием перекрыты нескладчатыми постаккреционными турон-кайнозойскими отложениями [4, 5, 12, 13, 33, 36, 48, 51 и др.]. Складчатость (орогенез) САОП объясняется перемещением континента по сдвигам системы Тан-Лу в раннем мелу и синсдвиговой коллизией в альбе Кемско-Удыльской островодужной системы. Деформации привели к быстрому утолщению первичной коры и завершению в сеномане образования континентальной коры мощностью 30–40 км [4, 9, 10, 33–36, 50, 51].

На новообразованной окраине континента в туроне начала формироваться надсубдукционная вулканоплутоническая дуга андийского типа [4, 19, 33, 40, 51]. Граница этой окраины находилась на территории Западного Сахалина там, где развиты позднемеловые нескладчатые терригенные отложения преддугового прогиба. Западный Сахалин – это часть САОП [36]. В среднем палеоцене начался новый этап: активизация левосторонних движений по системе разломов Тан-Лу и скольжение океанической плиты с образованием на континенте постсубдукционных вулканических и плутонических пород А-типа. Этот этап закончился около 53 млн лет назад [41 и ссылки в ней]. После слабомагматического периода до примерно 48 млн лет назад [41] начались правосторонние перемещения по сдвигам, которые в конечном итоге привели к раскрытию Японского моря (17–14 млн лет). В этом промежутке времени формировались бимодальные и базальтовые серии с небольшими телами плутонических пород. В конце миоцена–квартере образовались базальтовые плато [57].

В настоящее время можно выделить следующие этапы магматизма: I) готерив-раннеаптский (133–120 млн лет); II) поздний апт-альб-сеноманский (120–93); III) турон-раннепалеоценовый (93–60); IV) позднепалеоцен-раннеэоценовый (~60–53) и V) позднеэоцен-раннечетвертичный (от 53 млн лет) [16, 17, 36, 40, 41, 47, 57, 64 и др.] (Приложение № 2). На первом этапе только формировались граниты без синхронных вулканитов. Готерив-раннеаптские граниты (только S-тип, связанный исключительно с анатексисом осадочных пород [16]) распространены локально вокруг выступа Ханкайского массива, с учетом их более позднего перемещения к востоку от Центрального сдвига. Позднеальб-сеноманские гранитоиды и вулканиты распространены по всему САОП и далеко за его пределами на домезозойском

континенте. В САОП они образовались на завершающем этапе синсдвигового орогенеза. Описаны граниты S и I типа, базиты и гипербазиты OIB-типа. На древних массивах альб-сеноманские вулканиты образуют отдельные ареалы в синсдвиговых зонах растяжения, граниты здесь А- и I-типов [36 и ссылки в ней].

На геодинамическую природу готерив-аптского и альб-сеноманского магматизма существуют две противоположные точки зрения.

1) Российские геологи предполагают, что эти этапы магматизма связаны с эволюцией трансформной окраины, которая возникла в начале раннего мела и определяется по Журавлевско-Амурскому турбидитовому комплексу вдоль юрской аккреционной призмы зоны субдукции. На первом этапе орогенеза, в результате движения Ханкайского массива, вдоль его выступа, образовались граниты S-типа. На втором этапе, в результате синсдвиговой коллизии с континентальной окраиной Кемско-Удильской островодужной системы, субдукция прекратилась, образовалась граница скольжения плит (трансформная). В результате подслэбовая астеносфера стала подниматься через разрывы в слэбе с плавлением последнего (адакиты), далее взаимодействуя с мантийным клином предшествующей субдукции и формирующейся континентальной литосферой (зоной коллизии) [32, 36 и ссылки в ней]. Такие представления объясняют пестрый постсубдукционный магматизм этого этапа от ультрабазитов внутриплитного типа (кафэнский и кокшаровский комплексы) до гранитоидов разного типа, существенный мантийный компонент в субщелочных габбро и монцонитах [16, 17, 36] и тот факт, что альб-сеноманские вулканиты несут признаки как надсубдукционных, так и внутриплитных источников, что характерно для трансформных окраин тихоокеанского типа [27, 28], а также базитовых интрузий внутриплитного типа [36].

2) В статьях иностранных геологов данные по раннемеловому магматизму единичные (нет геохимии альб-сеноманских вулканитов и габброидов), они рассматривают раннемеловый магматизм вместе с позднемеловым как надсубдукционный, обращая внимание только на определенные его геохимические черты, и всегда как единую последовательность с позднемеловым магматизмом [64 и ссылки в ней].

В турон-раннепалеогеновом этапе среди типично надсубдукционных серий описано локальное исключение (больбинская свита адакитов и высокониобиевых базальтов), где предполагается локальная деструкция слэба и внедрение подслэбовой астеносферы [19].

## ИСПОЛЬЗУЕМЫЕ ДАННЫЕ И МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

В течение многих лет (с 90-х годов XX века) проводились работы по изучению редокс-условий кристаллизации магматических пород Сихотэ-Алиньского орогенного пояса. Первоначальная схема редокс-зональности Сихотэ-Алиньского орогенного пояса была построена по материалам раздельного определения FeO и Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> при геологических съемках масштаба 1:50 000, 1:100 000 и 1:200 000 [22, 31] (рис. 1). Осредненные результаты коэффициента окисленности железа  $f'$ :

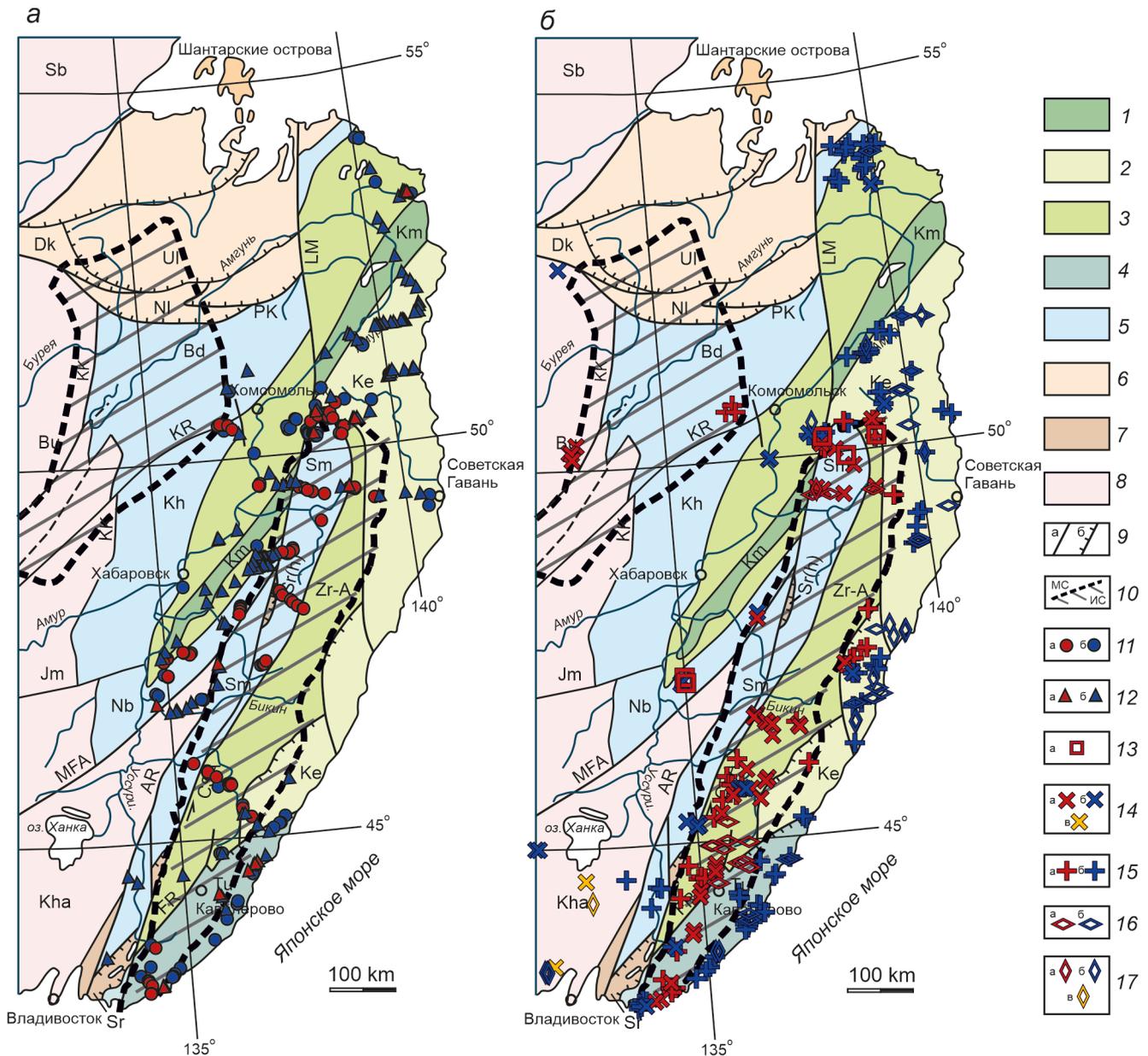
$$f' = \text{Fe}_2\text{O}_3 / (\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}) + 0.38 - \text{SiO}_2 / 200 \quad [21],$$

удовлетворительно отражают региональное распределение редокс-условий кристаллизации магматических пород региона.

Эта методика в дальнейшем себя хорошо показала при изучении западного сектора Монголо-Охотии и магматических поясов восточной Якутии [23, 25]. На основании многолетних работ было принято значение коэффициента окисленности железа  $f' = 0.3-0.35$  в качестве границы между восстановленными и окисленными магматитами [25].

В развитие этих работ в САОП были проведены детальные исследования магнитной восприимчивости как интрузивных, так и эффузивных образований мелпалеогенового возраста. Выполнено свыше 500 точек наблюдения (рис. 1), где отобраны образцы, измерены значения MS в окрестности точки отбора образцов, а также проведено более 65 км профильных измерений MS [14]. Для большинства образцов выполнены РФА (385) и ИСП-МС (441) анализы, изучены шлифы (около 200), измерен вес магнитной фракции (259) и определена железистость темноцветных минералов (155), часть этих измерений представлена на рисунках 2–5. На основании этих работ была выработана методика определения пород ИС и МС по комплексу признаков [24]. Так, предложено границей разделения интрузивов кислото-основного состава на ИС и МС считать величину  $MS = 0.5 \cdot 10^{-3}$  ед. СИ. Следует отметить, что эффузивные породы САОП также можно разделить на ИС и МС (рис. 2, б). На это указывали Л.Ф. Мишин с коллегами еще в 2003 г. [22].

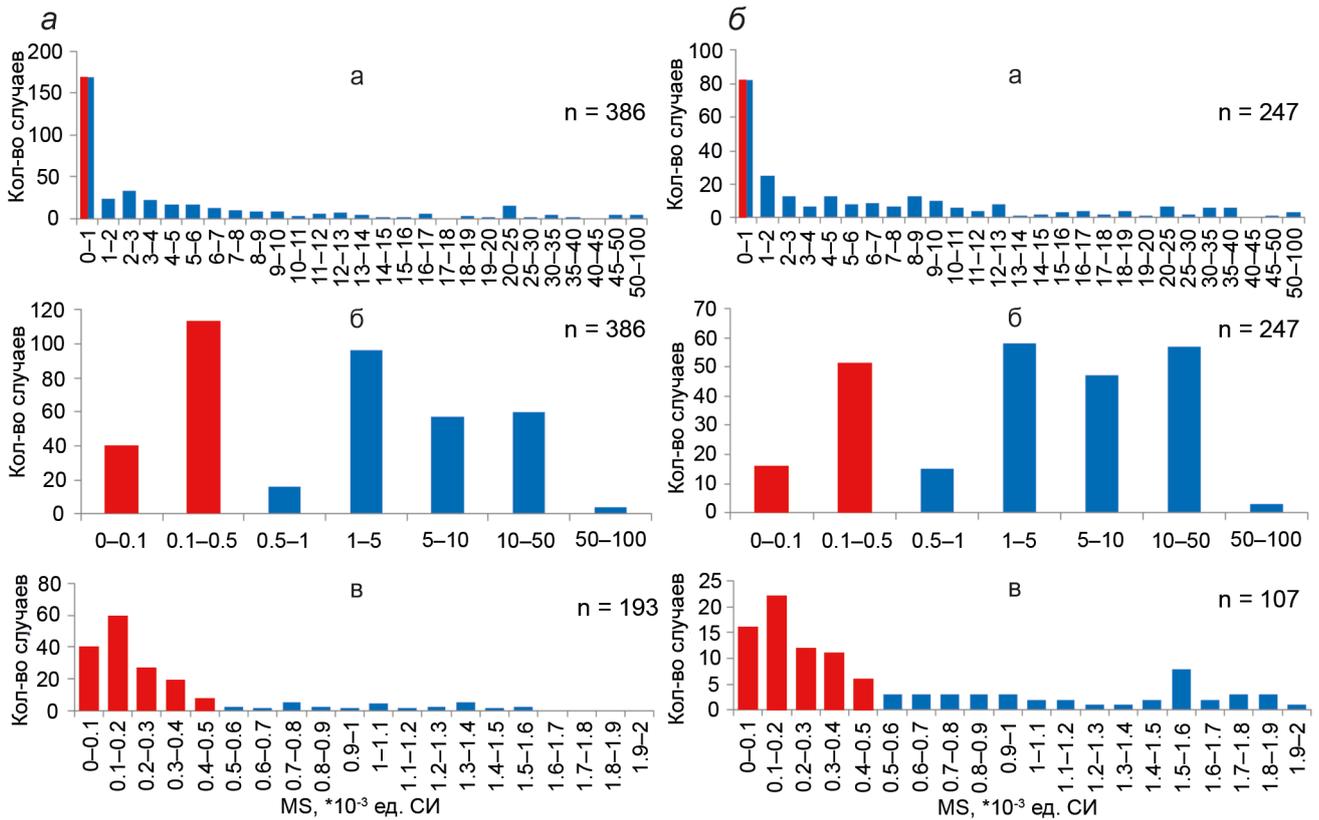
Непосредственно с MS связана масса магнитной фракции и железистость темноцветных минералов  $F = \text{FeO}^* / (\text{FeO}^* + \text{MgO})$ . Значению  $MS = 0.5 \cdot 10^{-3}$  ед. СИ соответствует масса магнитной фракции порядка 0.4–0.5 %, железистость темноцветных минералов при этом превышает 0.6. Для основного количества гранитоидов САОП значения массы магнитной фракции не превышают первых процентов, более



**Рис. 1.** Схема редокс-зональности в САОП [20] и террейны [51], с дополнениями.

*a* – схема расположения точек измерения MS (507 точек, Приложение № 1\*); *b* – схема расположения точек определения абсолютных возрастов (U-Pb) (283 точки, Приложение № 2\*). 1 – террейн готерив-раннеальбской аккреционной призмы (Km – Киселевско-Маноминский); 2 – террейн готерив-раннеальбской островной дуги (Ke – Кемский); 3 – террейн раннемелового турбидитового бассейна (Zr-A – Журавлевско-Амурский); 4 – террейн раннемеловой (неоком) аккреционной призмы (Tu – Таухинский); 5 – террейны юрской аккреционной призмы (Sm – Самаркинский, Nb – Наданьхада-Бикинский, Bd – Баджальский, Kh – Хабаровский); 6 – террейны Монголо-Охотского орогенного пояса (Dk – Джагды-Кербинский, NI – Ниланский, Ul – Ульбанский); 7 – террейны палеозойской континентальной окраины, надвинутые на юрскую аккреционную призму (Sr – Сергеевский, Sr(h) – Хорский); 8 – предмезозойские континенты: Буреинско (Bu) - Цзямусы (Jm) - Ханкайский (Kha) супертеррейн и Сибирский кратон (Sb); 9 – сдвиги (*a*), надвиги (*b*); 10 – граница распространения пород ильменитовой серии, выделенная по соотношению  $Fe_2O_3/(Fe_2O_3+FeO)$  [20, 22]; 11–12 – пункты отбора образцов: 11 – интрузивных (*a* – ИС, *b* – МС), 12 – эффузивных (*a* – ИС, *b* – МС); 13–16 – возраст магматических пород: 13 – 133–120 млн лет, 14 – 120–93 млн лет, 15 – 93–60 млн лет, 16 – 60–53 млн лет, 17 – 53–36 млн лет, (*a* – ИС, *b* – МС, *в* – нерасчлененные НС).

\*Приложение 1, 2 находятся на сайте журнала [http://itig.as.khb.ru/POG/2024/n\\_1/pdf/Taltykin.pdf](http://itig.as.khb.ru/POG/2024/n_1/pdf/Taltykin.pdf)



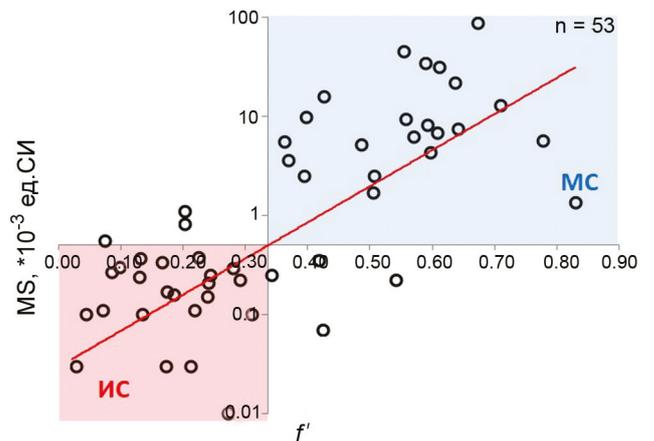
**Рис. 2.** Гистограммы распределения магнитной восприимчивости в интрузивных (а) и эффузивных (б) магматических породах СОАП.

Полная выборка MS в арифметическом масштабе (а), полулогарифмическом (б) и интервальная (в): интервал 0–2. ИС – красная и МС – синяя.

высокие значения связаны, обычно, с окисленными базальтами.

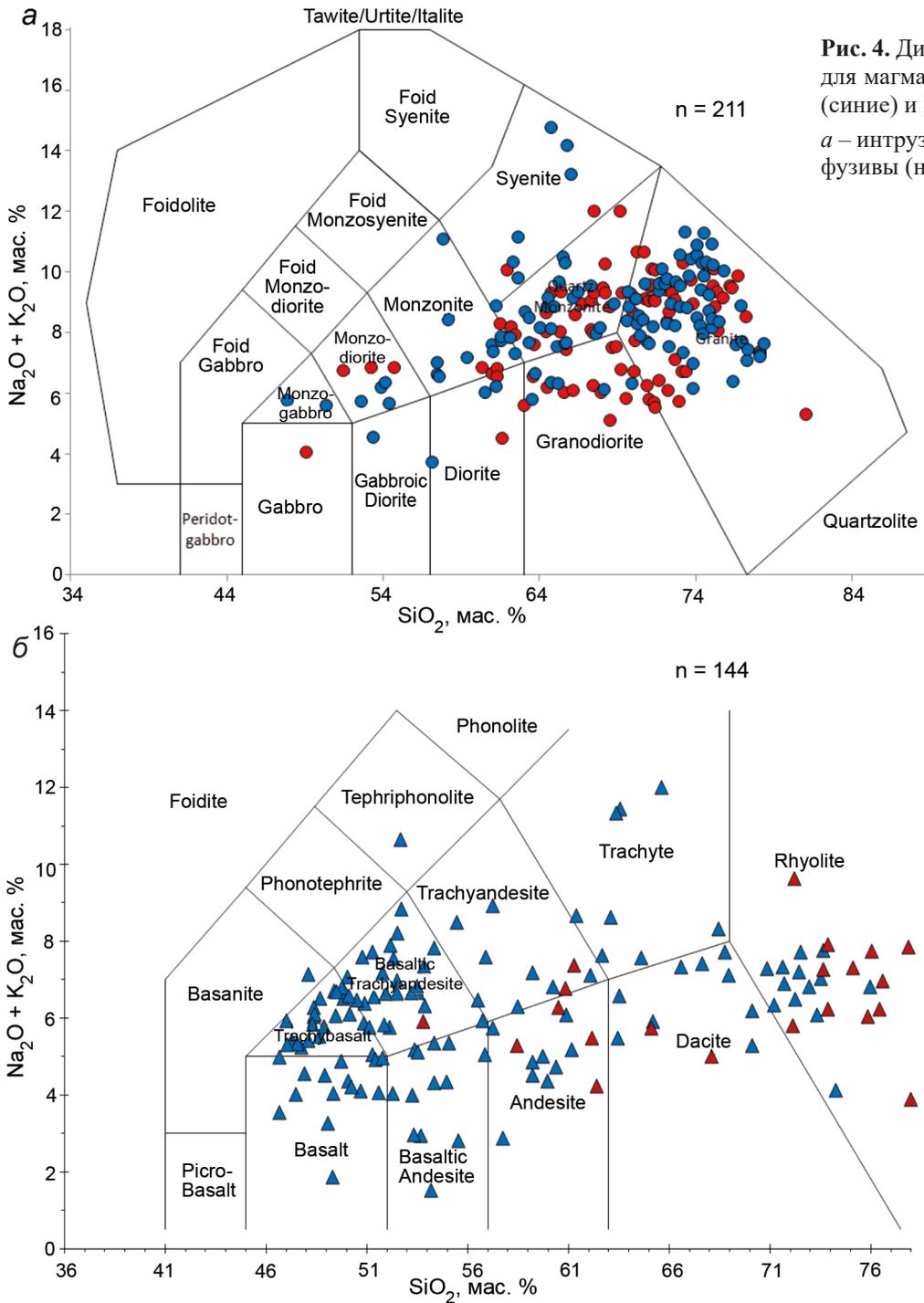
Кроме того, был построен график соотношения значений магнитной восприимчивости и коэффициента окисленности железа для килых-средних интрузивов СОАП (рис. 3).

Результаты исследований MS позволили выявить ряд особенностей, которые нивелируются при осреднении значений коэффициента окисленности железа, полученных при геологических съемках. Это, во-первых: наличие пограничных массивов, у которых есть и ильменитовая, и магнетитовая части [24]. При этом возраст этих частей может быть как различным (Южный Сидимийский массив – ИС (ЕК-2155, MS = 0.09)  $119.10 \pm 0.88$  млн лет, МС (ЕК-2153, MS = 4.0) –  $115.19 \pm 0.45$  млн лет), так и практически одинаковым (Аксакинский массив – МС (X16-77, MS = 2.81)  $71.6 \pm 0.8$  млн лет, ИС (X16-76, MS = 0.02)  $73.3 \pm 0.8$  млн лет [64], Приисковый массив, его южная часть – гранодориты татибинского комплекса ИС (ЕК-2157, MS = 0.34)  $96.5 \pm 1.2$  млн лет, МС (ЕК-2159, MS = 2.29)  $96.91 \pm 0.88$  млн лет [15]). Во-вторых: нами были от-



**Рис. 3.** Связь MS с коэффициентом окисленности железа  $f'$  в интрузивных породах СОАП.

мечены микролокальные участки пород МС (до 0.5 м в диаметре) в породах ильменитовой серии Аксакинского массива [30]. Стало ясно, что измерения MS в полевых условиях дают более пеструю картину, чем осредненные значения  $f'$ . Для изучения региональной



**Рис. 4.** Диаграммы (Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O) – SiO<sub>2</sub> для магматических пород САОП, МС (синие) и ИС (красные);  
 а – интрузивы (поля – по [59]), б – эффузивы (на основе [52]).

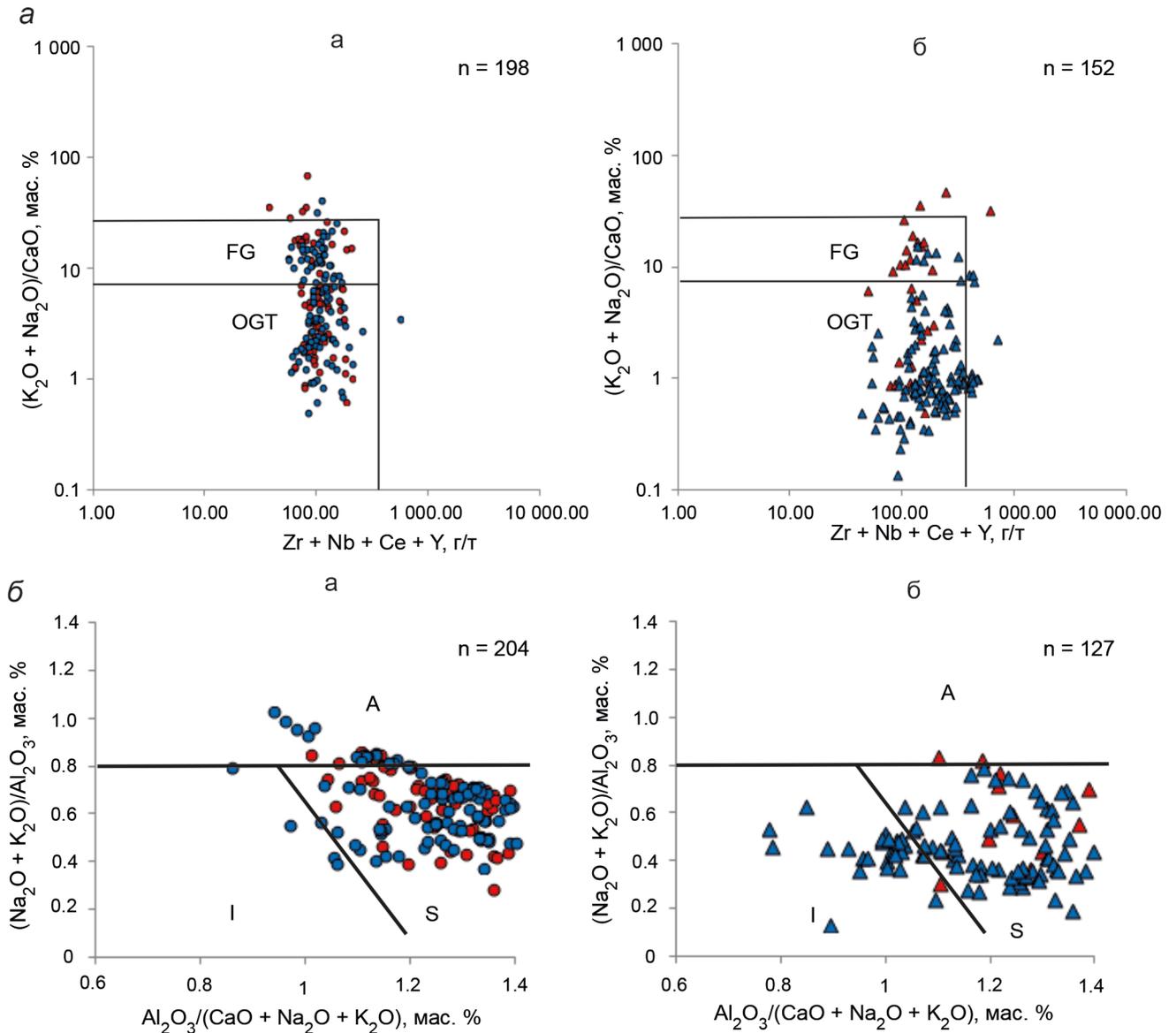
составляющей редокс-условий в САОП использовались все данные, полученные для САОП, тем более что связь MS и  $f'$  для Сихотэ-Алиня показана (рис. 3).

Согласно исследованиям Ш. Ишихара, разделение магматических пород на ильменитовую и магнетитовую серии не подразумевает существенных различий в петрологическом составе, в крайнем случае, только на уровне аксессуарных минералов [43]. Изучение магнитной фракции гранитоидов САОП показы-

вает, что основными минералами являются магнетит и ильменит, гематит практически отсутствует. Аксессуарные минералы в рамках этих работ специально не изучались.

Наши работы по САОП говорят об отсутствии различий между ильменитовой и магнетитовой сериями в петрохимическом составе (рис. 4).

Установлено, что принадлежность магматических пород к ИС или МС практически не зависит от



**Рис. 5.** Дискриминационные диаграммы зависимости пород ИС (красные) и МС (синие) от степени фракционирования (а) и от геохимического типа (б): а, б – интрузивы; в, г – эффузивы.

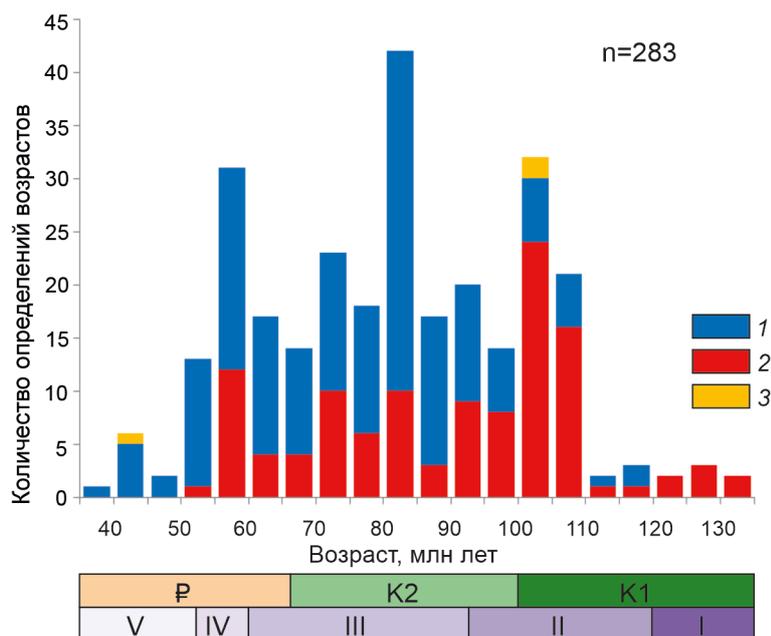
а, б – по [62], FG – фракционированные магматические породы, OGT – нефракционированные I- и S-типа. в, г – по [55], А, I, S – типы магматических пород.

степени фракционирования (рис. 5, а, б) и их геохимического типа (А, I или S) (рис. 5, в, г). Аналогичную картину дает и диаграмма разделения пород на S и I-типы Б. Чаппелла и А. Вайта [38].

Также была проанализирована зависимость ильменитовой и магнетитовой серий магматических пород САОП от возраста. Использовались только возрасты, определенные U-Pb методом (Приложение № 2). Прямой зависимости здесь тоже не просматривается. Не считая готеривского яруса (133–129 млн лет), когда были сформированы ильменитовые

Хунгарийские граниты S-типа, и этапа 71–67 млн лет, когда формировались магнетитовые граниты в основном вдоль восточного побережья, все остальные этапы магматизма включают как породы ИС так и МС, правда в V этапе моложе 52 млн лет породы ИС пока не обнаружены (рис. 6, Приложение № 2). Также можно заметить, что с омоложением от готерива к олигоцену увеличивается количество пород МС по сравнению с ИС.

К.Дж.Р. Харт с коллегами [42] также не нашел связи возраста с ильменитовой и магнетитовой сери-



**Рис. 6.** Возрасты магматических пород Сихотэ-Алиньского орогенного пояса, серии (1 – ильменитовая ИС; 2 – магнетитовая МС; 3 – нерасчлененные НС), геохронологическая шкала и этапы магматизма. Более подробная информация в Приложении № 2.

ями раннемеловых интрузивов на Аляске, а Т. Такаги – для меловых и палеоген-неогеновых интрузивов Японии [61].

Можно увидеть связь возрастных интервалов с геодинамическими типами магматизма [26–28]. Готерив-аптскому возрасту соответствуют гранитоиды коллизионного типа, V-му этапу магматизма (точнее после 52 млн лет) – субдукционные, в остальные периоды проявлен магматизм внутриплитных «смешанных» серий.

**РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ**

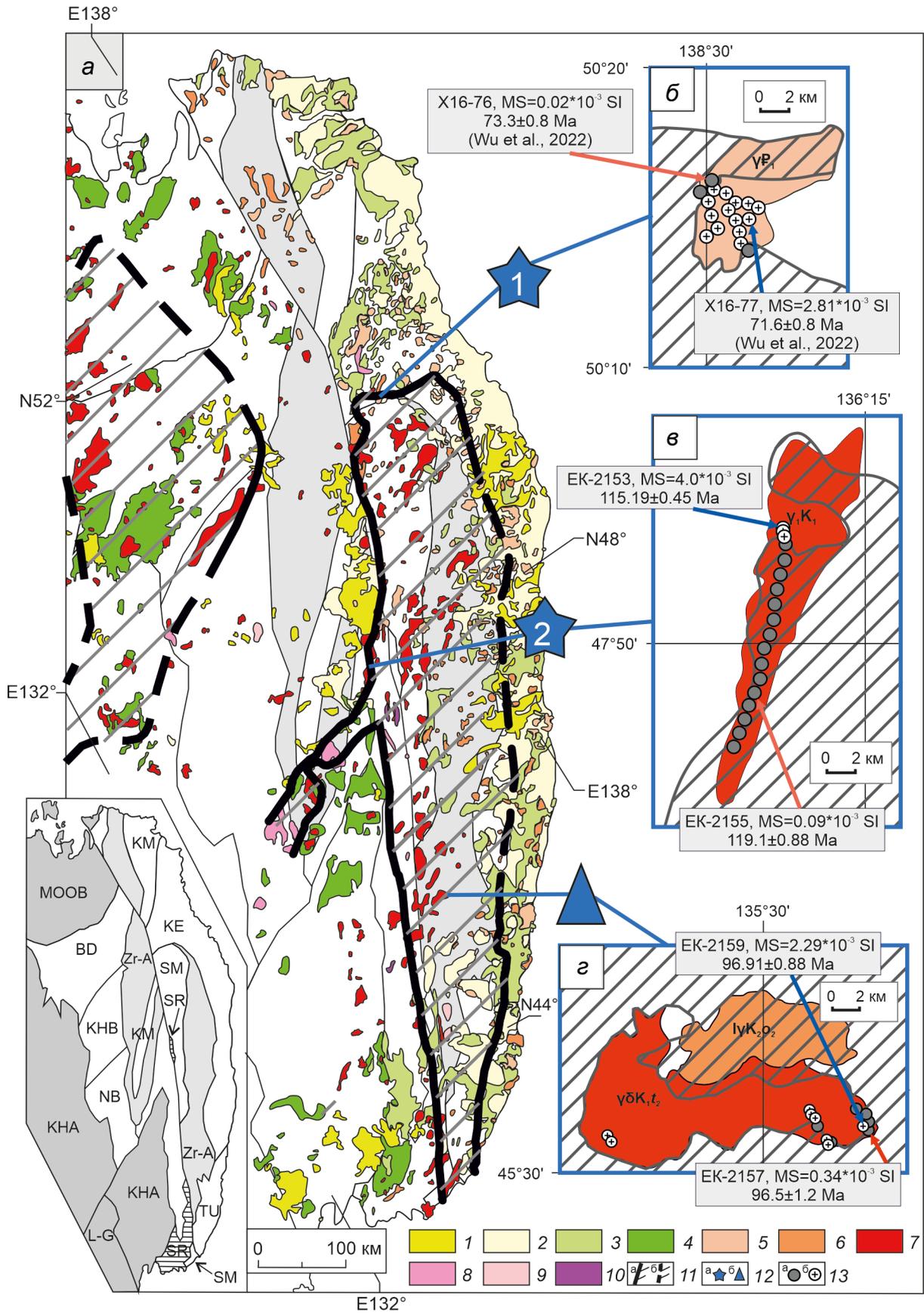
Таким образом, построена карта распределения в САОП магматических пород ильменитовой и магнетитовой серий. Это распределение не связано напрямую ни с петрохимическим составом, ни с глубиной кристаллизации, ни с геохимическим типом, ни с возрастом пород. Как можно заметить, прямой связи редокс-зональности с террейнами также не наблюдается (рис. 1, 7).

Зональность окислительно-восстановительных условий кристаллизации магматических пород в Сихотэ-Алиньском орогенном поясе имеет региональный характер. Основными региональными процессами в САОП в мезозой-кайнозойское время являлись процессы субдукции (и скольжения).

Орогенный пояс и магматическая альб-сеноманская провинция сформировались в синдвиговой

обстановке трансформной континентальной окраины во временном интервале 110–95 млн лет назад, с пиком орогенеза и магматизма 103–97 млн лет [34]. Как видим на схеме (рис. 8, а), большинство магматитов этого возраста (но не все) попадают в ильменитовую зону (Приложение № 2). Если мы сделаем небольшую палеореконструкцию, основываясь на работах А.В. Абражевич, В.В. Голозубова, А.Н. Диденко, А.И. Ханчука с коллегами [5, 9, 11, 37, 48] (рис. 8, б), то увидим распределение зон ИС и МС на начало позднего мела. При этом породы готерив-раннеаптского возраста (7 точек) присутствуют только в ильменитовой зоне. В позднем апте выделяются 2 точки в Южном Сидимийском массиве (ильменитовая и магнетитовая) и 2 образца первомайского комплекса, относящихся к магнетитовой серии [7]. Наиболее древние породы Кемского террейна (2 точки – 94 млн лет) относятся к концу сеномана. Т.е. зональность редокс-условий кристаллизации магматических пород была в значительной степени сформирована в альб-сеноманское время. Возможно, Кемский террейн был надвинут на САОП в самом конце сеномана. Магматическая активность в нем в постсеноманское время аналогична остальной части региона, поэтому можно предположить, что часть окисленных альб-сеноманских магматитов находится под Кемским террейном.

С чем связано распределение зон ИС и МС в САОП, пока сложно сказать однозначно, по крайней



мере, не с влиянием серы в надслэбовой зоне [53, 60]. Наши данные не подтверждают эту информацию (рис. 9) для САОП. Хотя невозможно отрицать роль серы в образовании месторождений сульфидных и постсульфидных оксидных руд [56].

Следующим этапом магматизма является позднемеловой (III этап). Породы этого возраста встречаются в основном вдоль современной восточной окраины САОП (хотя есть выходы магматитов и в Маглойском массиве, но это граница сеномана и турона), при этом они в редокс-плане наследуют окислительно-восстановительные условия кристаллизации, возникшие при формировании континентальной коры (рис. 10, а). Стоит отметить, что именно с этого времени наблюдается магматическая активность в Кемском террейне.

Палеоценовый магматизм (IV этап) на юге региона представлен гранитоидами А- типа Якутинского комплекса и его эффузивными аналогами. Они связаны с мантийными расплавами и восстановленными растворами, которые образуются после разрушения субдуцирующей плиты и образования окна слэба [8, 40]. Наибольшая активность этого этапа проявляется в прибрежной магнетитовой зоне (рис. 11, а).

Магматические породы V этапа являются олигоценowymi, относятся в основном к магнетитовой серии и распространены в магнетитовой зоне (рис. 11, б), так же как и породы III этапа возрастного интервала 65–72 млн лет (рис. 10, б).

Одним из основных результатов альб-сеноманского магматизма явилось формирование континентальной коры. Гранитно-метаморфический слой возникает, по мнению ряда авторов [18], как за счет гранитизации аккреционных комплексов в процессе орогенеза, так и за счет внедрения интрузивов. Ис-

следования, проведенные в САОП, говорят о том, что здесь были все условия для образования гранитно-метаморфического слоя за счет мощных толщ сильно смятых юрских и раннемеловых пород [51]. При этом все это происходило в той же редокс-обстановке, что и магматизм, который мы можем сегодня исследовать в регионе. Таким образом, возникший в результате орогенеза гранитно-метаморфический слой новой континентальной коры сохраняет редокс-зональность, существовавшую в литосфере региона во время его формирования. Эти его свойства будут оказывать влияние на редокс-условия кристаллизации интрузивов в дальнейшем.

Для иллюстрации этого положения на рис. 12 показаны возрасты и серии (ильменитовая или магнетитовая) магматических пород танетского яруса палеоцена и сантонского яруса позднего мела. Кроме того, выделены массивы, для которых имеются по несколько замеров возраста и магнитной восприимчивости.

Как видно, представленные материалы подтверждают выводы Л.Ф. Мишина (данные с тектонической карты Карсакова–Чжао, 2001[31]): в ильменитовой зоне эти магматические породы ильменитовые, а в магнетитовой – магнетитовые. Ничем, кроме влияния редокс-состояния гранитно-метаморфического слоя земной коры на кристаллизацию магматитов, мы пока объяснить эти факты не можем. Таким образом, можно констатировать, что магнитная восприимчивость является хорошим дополнением к другим физико-химическим характеристикам магматических пород.

## ВЫВОДЫ

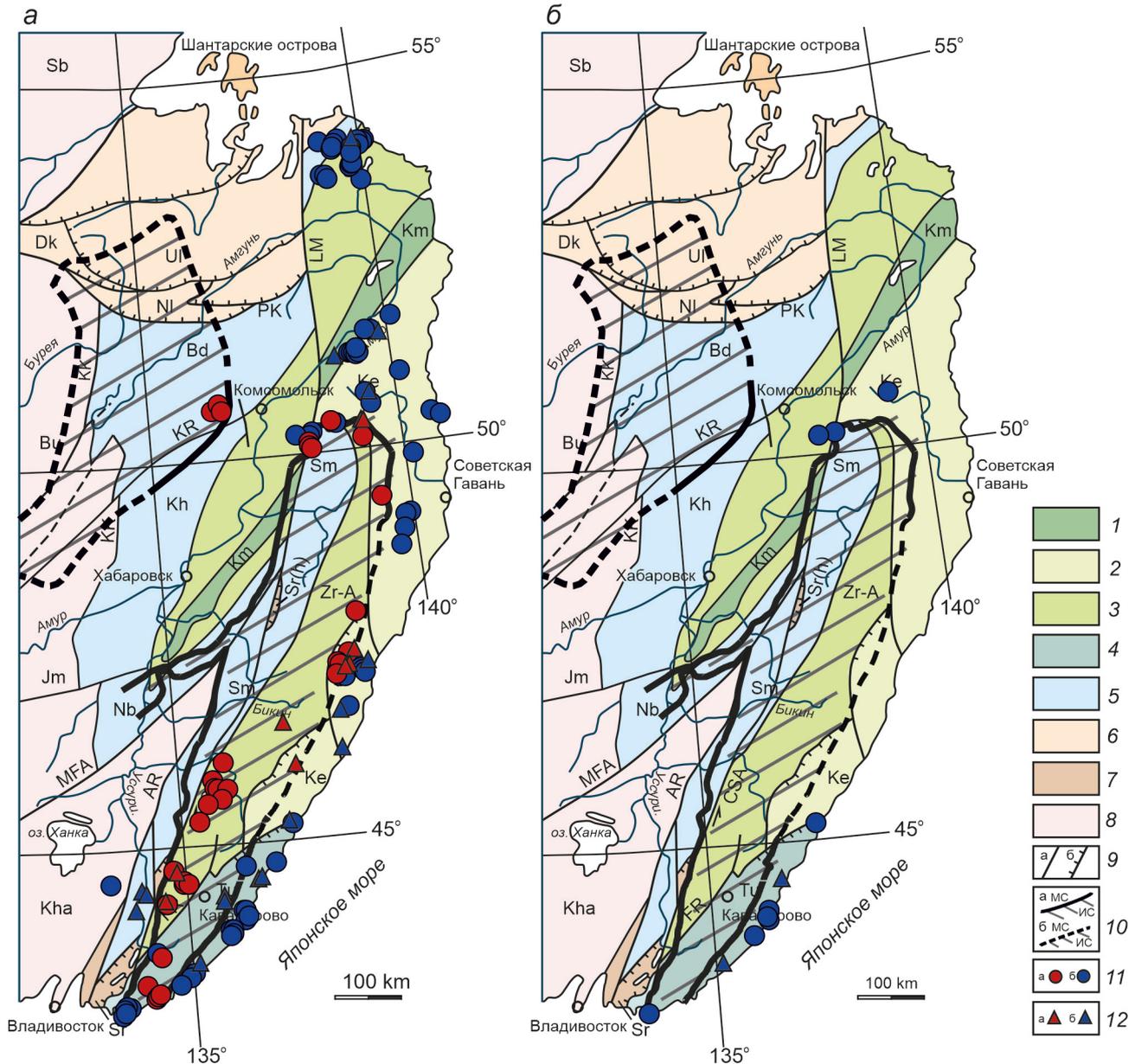
Наиболее точную картину нам дают интрузивы кислого-среднего состава, основные и особенно уль-

**Рис. 7.** Схема распределения пород ИС и МС в САОП (а) (за основу взята схема из работы А.И. Ханчука с коллегами [34], с добавлениями.) и схемы распределения магматических пород ИС и МС в границах Аксакинского (б), Южного Сидимийского (в) и Приисковского массивов (г).

1–4 – вулканические образования. 1 – плиоцен: внутриплитные платобазальты; 2 – палеоцен–миоцен: риолиты, бимодальные вулканы, базальты трансформной окраины; 3 – верхний мел: андезиты–риолиты надсубдукционной окраины; 4 – альб–нижний сеноман: базальты, андезиты, риолиты трансформной окраины; 5–8 – гранитоиды: 5 – палеогеновые, 6 – позднемеловые, 7 – альб-сеноманские, 8 – готерив-барремские; 9–10 – альб-сеноманские интрузивы монцгоаббро (9), щелочных базитов и ультрабазитов (10). 11 – граница распространения пород ильменитовой серии, выделенная по комплексу признаков [24] (а) и по соотношению  $Fe_2O_3/(Fe_2O_3+FeO)$  (б) [20, 22], 12 – массивы: пограничные (а) 1 – Аксакинский (б), 2 – Южный Сидимийский (в); с локальной МС (б) – Приисковский (г); 13 – пункты измерения МС; а –  $MS < 0.5 \cdot 10^{-3}$  ед. СИ, б –  $MS > 0.5 \cdot 10^{-3}$  ед. СИ. Кроме измерений МС использовались карты аномального магнитного поля М 1:200 000.

На врезке. Террейны средне-позднеюрской аккреционной призм: ВД – Баджальский NB – Наданьхада-Бикинский, SM – Самаркинский и КНВ – Хабаровский; позднеитон-валанжинской: ТХ – Таухинский; баррем-раннеальбской: КМ – Киселевско-Маноминский; баррем-раннеальбской островной дуги: КЕ – Кемский; раннемелового турбидитового бассейна: Zr-A – Журавлевско-Амурский. SR – Сергеевский террейн палеозойских континентальных аллохтонов на террейне юрской аккреционной призм. КНА – Баджало-Цзямуси-Ханкайский супертеррейн раннепалеозойского, ЛГ – Лаоелин-Гродековский террейн триасового, MOOB – Монголо-Охотский террейн юрского орогенного пояса.



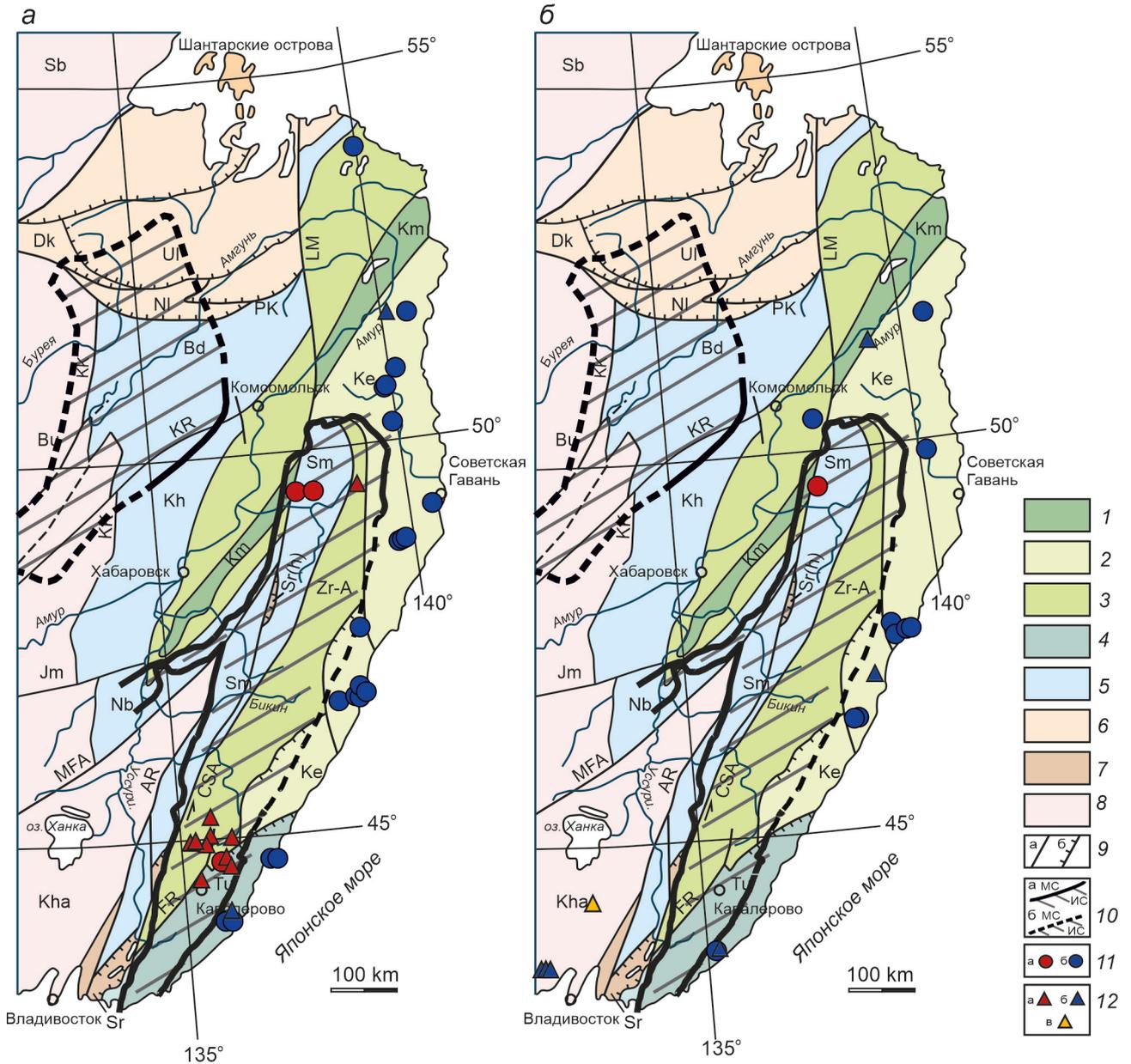


**Рис. 10.** Положение точек замера возрастов III (93–60 млн лет – 144 точки) этапа магматизма среди ильменитовых и магнетитовых зон в САОП (основа – [51], с дополнениями) (а), расположение точек замера возраста 67–71 млн лет (11 точек) в магнетитовой зоне (б).  
Условные обозначения 1–12 на рис. 8.

траосновые породы нередко несут много восстановленного железа, которое может исказить результаты определения MS или  $f'$ . Эффузивные породы являются дополнением, так как имеют значительно больший разброс значений магнитной восприимчивости, а также привязка их к месту образования бывает затруднена.

В заключение следует отметить, что наши данные не противоречат основным тектоническим эта-

пам, описанным в работах [5, 6, 8, 9, 36, 40, 49, 51 и др.]. С появлением возрастных данных можно даже уточнить некоторые моменты. Альб-сеноманский магматизм [36] завершил развитие линейного этапа (рис. 8, б) Сихотэ-Алиньского орогена и сформировал гранитно-метаморфический слой новой континентальной коры. И хотя на причины возникновения региональных редокс-зон имеются различные взгляды, новый слой, видимо, оказывал влияние на ре-



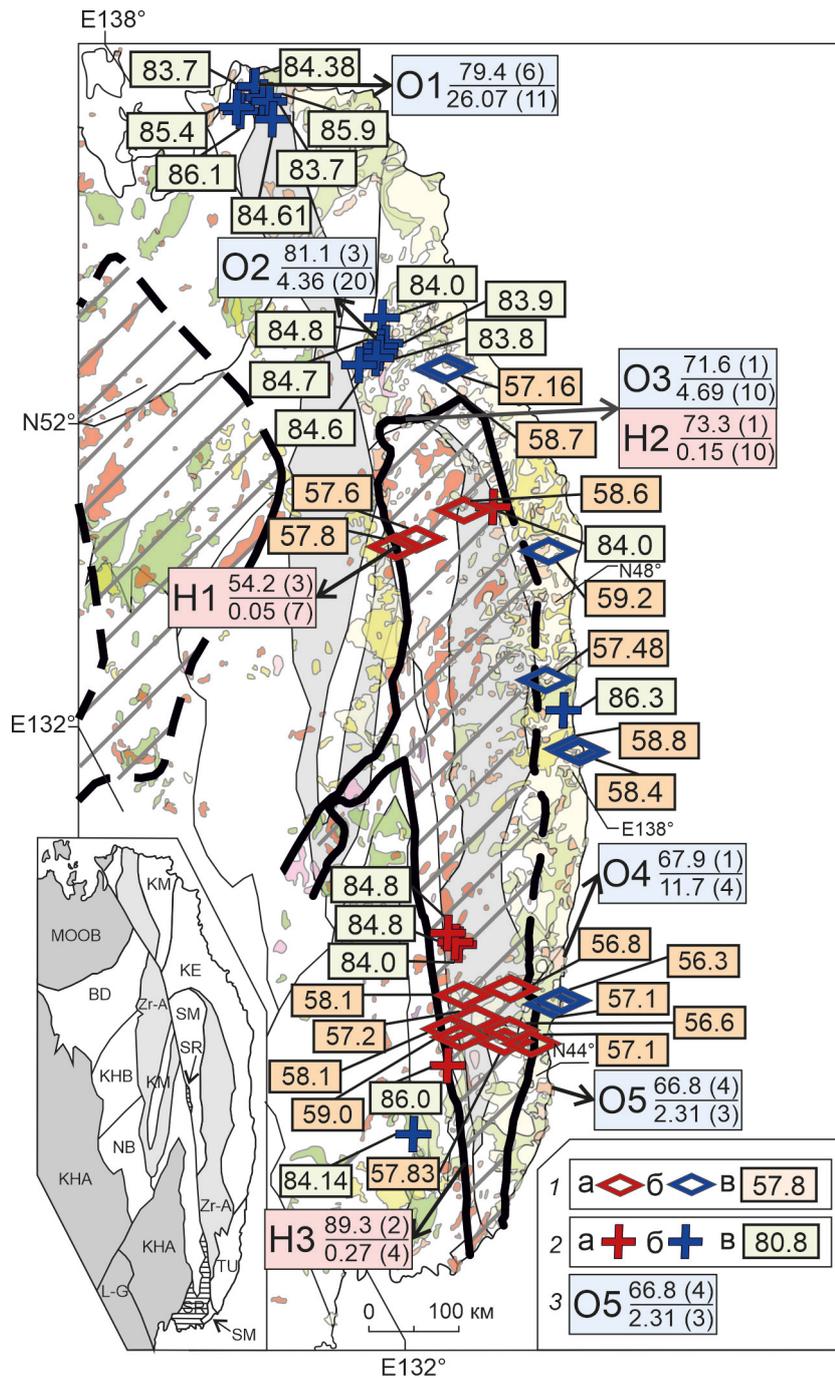
**Рис. 11.** Положение точек замера возрастов IV (60–53 млн лет – 35 точек) (а) и V (53–37 млн лет – 18 точек) этапов магматизма среди ильменитовых и магнетитовых зон в САОП (б) (основа – [51], с дополнениями). Условные обозначения 1–12 на рис. 8.

докс-условия кристаллизации магматических пород в дальнейшем. По нашим представлениям: окисленная кора изменит состояние восстановленных магм, идущих из мантии или низов коры. Восстановленный гранитный слой не будет препятствием для любых растворов. Таким образом, для Сихотэ-Алиньского аккреционного орогенного пояса мы видим двухэтапную схему возникновения зональности редокс-условий кристаллизации магматических пород.

#### БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают искреннюю благодарность доктору геол.-мин. наук, академику РАН Александру Ивановичу Ханчуку за неоценимый вклад в статью (раздел «Геологическое строение...»), а также за ценные советы и замечания, позволившие значительно повысить качество работы.

Также мы признательны доктору геол.-мин. наук, член-корр. РАН Алексею Николаевичу Диденко



**Рис. 12.** Распределение магматических пород танетского яруса палеоцена (19 точек) и сантонского яруса позднего мела (20 точек) по редокс-зонам в САОП, согласно Приложению № 2.

1 – точки отбора магматических пород танетского яруса палеоцена: а – ильменитовой серии, б – магнетитовой серии, в – абсолютный возраст; 2 – точки отбора магматических пород сантонского яруса позднего мела: а – ильменитовой серии, б – магнетитовой серии, в – абсолютный возраст. 3 – массивы, для которых есть несколько измерений возрастов и магнитной восприимчивости: O1 – Бекчиулский, O2 – Тумнинский-I, O3/H2 – Аксакинский пограничный, H1 – Барку, O4 – Тернейский, O5 – Владимирский, H3 – район г. Лазо (Вангоуский?). На табличках: «О» – окисленный, «Н» – восстановленный; в числителе – средний возраст (количество определений); в знаменателе – средняя MS (количество измерений). Остальные условные обозначения (1 – 11) на рис. 7.

за непосредственное участие в подготовке и написании данной статьи.

Авторы благодарны рецензентам за конструктивные замечания и полезные советы.

Работа выполнена за счет субсидий на выполнение государственного задания ИТиГ ДВО РАН (тема № 121021000095-1).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Валуи Г.А., Моисеенко В.Г., Стрижкова А.А., Москаленко Е.Ю. Генетические аспекты формирования магнетитовых и ильменитовых гранитоидов (на примере Сихотэ-Алиня) // Докл. АН. 2005. Т. 405, № 4. С. 507–510.
2. Валуи Г.А. Петрология гранитоидов и дифференциация расплавов в малоглубинных условиях (Восточно-Сихотэ-Алиньский вулканический пояс). Владивосток: Дальнаука. 2014. 246 с.
3. Волков А.В., Сидоров А.А., Галямов А.Л., Чижова И.А. Вопросы глобальной металлогенической зональности Тихоокеанского рудного пояса: выводы для прогнозно-металлогенических исследований на Востоке России // Отчет. геология. 2018. № 4. С. 18–25. DOI: 10.24411/0869-7175-2018-10002
4. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России: в 2 кн. / под ред. А.И. Ханчука. Владивосток: Дальнаука. 2006. 981 с. + цв. карта.
5. Голозубов В.В. Тектоника юрских и нижнемеловых комплексов северо-западного обрамления Тихого океана. Владивосток: Дальнаука. 2006. 231 с.
6. Голозубов В.В., Ханчук А.И. Хейлунцзянский комплекс – фрагмент юрской аккреционной призмы в тектонических окнах перекрывающей континентальной плиты: модель плоской субдукции // Тихоокеан. геология. 2021. Т. 40, № 4. С. 3–17.
7. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. Издание второе. Серия Ханкайская. Лист L-52-XXX (Ильинка). Объяснительная записка [Электронный ресурс] / Т.К. Кутуб-Заде, А.Т. Кандауров, В.И. Рыбалко и др.; Минприроды России, Роснедра, Приморнедра, ОАО «Приморгеология». Электрон. текстовые дан. М.: Московский филиал ФГБУ «ВСЕГЕИ», 2020. 103 с.
8. Гребенников А.В., Максимов С.О. Причины появления вулканических пород А-типа на активных окраинах континентов на примере Южного Сихотэ-Алиня (Дальний Восток России) // Геология и геофизика. 2021. Т. 62, № 2. С. 254–272. DOI: 10.15372/GiG2020114
9. Диденко А.Н., Песков А.Ю., Кудымов А.В., Войнова И.П., Тихомирова А.И., Архипов М.В. Палеомагнетизм и аккреционная тектоника северного Сихотэ-Алиня // Физика Земли. 2017. № 5. С. 121–138. DOI: 10.7868/S0002333717050040
10. Диденко А.Н., Носырев М.Ю. Плотностная структура литосферы Сихотэ-Алиньского орогенного пояса // Докл. РАН. 2020. Т. 492, № 2. С. 66–71. DOI: 10.31857/S26S6739720060055
11. Диденко А.Н., Архипов М.Ю., Талтыкин Ю.В., Крутикова В.О., Коновалова Е.А. Петро-палеомагнитная характеристика габбродиоритов нижнеамурского комплекса журавлевско-амурского террейна (Сихотэ-Алиньский орогенный пояс) // Тихоокеан. геология. 2023. Т. 42, № 5. С. 57–75. DOI: 10.30911/0207-4028-2023-42-5-57-75
12. Зябрев С.В., Анойкин В.И. Новые данные о возрасте отложений Киселевско-Маноминского аккреционного комплекса по ископаемым радиоляриям // Тихоокеан. геология. 2013. Т. 32, № 3. С. 74–83.
13. Кемкин И.В. Геодинамическая эволюция Сихотэ-Алиня и Япономорского региона в мезозое. М., Наука. 2006. 258 с.
14. Коновалова Е.А., Мишин Л.Ф., Талтыкин Ю.В. Региональные и локальные окислительно-восстановительные условия формирования магматических пород (на примере гранитоидных массивов Сихотэ-Алиньского орогенного пояса: Аксакинский, Южный Сидимийский, Приисковский) // Петрология и геодинамика геологических процессов: Материалы XIII Всероссийского петрографического совещания (с участием зарубежных ученых). 06–13 сентября 2021 г. Иркутск: Изд-во Института географии им. В.Б.Сочавы СО РАН. 2021. В 3-х томах. Т. 2. С. 35–38.
15. Коновалова Е.А., Талтыкин Ю.В., Юрченко Ю.Ю., Мишин Л.Ф. Окислительно-восстановительный режим формирования пород Приисковского массива и его металлогенические следствия (Южный Сихотэ-Алинь, Приморье, Россия) // Геология рудных месторождений. 2023. Т. 65, № 3. С. 254–269. DOI: 10.31857/S0016777023030012
16. Крук Н.Н., Симаненко В.П., Гвоздев В.И., Голозубов В.В., Ковач В.П., Серов П.А., Холоднов В.В., Москаленко Е.Ю., Куибида М.Л. Геохимические особенности и источники расплавов раннемеловых гранитоидов Самаркинского террейна (Сихотэ-Алинь) // Геология и геофизика. 2014. Т. 55, № 2. С. 276–302.
17. Крук Н.Н., Гвоздев В.И., Орехов А.А., Крук Е.А., Касаткин С.А., Голозубов В.В., Руднев С.Н., Шого Аоки, Цуй-шин Комия, Ковач В.П., Серов П.А. Раннемеловые гранитоиды и монзонитоиды южной части Журавлевского террейна (Сихотэ-Алинь): геохимические особенности и источники расплавов // Тихоокеан. геология. 2019. Т. 38, № 3. С. 30–49. DOI: 10.30911/0207-4028-2019-38-3-30-49
18. Лучицкая М.В., Соколов С.Д. Этапы гранитоидного магматизма и формирование континентальной коры Восточной Арктики // Геотектоника. 2021. № 5. С. 73–97.
19. Мартынов А.Ю., Голозубов В.В., Мартынов Ю.А., Касаткин С.А. Восточно-Сихотэ-Алиньский поздне меловой вулканический пояс: переход от субдукции к скольжениям литосферных плит (структурно-геологические, петрологические и изотопно-геохимические аспекты) // Геология и геофизика. 2019. № 6. С. 789–806. DOI: 10.15372/GiG2019046
20. Меркулова Т.В., Мишин Л.Ф. Окислительно-восстановительные процессы в мезозойско-кайнозойских вулканоплутонических системах и их роль в формировании региональных гравитационных и магнитных аномалий Дальнего Востока // Тихоокеан. геология. 2015. Т. 34, № 6. С. 112–124.
21. Мишин Л.Ф. Субвулканические интрузии кислого состава. М., Наука. 1994. 207 с.
22. Мишин Л.Ф., Чжао Чунцин, Солдатов А.И. Мезозойско-кайнозойские вулканоплутонические пояса и системы в континентальной части Востока Азии и их зональность // Тихоокеан. геология. 2003. Т. 22, № 3. С. 28–47.
23. Мишин Л.Ф., Кириллова Г.Л., Меркулова Т.В., Коновалова

- ва Е.А. Окислительные условия формирования постколлизийного магматизма и металлогении западного сектора Монголо-Охотского орогенного пояса // Тихоокеан. геология. 2019. Т. 38, № 4. С. 3–12. DOI: 10.30911/0207-4028-2019-38-4-3-12
24. Мишин Л.Ф., Коновалова Е.А., Талтыкин Ю.В., Крутикова В.О., Добкин С.Н., Юрченко Ю.Ю., Штарева А.В. Окислительные условия и связанная с ними геохимическая и металлогенетическая зональности магматических образований Сихотэ-Алиньского орогенного пояса // Тихоокеан. геология. 2020. Т. 39, №3. С. 51–67. DOI: 10.30911/0207-4028-2020-39-3-51-67.
25. Мишин Л.Ф., Коновалова Е.А., Талтыкин Ю.В. Влияние окислительных условий на геохимическую и металлогенетическую зональности на примере мезозойских магматических поясов Восточной Якутии // Петрология. 2022. Т. 30, № 3. С. 1–21. DOI: 10.31857/S0869590322030050
26. Рязанцева М.Д., Голозубов В.В., Рашкин В.В., Сокарев А.Н. Геодинамическая типизация гранитоидов Приморья // Тихоокеан. геология. 1998. Т. 17, № 5. С. 11–26.
27. Симаненко В.П., Ханчук А.И., Голозубов В.В. Первые данные по геохимии альб-сеноманского вулканизма Южного Приморья // Геохимия. 2002. № 1. С. 95–99.
28. Симаненко В.П., Голозубов В.В., Сахно В.Г. Геохимия вулканитов трансформных окраин (на примере Алчанского бассейна, Северо-Западное Приморье) // Геохимия. 2006. № 12. С. 12–26.
29. Талтыкин Ю.В., Мишин Л.Ф., Коновалова Е.А. Окислительно-восстановительный фон в земной коре Сихотэ-Алиньского орогенного пояса при кристаллизации магматитов мел-палеогенового возраста: связь с геодинамикой. Вестник СВНЦ ДВО РАН. 2020. № 4. С. 24–38. DOI: 10.34078/1814-0998-2020-4-24-38
30. Талтыкин Ю.В., Мишин Л.Ф., Коновалова Е.А. Структура редокс-зональности в литосфере Сихотэ-Алиньского орогенного пояса в мел-палеогеновое время // Тектоника, глубинное строение и минерагения Востока Азии: XI Косыгинские чтения: материалы Всероссийской конференции с международным участием, 15–18 сентября 2021, г. Хабаровск / Отв. ред. А.Н. Диденко, Ю.Ф. Манилов. Хабаровск: ИТиГ им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН. 2021. С. 64–66.
31. Тектоника, глубинное строение, металлогения области сочленения Центрально-Азиатского и Тихоокеанского поясов = Tectonics, deep structure and metallogeny of the Central Asian-Pacific belts junction area: Объяснит. записка к Тектонич. карте масштаба 1:1 500 000 / Рос. акад. наук, Дальневост. отд-ние, Ин-т тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина, М-во земель и ресурсов Кит. Нар. Респ., Шэньянский ин-т геологии и минер. ресурсов; [Карсаков Л.П., Чжао Чуньцин и др.]. Владивосток; Хабаровск: ИТиГ ДВО РАН, 2005 (Тип. ООО Хабаровское УПП ВОС). 263 с.
32. Ханчук А.И., Иванов В.В. Мезо-кайнозойские геодинамические обстановки и золотое оруденение Дальнего Востока России // Геология и геофизика. 1999. Т. 40, № 11. С. 1635–1645.
33. Ханчук А.И. Палеогеодинамический анализ формирования рудных месторождений Дальнего Востока России // Рудные месторождения континентальных окраин. Владивосток: Дальнаука. 2000. С. 5–34.
34. Ханчук А.И., Голозубов В.В. Режим трансформной окраины и орогенез // Тихоокеанский рудный пояс: Материалы новых исследований (к 100-летию Е.А. Радкевич). Владивосток: Дальнаука. 2008. С. 340–345.
35. Ханчук А.И., Крук Н.Н., Голозубов В.В., Ковач В.П., Серов П.А., Холоднов В.В., Гвоздев В.И., Касаткин С.А. Природа континентальной коры Сихотэ-Алиня (по данным изотопного состава Nd в породах Южного Приморья) // Докл. АН. 2013. Т. 451, № 4. С. 441–445.
36. Ханчук А.И., Гребенников А.В., Иванов В.В. Альб-сеноманские окраинно-континентальный орогенный пояс и магматическая провинция Тихоокеанской Азии // Тихоокеан. геология. 2019. Т. 38, № 3. С. 4–37. DOI: 10.30911/0207-4028-2018-38-3-4-37
37. Abrajevitch A., Zyabrev S., Didenko A.N., Kodama K. Palaeomagnetism of the West Sakhalin Basin: evidence for northward displacement during the Cretaceous // Geophysical Journal International. 2012. V. 190, № 3. P. 1439–1454. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2012.05572.x>
38. Chappell B.W., White A.J.R. Two contrasting granite types // Pacific Geology. 1974. V. 8. P. 173–174.
39. Cruz C., Sant’Ovaia H., Noronha F. Magnetic mineralogy of Variscan granites from northern Portugal: an approach to their petrogenesis and metallogenic potential // Geologica Acta. 2020. V. 18, № 5. P. 1–20. DOI: 10.1344/GeologicaActa2020.18.5
40. Grebennikov A.V., Khanchuk A.I., Gonevchuk V.G., Kovalenko S.V. Cretaceous and Paleogene granitoid suites of the Sikhote-Alin area (Far East Russia): Geochemistry and tectonic implications // Lithos. 2016. V. 261. P. 250–261. <http://dx.doi.org/10.1016/j.lithos.2015.12.020>
41. Grebennikov A.V., Kemkin I.V., Khanchuk A.I. Paleocene–early Eocene post-subduction magmatism in Sikhote-Alin (Far East Russia): New constraints for the tectonic history of the Izanagi-Pacific ridge and the East Asian continental margin // Geoscience Frontiers. 2021. V. 12. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2021.101142>
42. Hart C.J.R., Goldfarb R.J., Lewis L.L., Mair J.L. The Northern Cordilleran Mid-Cretaceous Plutonic Province: Ilmenite/Magnetite-series Granitoids and Intrusion-related Mineralisation // Resource Geology. 2004. V. 54, № 3. P. 253–280.
43. Ishihara S. The Magnetite-series and Ilmenite-series Granitic Rocks // Mining Geology. 1977. V. 27. P. 293–305.
44. Ishihara S. Granitoid Series and Mineralization in the Circum-Pacific Phanerozoic Granitic Belts // Resource Geology. 1998., V. 48, № 4. P. 219–224.
45. Ishihara S. The redox state of granitoids relative to tectonic setting and earth history: The magnetite–ilmenite series 30 years later / Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences. 2004. V. 95. P. 23–33. <https://doi.org/10.1017/S0263593300000894>
46. Ishihara S. Origin of the Cenozoic–Mesozoic magnetite-series and ilmenite-series granitoids in East Asia // Gondwana Research. 2007. V. 11. P. 247–260.
47. Jahn B.M., Valui G., Kruk N., Gonevchuk V., Usuki M., Wu J.T. Emplacement ages, geochemical and Sr–Nd–Hf isotopic characterization of Mesozoic to early Cenozoic granitoids of the Sikhote-Alin Orogenic Belt, Russian Far East: crustal growth and regional tectonic evolution // J. of Asian Earth

- Sciences. 2015. V. 111. P. 872–918. <https://doi.org/10.1016/j.jseas.2015.08.012>
48. Kemkin I.V., Khanchuk A.I., Kemkina R.A. Accretionary prisms of the Sikhote-Alin Orogenic Belt: Composition, structure and significance for reconstruction of the geodynamic evolution of the eastern Asian margin. *Journal of Geodynamics* 102. 2016. P. 202–230. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jog.2016.10.002>
  49. Kemkin I.V., Grebennikov A.V., Ma X.-H., Sun K.-K. Late Cretaceous granitoids of the Sikhote–Alin orogenic belt, southeastern Russia: implications for the Mesozoic geodynamic history of the eastern Asian continental margin // *J. of the Geological Society*. 2021. DOI: <https://doi.org/10.1144/jgs2021-109>
  50. Khanchuk, A.I. Pre-Neogene tectonics of the Sea-of-Japan region: a view from the Russian side. *Earth Sci.* 2001. V. 55, P. 275–291 (Chikyū Kagaku).
  51. Khanchuk A.I., Kemkin I.V., Kruk N.N. The Sikhote-Alin orogenic belt, Russian Southeast: Terranes and the formation of continental lithosphere based on geological and isotopic data // *J. Asian Earth Sci.* 2016. V. 120. P. 117–138. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jseas.2015.10.023>
  52. Le Maitre R.W. *Igneous rocks a Classification and Glossary of Terms Recommendations of the International Union of Geological Sciences, Sub-Commission on the Systematics of Igneous Rocks*. Cambridge University Press. 2002. 236 p. <http://dx.doi.org/10.1017/CBO9780511535581>
  53. Li Y.-B., Chen Y., Su B., Zhang Q.-H., Shi K.-H. Redox species and oxygen fugacity of slab-derived fluids: Implications for mantle oxidation and deep carbon-sulfur cycling. *Front. Earth Sci.* 2022. 10:974548. doi: 10.3389/feart.2022.974548
  54. Linnen R.L., Pichavant M., Holtz F. The combined effects of  $fO_2$  and melt composition on  $SnO_2$  solubility and tin diffusivity in haplogranitic melts // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1996. V. 60. № 24. P. 4965–4976.
  55. Maeda J. Opening of the Kuril Basin deduced from the magmatic history of Central Hokkaido, North Japan // *Tectonophysics*. 1990. № 174. P. 235–255.
  56. Malyshev A., Malysheva L. Sulfur in ore formation // *Ore Geology Reviews*. 2022. V. 150. 105199. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2022.105199>
  57. Martynov Y.A., Khanchuk A.I., Grebennikov A.V., Chashchin A.A., Popov V.K. Late Mesozoic and Cenozoic volcanism of the East Sikhote-Alin area (Russian Far East): A new synthesis of geological and petrological data // *Gondwana Research*. 2017. V. 47. P. 358–371. <http://dx.doi.org/10.1016/j.gr.2017.01.005>
  58. Maulana A., Watanabe K., Imai A., Yonezu K. Origin of magnetite- and ilmenite-series granitic rocks in Sulawesi, Indonesia : magma genesis and regional metallogenic constraint // *Procedia Earth and Planetary Science*. 2013. V. 6. P. 50–57. doi: 10.1016/j.proeps.2013.01.007
  59. Middlemost E. A. K. Naming materials in the magma / igneous rock system // *Earth-Science Reviews*. 1994. V. 37. P. 215–224.
  60. Muth M.J., Wallace P.J. Sulfur recycling in subduction zones and the oxygen fugacity of mafic arc magmas // *Earth and Planetary Science Letters*. 2022. V. 599. 117836. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2022.117836>
  61. Takagi T. Origin of magnetite- and ilmenite-series granitic rocks in the Japan Arc // *American Journal of Science*. 2004. V. 304. P. 169–202.
  62. Whalen J.B., Currie K.L., Chappell B.W. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1987. V. 95. P. 407–419.
  63. Wendt A.S., Vaughan A.P.M., Ferraccioli F., Grunow A.M. Magnetic susceptibilities of rocks of the Antarctic Peninsula: Implications for the redox state of the batholith and the extent of metamorphic zones // *Tectonophysics*. 2013. V. 585. P. 48–67. <http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2012.07.011>
  64. Wu J.T.-J., Wu J., Alexandrov I., Lapen T., Lee H.-Y., Ivin V. Continental growth during migrating arc magmatism and terrane accretion at Sikhote-Alin (Russian Far East) and adjacent northeast Asia // *Lithos*. 2022. V. 432–433. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2022.106891>
  65. Xu J., Xia X.-P., Wang Q., Spencer C.J., Lai C.-K., Ma J.-L., Zhang L., Cui Z.-X., Zhang W.-F., Zhang Y.-Q. Pure sediment-derived granites in a subduction zone // *Geological Society of America Bulletin*. 2022. <https://doi.org/10.1130/B36016.1>

Рекомендована к печати А.И. Ханчуком

после доработки 18.08.2023 г.

принята к печати 26.09.2023 г.

*Yu. V. Taltykin, Ye. A. Konovalova, L. F. Mishin, Yu. Yu. Yurchenko*

### **Zonation of redox conditions during crystallization of Cretaceous-Paleogene igneous rocks of the Sikhote-Alin orogenic belt (Russia Far East)**

A study on magnetic susceptibility of igneous rocks from the Sikhote-Alin orogenic belt showed that zones in which ilmenite- or magnetite-series rocks predominate formed during the Albian-Cenomanian magmatic stage. This zonation which is independent of petrochemical composition, type and age of rocks persisted until at least the Paleocene. There is also no connection with terranes. According to the authors, redox zonation in the post-Cenomanian period was heavily influenced by the granite-metamorphic layer of the new continental crust of the Sikhote-Alin orogen, which formed at the beginning of the Late Cretaceous.

**Key words:** Sikhote-Alin orogenic belt, magmatism, ilmenite series, magnetite series, magnetic susceptibility, redox conditions for crystallization of igneous rocks.