

Том 23, номер 6
ISSN 0207 - 4028

Ноябрь-Декабрь 2004

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК

ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

ГЛАВНЫЙ РЕДАКТОР
МОИСЕЕНКО В.Г.



<http://www.itig.khv.ru/POG>

СОДЕРЖАНИЕ

<i>С.В. Рассказов, Т.А. Ясныгина, Е.В. Саранина, М.Н. Масловская, Н.Н. Фефелов, И.С. Брандт, С.Б. Брандт, С.В. Коваленко, Ю.А. Мартынов, В.К. Попов.</i> Кайнозойский магматизм Юго-Западного Приморья: импульсное плавление мантии и коры	3
<i>П.Ю. Ковтунович, В.А. Лебедев, И.В. Чернышев, Е.В. Арутюнян.</i> Хронология и эволюция магматизма острова Уруп (Курильский архипелаг) по данным К-Аг изотопного датирования и диатомового анализа	32
<i>В.С. Ситников, В.Б. Спектор.</i> Новейшая тектоника нефтегазоносных территорий на юго-западе Якутии	45
<i>Т.В. Меркулова, Г.Л. Кириллова.</i> Строение и перспективы нефтегазоносности северных звеньев Итун-Иланьской ветви разломов Тан-Лу	55
<i>И.А. Тарарин, В.М. Чубаров.</i> Сульфидная медно-никелевая минерализация в метавулканитах андриановской свиты Срединно-Камчатского массива	76
<i>В.Б. Каплун.</i> Геоэлектрическая модель литосферы Комсомольского и Баджальского рудных районов по данным МТЗ	84
<i>Е.Г. Иволга.</i> Металлогеническая специализация районов гравимагнитных полей Юга Дальнего Востока России	94
<i>Т. С. Альховик, В. В. Баранов.</i> Зональная стратиграфическая схема нижнего девона Северо-Востока России по табулятам	104
Указатель статей, опубликованных в журнале за 2004 г.	120

CONTENTS

<i>S.V. Rasskazov, T.A. Yasnygina, Ye.V. Saranina, M.N. Maslovskaya, N.N. Fefelov, I.S. Brandt, S.B. Brandt, S.V. Kovalenko, Yu.A. Martynov, V.K. Popov.</i> Cenozoic magmatism in Southwestern Primorye: impulse melting of mantle and crust	3
<i>P.Yu. Kovtunovich, V.A. Lebedev, I.V. Chernyshev, Ye.V. Arutyunyan.</i> Chronology and evolution of magmatism in Urup Island (Kuril Archipelago) from K-Ar isotope datings and diatomic analysis	32
<i>V.S. Sitnikov, V.B. Spektor.</i> Neotectonics of oil and gas territories in South-Western Yakutia	45
<i>T.V. Merkulova, G.L. Kirillova.</i> The structure and prospects for oil and gas content in the northern sector of the Itun-Ilan branch of the Tan-Lu fault	55
<i>I.A. Tararin, V.M. Chubarov.</i> Sulfide copper-nickel mineralization in the metavolcanic rocks of the Andrianovskaya suite from the Sredinny Kamchatka massif	76
<i>V.B. Kaplun.</i> The geoelectrical model of the lithosphere of the Komsomolsk and Badzhal ore districts from data of magnetotelluric sounding	84
<i>Ye.G. Ivolga.</i> Metallogenic specialization of the region of gravity and magnetic fields in the southern part of the Russian Far East	94
<i>T. S. Alkhovik, V. V. Baranov.</i> Zonal stratigraphic scheme of the Lower Devonian in Northeast Russia based on tabulate corals	104
Index of papers published in the journal in 2004	120

КАЙНОЗОЙСКИЙ МАГМАТИЗМ ЮГО-ЗАПАДНОГО ПРИМОРЬЯ: ИМПУЛЬСНОЕ ПЛАВЛЕНИЕ МАНТИИ И КОРЫ

С.В. Рассказов*, **Т.А. Ясныгина***, **Е.В. Саранина***, **М.Н. Масловская***,
Н.Н. Фелелов*, **И.С. Брандт***, **С.Б. Брандт***, **С.В. Коваленко****,
Ю.А. Мартынов***, **В.К. Попов*****

**Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск*

***Приморская поисково-съёмочная экспедиция, г. Владивосток*

****Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток*

На территории Юго-Западного Приморья изучена средне-позднекайнозойская последовательность магматических пород от основного до кислого состава, определен их возраст, измерены концентрации микроэлементов методом ICP MS и изотопные отношения стронция. Начальный магматизм (преимущественно коровый, частично синкинематический) проявился в Лаоелин-Гродековском террейне и на его границе с Арсеньевской зоной прогибания Ханкайского супертеррейна во временном интервале 46–38 млн лет назад и вновь активизировался 33–32 млн лет назад. В Арсеньевской зоне имели место эпизоды извержений мантийных высокотитанистых базальтов 38–34 и 9 млн лет назад, а также базальтов с ярко выраженными субдукционными характеристиками и андезитов с примесью корового материала около 23 млн лет назад. Особое значение имели излияния мантийных низкокальциевых андезибазальтов, сместившихся к северу и распространившихся на Шуфанском и Шкотовском вулканических полях около 13 млн лет назад. При интерпретации полученных данных развитие средне-позднекайнозойского магматизма Юго-Западного Приморья сопоставляется с временной последовательностью синусоидального пространственного распределения вулканов Гавайской цепи. Джексоном и др. предполагалось, что такое распределение отражало осциллярные вращательно-поступательные движения Тихоокеанской плиты и импульсные вариации сжатия и растяжения литосферы континентальной окраины. При смене сжатия растяжением магматизм с мантийными и субдукционными характеристиками концентрировался в Арсеньевской зоне, а обратная смена растяжения сжатием сопровождалась перераспределением магматизма на сопредельную территорию Лаоелин-Гродековского террейна и его развитием преимущественно в коре.

Ключевые слова: риолиты, дациты, андезиты, базальты, микроэлементы, изотопы Sr, кайнозой, геодинамика, Приморье.

Впадина Японского моря образовалась в результате деструкции коры восточной окраины Евразийского континента. Время включения и характер механизма деструкции являются предметом дискуссии. Предполагались различные варианты задугового рифтогенеза и спрединга в интервале от 32 до 15 млн лет назад [5, 24, 34, 39 и ссылки в этих работах]. Палеомагнитные данные свидетельствуют о вращении Северо-Восточной Японии против часовой стрелки в продолжительном временном интервале с 25 до 15 млн лет назад и весьма резком спрединге коры одновременно с быстрым вращением Юго-Западной Японии по часовой стрелке в среднем миоцене около

15 млн лет назад [24, 33]. С учетом временных вариаций изотопного состава стронция и неодима в вулканических породах в качестве ведущего фактора деструкции литосферы рассматривалось внедрение астеносферного диапира около 21 млн лет назад [38] или около 15 млн лет назад [31, 36]. По вариациям начальных отношений изотопов стронция при его различных концентрациях в вулканических породах тыловой зоны Северо-Восточной Японии предполагается последовательная смена магматических источников подлитосферной мантии континентальной окраины 37–34 млн лет назад, мантийного клина около 30–29 млн лет назад, более интенсивного плавления

ния его материала 18–9 млн лет назад, вовлечение в плавление материала из надслэбовой области около 15 млн лет назад и из астеносферы – около 4 млн лет назад [15].

Для определения характера развития процессов деструкции во времени и пространстве ключевое значение имеет исследование развития магматизма Юго-Западного Приморья (рис. 1). С одной стороны, эта территория расположена на материковой окраине непосредственно в тылу дуги Северо-Восточного Хонсю, и ее магматизм должен отражать особенности процессов задуговой деструкции литосферы [14]. С другой стороны, вулканические и субвулканические породы среднего и позднего кайнозоя Юго-Западного Приморья в геохимическом отношении обнаруживают сходство с породами среднего и позднего кайнозоя Восточного Сихотэ-Алиня, хотя предшествовавший позднемиоценовой субдукционный магматизм проявился только в Восточном Сихотэ-Алине, а в Юго-Западном Приморье отсутствовал [4].

Обстановка развития средне-позднекайнозойского магматизма Юго-Западного Приморья рассматривалась в целом как постсубдукционная, связанная с этапом раскрытия Япономорского бассейна, последовавшим за позднемиоценовой субдукцией Тихоокеанской плиты под Азиатскую. Это заключение принято исходя из общего рассмотрения строения разреза кайнозойских вулканогенных и осадочных комплексов территории и вариаций химического состава базальтов [5]. В работах [8, 9] эксплозивный магматизм краскинского комплекса эоцена–олигоцена связывался с формированием одноименной рифтовой впадины в южном звене Хасано-Амурского пояса, протягивающегося в северо-восточном направлении от впадин Кильджу-Менчхонской и Кенсон (Северная Корея) до Бухтынской и Масловской в приустьевой части Амура. Подчеркивалась высокая флюидонасыщенность краскинских риолитовых расплавов. Вулканические комплексы территории Юго-Западного Приморья датированы возрастным интервалом от 46 до 9 млн лет К-Ar, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ и Rb/Sr методами [13,

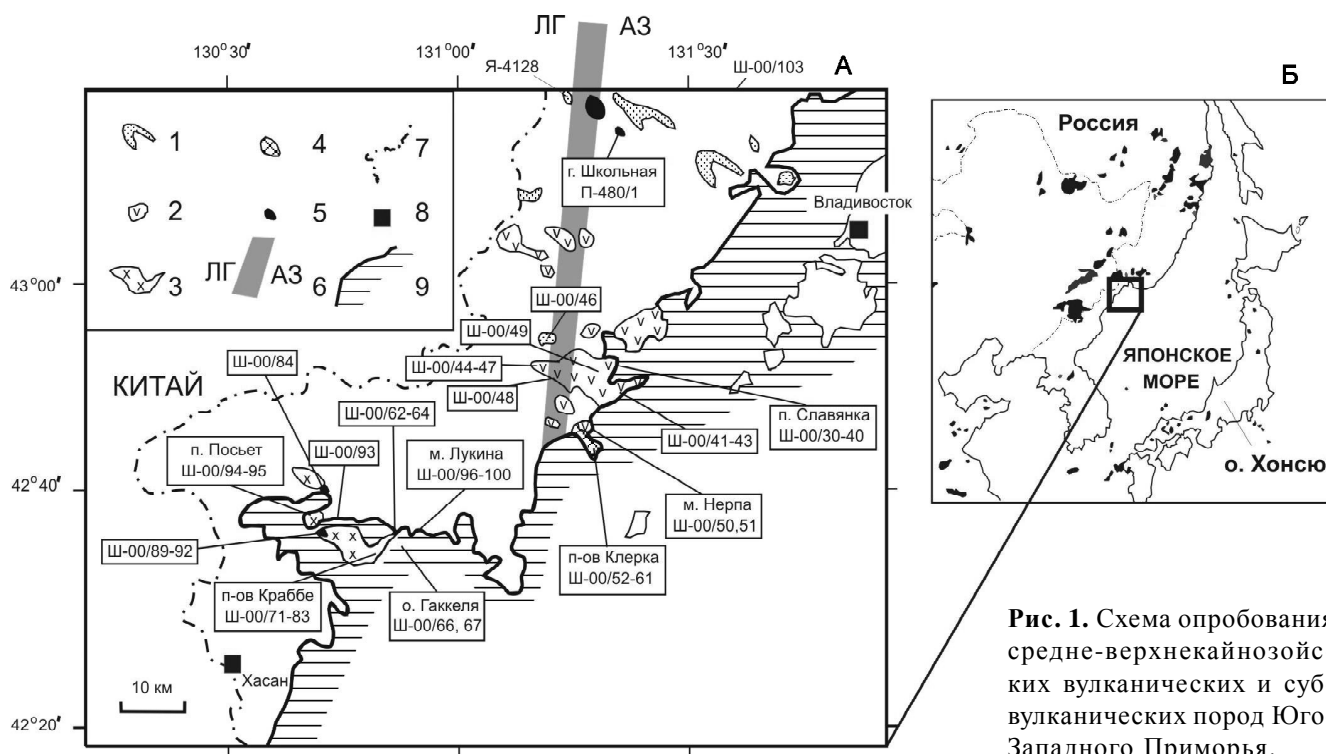


Рис. 1. Схема опробования средне-верхнекайнозойских вулканических и субвулканических пород Юго-Западного Приморья.

А. 1 – средне-верхнемиоценовые базальты шуфанской свиты; 2–5 – вулканические породы: 2 – района порта Славянка (славянского комплекса), 3 – Краскинской впадины (краскинского комплекса и пространственно связанных с ним базальтов и андезитов зайсановского комплекса), 4 – п-ова Клерка (клерковская толща высокотитанистых базальтов и трахиандезитов), 5 – экструзии Школьной (нарвского комплекса); 6 – шов между Лаеолин-Гродековским супертеррейном и Арсеньевской зоной террейнов [18]; 7 – государственная граница; 8 – населенные пункты; 9 – граница акватории. Б – пространственное положение Юго-Западного Приморья в Япономорском регионе и распределение средне-позднекайнозойских вулканических полей, квадратом выделена территория исследований, включающая вулканические породы среднего кайнозоя.

14]. В настоящей статье исследуются временные вариации микроэлементов и изотопов стронция последовательности вулканических и субвулканических пород от основного до кислого состава с целью определения пространственно-временных вариаций компонентного состава магматических расплавов.

ВОЗРАСТНАЯ ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ ВУЛКАНИЧЕСКИХ И СУБВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД

Вулканические и субвулканические породы Юго-Западного Приморья закартированы в составе базальт-андезитового зайсановского, дацит-риолитового краскинского и базальт-андезитового славянского комплексов, а также базальтовой шуфанской свиты. Возраст этих подразделений был определен первоначально по их геологическим соотношениям и палеонтологическим находкам в осадочных отложениях [6, 16]. При Rb-Sr-изохронном датировании дацитовой экструзии Школьной был получен ее среднеэоценовый возраст и сделан вывод о наличии в Юго-Западном Приморье стратиграфического аналога базальтов суворовского комплекса Южного Сихотэ-Алиня [14]. Комплекс этого возраста в Юго-Западном Приморье рассматривается под названием нарвского.

Нарвский комплекс представлен дацитовыми экструзиями и останцами пирокластических риолитовых покровов и выходов биотитовых туфов в северо-восточной части изученной территории (рис. 1). Экструзия Школьная находится на юго-западном борту Амбинской впадины. Для нее измерен Rb-Sr-изохронный возраст $46,2 \pm 0,5$ млн лет (обр. П-480/1). Изохрона построена по валовому составу дацита и монофракциям порфириовидных выделений биотита и плагиоклаза при $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0,70502 \pm 0,00003$ и $\text{СКВО} = 1,1$ [14].

Зайсановский комплекс базальтов и андезитов перекрывает палеоцен-нижнеэоценовую назимовскую свиту, флористически охарактеризованные эоцен-олигоценные слои хасанской свиты и находится стратиграфически ниже краскинского комплекса в Краскинской впадине [16]. В цитированной работе упоминается серия К-Аг датировок вулканических пород Краскинской впадины в интервале от 55 до 35 млн лет, а датировка андезита А-12 с п-ова Краббе помещена в стратиграфической колонке на уровень миоцена (т.е. выше 23 млн лет). Методика измерений радиогенного аргона, к сожалению, не приведена. Из-за отсутствия в статье информации о константах радиоактивного превращения ^{40}K в ^{40}Ar , принятых в расчетах возраста, эти данные не могут использоваться для стратиграфических корреляций.

Базальтовые и андезитовые расплавы могли изливаться непосредственно перед дацитами и риолитами или были разорваны с ними во времени. Породы наименее дифференцированного состава в нашей коллекции представлены базальтом и андезибазальтом (обр. Ш-00-93, 90).

К зайсановскому комплексу относились и высокотитанистые базальты п-ова Клерка [6]. Между тем, они существенно отличаются по химическому составу от базальтов стратотипа Краскинской впадины, поэтому выделяются в отдельную клерковскую толщу. Она сложена покровами, реже дайками и экструзивными телами от базальтового до трахиандезитового состава. В базальтах присутствуют вкрапленники оливина и клинопироксена, иногда битовниглабрадора. Трахиандезиты имеют афировое сложение. Для базальтов п-ова Клерка сначала была получена К-Аг датировка 39 ± 3 млн лет [6] по методике, приведенной в работе [10]. Затем датировались два образца (Ш-00-58 и Ш-00-56) методом $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$. Для первого образца измерен возраст плато $37,7 \pm 1,3$ млн лет, а для второго – более молодой возраст плато $34,4 \pm 1,0$ млн лет. Возраст базальтов п-ова Клерка принимается по результатам $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования в интервале 38–34 млн лет [14].

В береговых обнажениях, простирающихся северо-восточнее м. Лукина, опробована серия даек северо-восточного направления. Четыре образца из пяти были отобраны в одном обнажении из соприкасающихся между собой тел (рис. 2). Наиболее ранние дайки имеют риолитовый состав. В образце крупнозернистого порфириовидного риолита Ш-00-100 биотит полностью опацифицирован в результате воздействия тепла более поздних даек различного состава. Фрагменты риолитовой дайки находятся в виде ксенолитов в дайке дацитового состава (обр. Ш-00-98). После нее внедрялись дайки измененных зеленовато-серых базальтов (обр. Ш-00-99). Последовательность завершалась дайками неизмененных черных базальтов (обр. Ш-00-96, 97). Возможно, непосредственно на мысе Лукина внедрялись и более поздние риолитовые дайки, но их состав и возраст не исследовался, поэтому на рис. 2 они не показаны.

Методом $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ для базальтового обр. Ш-00-97 получен возраст плато $38,1 \pm 1,3$ млн лет. Эта датировка принимается в качестве верхнего возрастного предела дайковой серии, распространенной северо-восточнее мыса Лукина. По-видимому, заключительное внедрение базальтовых расплавов на мысе Лукина происходило близко по времени с началом извержений базальтов п-ова Клерка. Датирование более ранних даек мыса Лукина в калий-аргоновой изотоп-

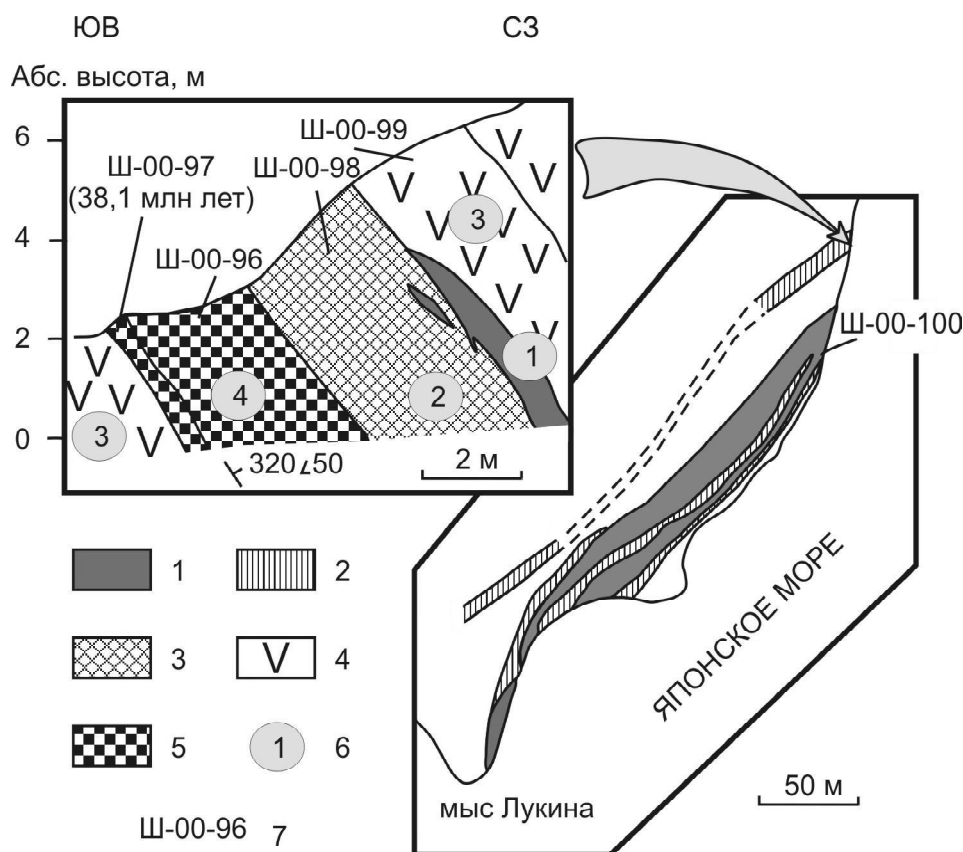


Рис. 2. Схема опробования среднекайнозойских даек мыса Лукина.

1–5 – дайки: 1 – наиболее ранние риолитовые; 2 – более поздние от дацитового до базальтового состава; 3 – дацитовая; 4 – базальтовая с содержаниями K_2O 1,6–1,9 мас. %; 5 – базальтовые с содержаниями K_2O 1,2–1,6 мас. %; 6 – последовательность внедрения даек; 7 – номера образцов.

ной системе не проводилось, поскольку породы даек испытали диффузионные потери радиогенного аргона вследствие теплового воздействия расплавов, неоднократно проникавших по одним и тем же разрывным нарушениям. По характеру вторичных изменений с ранними риолитовыми дайками мыса Лукина сопоставляются дайки мыса Майет, находящегося в 2 км к юго-западу. В качестве нижнего возрастного предела дайковой серии (ранних риолитов) может условно приниматься возраст 46 млн лет дацитовой экструзии Школьной (см. раздел об изотопах стронция). Поздние риолитовые дайки мыса Лукина могут относиться к краскинскому комплексу.

Краскинский комплекс датировался Rb-Sr-изохронным методом по валовым составам риолитов и дацитов. Результаты измерений по трем образцам с п-ова Краббе (Ш-00-81А, 78, 74) интерпретировались в рамках изохронной модели: возраст $33,5 \pm 1,1$ млн лет при $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$ $0,70467 \pm 0,00003$ и СКВО 0,7. По изохронной линии, проходящей через точки двух последних образцов, значение возраста снижается до

32,4 млн лет (см. раздел об изотопах стронция). Принимается значение возраста краскинского комплекса 33–32 млн лет.

Славянский комплекс (славянская толща) перекрывает отложения надеждинской и угловской свит, датированных эоценом по макро- и микрофлоре. Этот комплекс имеет двухчленное строение (рис. 3). Его нижняя часть сложена агломератовыми туфами с прослоями базальтовых лав, а верхняя – лавами трахиандезитов, андезитов и дацитов. Распространены экструзии трахидацитового и дацитового состава. Дацитовая экструзия м. Нерпа прорывает базальты п-ова Клерка. Валовые составы и калиевые полевые шпаты из этой экструзии показали Rb-Sr-изохронный возраст $22,9 \pm 0,3$ млн лет при $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$ $0,70416 \pm 0,00002$ и СКВО 0,8 (обр. Ш-00-50, 51) [14]. Учитывая общую гомодромную направленность развития магматизма славянского комплекса, эта датировка принимается в качестве верхнего ограничения его возрастного интервала. Нижнее возрастное ограничение комплекса радиоизотопным датированием не определено.

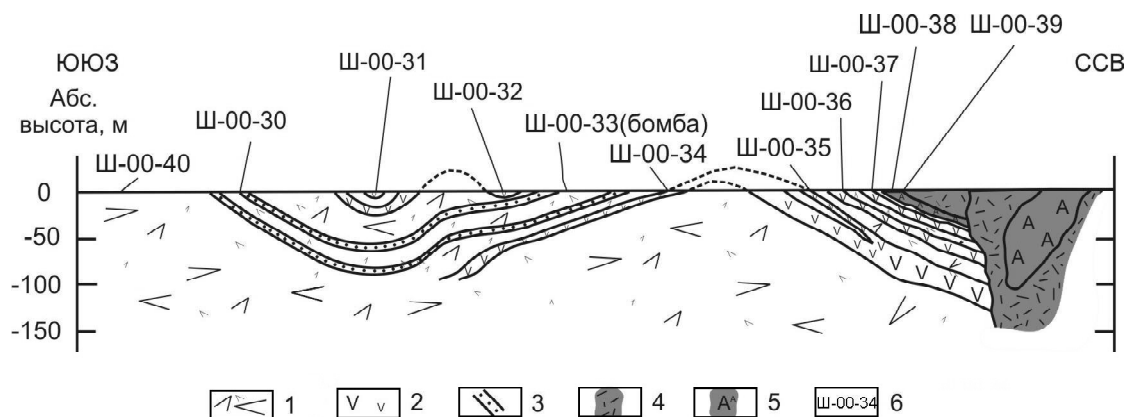


Рис. 3. Схема опробования вулканических пород славянского комплекса в береговом разрезе порта Славянка.

1 – базальтовые кластотуфы; 2 – лавовые потоки массивных базальтов; 3 – прослои туффитов; 4 – андезитовые кластотуфы; 5 – массивные андезиты; 6 – номера образцов. Горизонтальный масштаб соответствует вертикальному.

Стратиграфически выше славянского комплекса следуют нижнемиоценовые угленосные отложения синеутесовской свиты, галечники и вулканогенно-осадочные образования миоценовой усть-суифунской свиты и лавы шуфанской свиты. Для базальтов шуфанской свиты Шкотовского и Шуфанского вулканических полей получен интервал К-Аг датировок среднего-верхнего миоцена и плиоцена 13,3–3,3 млн лет [13]. В Юго-Западном Приморье к шуфанской свите относятся разрозненные вулканические останцы южной периферии Шуфанского вулканического поля (рис. 1).

МЕТОДИКА АНАЛИТИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Петрогенные оксиды вулканических и субвулканических пород определялись классической "мокрой" химией в лаборатории геохимии Дальневосточного геологического института ДВО РАН, Владивосток и в аналитическом центре Института земной коры СО РАН, Иркутск. Аналитические исследования концентраций микроэлементов методом ICP-MS и изотопных стронциевых отношений проводились в лаборатории изотопии и геохронологии Института земной коры СО РАН по методикам, приведенным в работах [13, 20]. Химическая подготовка проб для элементного и изотопного анализов в иркутской лаборатории осуществлялась на основе воды, очищенной в системе Миллипор, и особо чистых кислот с дополнительной очисткой в тefлоновых аппаратах. Измерения микроэлементов проводились в Иркутском Центре коллективного пользования на масс-спектрометре VG Plasmaquad PQ2+. Градуировка результатов измерений проводилась по международ-

ным стандартным образцам BHVO-1, AGV-1 и BIR-1 с постоянным внутренним лабораторным контролем погрешности анализа пробой базанита U-94-5, которая разлагалась с каждой отдельной партией. При анализе пород среднего и кислого состава дополнительно вводился стандарт STM-1. При повторных измерениях стандартное отклонение для большинства микроэлементов не превышало 5%. Определение микроэлементов в образце гранодиорита Ш-00-67 производилось по двум навескам. Одна навеска подвергалась микроволновому кислотному разложению, а другая – разложению при нагревании в автоклаве с тefлоновым вкладышем. В табл. 1 приведены результаты определений Zr, Nb, Ta и Hf по навеске, разложенной в автоклаве, а остальных микроэлементов – по навеске, разложенной в микроволновой печи.

Для определений изотопов стронция разложение проб осуществлялось на воздухе в тefлоновой посуде смесью концентрированных плавиковой и азотной кислот. Стронций выделялся на хроматографических колонках с внутренним диаметром 8 мм, заполненных 5 см³ смолы Dowex 50×8 крупностью 200–400 меш. В качестве элюента использовалась 2 N соляная кислота. Изотопные отношения стронция измерялись на масс-спектрометре "Finnigan MAT 262" Иркутского Центра коллективного пользования. В период измерений значения изотопного стандарта стронция NBS SRM 987 составили 0,71028±0,00002. Результаты измерений приведены в табл. 1–3 в пересчете на значение стандарта 0,71025. Начальные стронциевые изотопные отношения (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)₀ рассчитывались по концентрациям Rb и Sr, измеренным методом изотопного разбавления.

Таблица 1. Содержания петрогенных оксидов (мас. %) и микроэлементов (мкг/г) в эоценовых вулканических и субвулканических породах и пермо-триасовых интрузивах и дайках.

№ п/п № образца	1	2	3	4	5	6	7	8
	П-480-1	Ш-00-59	Ш-00-60	Ш-00-61	Ш-00-52	Ш-00-58	Ш-00-57	Ш-00-56
Широта, град.		42° 46.90'	42° 46.90'	42° 47.06'	42° 47.64'	42° 47.17'	42° 47.04'	42° 46.99'
Долгота, град.		131° 20.77'	131° 20.77'	131° 20.47'	131° 46.87'	131° 21.74'	131° 21.88'	131° 21.99'
SiO ₂	67,3	48,24	49,04	47,82	50,31	48,10	47,34	47,54
TiO ₂	0,98	2,05	2,18	2,10	1,70	2,06	2,08	2,03
Al ₂ O ₃	15,5	17,29	16,66	16,91	16,12	16,84	17,46	16,54
Fe ₂ O ₃	2,1	6,03	5,46	4,34	4,52	4,40	3,45	3,37
FeO	1,35	3,44	5,64	6,02	3,05	7,26	8,11	8,84
MnO	0,02	0,15	0,17	0,16	0,16	0,19	0,17	0,17
MgO	1,7	3,94	1,82	4,54	5,88	4,57	4,87	5,37
CaO	1,96	8,97	8,19	6,81	9,72	7,31	7,56	6,81
Na ₂ O	3,84	3,74	3,88	3,93	2,86	3,45	4,02	4,18
K ₂ O	2,95	1,74	1,98	1,92	1,86	1,86	1,99	2,02
P ₂ O ₅	0,17	0,55	0,79	0,92	0,92	0,82	0,88	0,94
H ₂ O ⁻	0,06	1,28	0,78	0,59	0,20	0,50	0,21	0,20
H ₂ O ⁺	1,8	2,84	3,03	3,54	2,83	2,29	1,57	1,82
Сумма	99,73	100,26	99,62	99,60	100,13	99,65	99,71	99,83
Sc	4,4	29,7	22,9	26,4	22,5	20,7	26,1	28,3
Rb	58	18,0	16,4	20,1	19,1	15,8	24,0	28,1
Sr	505	802	655	745	723	693	731	775
Y	7,6	33,8	33,3	36,8	36,4	30,8	37,6	34,9
Zr	73	276	318	326	357	258	309	293
Nb	10,1	37,2	32,9	31,6	30,2	28,8	35,2	29,9
Sn	1,2	2,0	2,0	1,7	2,9	1,6	2,3	1,9
Cs	1,06	0,78	0,33	1,52	1,83	0,55	5,42	3,11
Ba	965	341	602	383	410	531	380	351
La	33,9	36,4	41,3	36,9	33,6	34,8	34,5	33,4
Ce	59	72	89	78	73	72	75	71
Pr	6,24	8,50	9,89	9,18	9,18	8,84	8,33	8,17
Nd	22,1	39,1	46,6	38,0	36,5	40,6	35,5	34,7
Sm	3,12	7,56	8,63	7,82	7,70	7,40	6,98	7,48
Eu	0,87	2,40	2,46	2,42	2,25	2,32	2,21	2,33
Gd	2,07	7,53	8,49	6,83	6,75	7,00	6,64	6,68
Tb	0,30	1,11	1,15	1,05	1,13	1,06	0,98	1,00
Dy	1,31	5,84	6,39	5,84	5,91	5,65	5,39	5,53
Ho	0,22	1,20	1,21	1,06	1,11	1,15	1,06	1,00
Er	0,55	3,40	3,28	3,19	3,30	3,01	3,02	3,15
Yb	0,53	2,82	3,27	3,05	2,78	2,83	2,58	2,74
Lu	0,07	0,47	0,52	0,47	0,47	0,46	0,41	0,44
Hf	2,28	5,72	6,24	5,87	6,22	5,54	4,77	5,51
Ta	0,77	2,06	2,03	1,65	1,61	1,62	1,33	1,54
Pb	19	4,5	4,6	7,4	5,2	3,1	4,4	3,7
Th	7,9	2,9	2,9	2,4	2,3	2,3	1,8	2,1
U	1,79	0,78	0,76	0,69	0,58	0,63	0,45	0,66
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	0,705200±36					0,704150±7		0,704466±10
(⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr) ₀	0,705021					0,704117		0,704418

Таблица 1 (Продолжение).

№ п/п № образца	9 Ш-00-55	10 Ш-00-54	11 Ш-00-53	12 Ш-00-53/А	13 Ш-00-53/В	14 Ш-00-96	15 Ш-00-97
Широта, град.	42° 46.91'	42° 46.78'	42° 46.65'	42° 46.55'	42° 46.55'	42° 38.34'	42° 38.34'
Долгота, град.	131° 22.02'	131° 22.21'	131° 22.30'	131° 22.30'	131° 22.30'	131° 00.41'	131° 00.41'
SiO ₂	56,78		46,82	48,32	47,68	49,70	46,17
TiO ₂	1,05		1,51	2,01	2,18	1,42	1,48
Al ₂ O ₃	17,19		16,98	16,71	17,71	16,36	14,41
Fe ₂ O ₃	1,95		4,15	3,05	3,87	2,84	3,69
FeO	3,61		6,00	6,51	7,64	5,38	6,55
MnO	0,11	Не опр.	0,18	0,18	0,17	0,12	0,15
MgO	2,50		6,21	5,29	4,51	7,68	11,21
CaO	6,46		7,60	7,43	7,33	7,52	7,95
Na ₂ O	4,17		4,09	4,11	3,93	3,07	2,08
K ₂ O	2,64		1,86	2,04	1,81	1,56	1,27
P ₂ O ₅	0,32		0,68	0,75	0,90	0,37	0,43
H ₂ O ⁻	0,65		0,40	0,28	0,24	0,11	0,13
H ₂ O ⁺	2,64		3,31	3,05	1,87	3,39	4,22
Сумма	100,07		99,79	99,73	99,84	99,52	99,74
Sc	26,6	27,2	20,4	20,7	26,0	26,0	26,1
Rb	31,7	18,7	20,4	21,2	18,6	37,5	26,6
Sr	614	737	671	645	763	793	718
Y	22,6	39,0	30,8	28,1	37,0	21,4	21,5
Zr	179	329	301	272	291	100	98
Nb	27,4	34,4	27,1	29,5	31,1	20,4	17,8
Sn	2,1	2,4	2,8	1,7	2,0	2,2	1,8
Cs	0,32	0,19	0,53	1,04	2,30	5,27	5,35
Ba	278	363	366	518	389	315	332
La	27,3	35,3	30,6	34,0	34,8	25,3	21,9
Ce	52	75	65	69	76	52	49
Pr	5,58	8,79	8,01	7,88	8,84	6,17	6,06
Nd	21,5	36,5	31,6	35,7	36,5	24,3	24,8
Sm	4,48	7,50	6,61	6,98	7,69	4,76	5,48
Eu	1,37	2,44	1,87	1,93	2,42	1,43	1,62
Gd	4,13	6,89	5,73	6,09	6,87	4,51	4,90
Tb	0,63	1,04	0,97	0,88	1,00	0,74	0,79
Dy	3,69	5,86	4,88	4,56	5,63	3,64	3,96
Ho	0,61	1,03	0,98	0,95	1,01	0,67	0,79
Er	1,90	3,34	2,66	2,53	3,23	1,78	2,14
Yb	1,72	2,89	2,46	2,49	2,79	1,43	1,65
Lu	0,26	0,47	0,39	0,36	0,46	0,20	0,25
Hf	3,72	5,73	5,43	5,37	5,70	2,28	2,64
Ta	1,85	1,67	1,57	1,63	1,81	1,14	1,10
Pb	8,5	3,5	5,1	4,8	3,8	12	7,1
Th	8,2	2,2	2,9	3,2	2,2	2,8	2,3
U	1,83	0,66	0,75	0,80	0,74	0,56	0,58
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr				0,704250±11			0,704066±9
(⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr) ₀				0,704207			0,704011

Таблица 1 (Окончание).

№ п/п № образца	16 Ш-00-99	17 Ш-00-99б	18 Ш-00-98	19 Ш-00-100	20 Ш-00-67	21 Ш-00-66
Широта, град.	42° 38.34'	42° 38.34'	42° 38.34'	42° 38.34'		
Долгота, град.	131° 00.41'	131° 00.41'	131° 00.41'	131° 00.41'		
SiO ₂	50,62	51,06	63,41	69,00	64,14	56,02
TiO ₂	1,28	1,16	0,68	0,10	0,65	0,90
Al ₂ O ₃	18,25	17,28	13,73	12,03	18,20	15,57
Fe ₂ O ₃	5,90	4,86	2,44	4,37	1,77	2,43
FeO	2,28	2,65	2,44	1,21	2,12	3,46
MnO	0,12	0,11	0,07	0,04	0,06	0,10
MgO	7,97	6,73	4,22	0,60	1,59	4,96
CaO	3,87	6,62	3,38	4,76	5,23	4,57
Na ₂ O	3,86	4,02	4,03	3,28	4,43	4,26
K ₂ O	1,84	1,75	2,88	4,22	1,10	1,48
P ₂ O ₅	0,43	0,43	0,17	0,05	0,16	0,30
H ₂ O ⁻	0,21	0,11	0,10	0,00	0,08	0,19
H ₂ O ⁺	2,95	2,97	2,62	0,22	0,92	5,29
Сумма	99,58	99,75	100,17	99,88	100,45	99,53
Sc	20,0	21,8	2,5	2,8	10,0	7,2
Rb	33	33	78	106	30	22
Sr	878	877	566	79	533	1560
Y	19,2	17,4	15,1	14,5	9,6	9,7
Zr	72	64	82	41	80	57
Nb	13,4	14,5	14,1	24,8	3,83	10,6
Sn	1,6	1,1	2,3	1,7	2,92	1,5
Cs	0,99	0,97	2,66	0,80	1,24	1,11
Ba	562	698	595	165	338	1458
La	34,0	39,4	28,3	22,3	22,3	28,4
Ce	75	79	56	41	45	57
Pr	9,26	9,39	5,72	3,99	5,79	6,3
Nd	35,1	40,6	21,8	13,3	19,2	22,6
Sm	6,23	6,58	3,73	2,42	3,06	3,56
Eu	1,73	1,98	0,97	0,22	0,96	1,04
Gd	4,86	5,44	3,08	1,88	2,38	2,76
Tb	0,75	0,76	0,45	0,36	0,33	0,42
Dy	3,40	3,54	2,46	1,89	1,54	1,80
Ho	0,63	0,67	0,49	0,37	0,27	0,36
Er	1,65	1,59	1,35	1,07	0,69	0,82
Yb	1,15	1,34	1,18	1,30	0,61	0,71
Lu	0,16	0,17	0,17	0,18	0,07	0,09
Hf	2,14	2,15	1,90	1,83	2,20	1,51
Ta	0,76	0,77	0,87	2,38	0,23	0,57
Pb	7,5	6,3	16	44	8,2	13
Th	3,4	3,4	7,9	21	4,1	3,0
U	0,69	0,65	1,51	3,71	0,67	0,53
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr				0,706703±16		
(⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr) ₀				0,704748		

Примечание. 1 – дацит экструзии Школьная; 2–8, 10–13 – титанистые базальты п-ова Клерка (порядок образцов в таблице соответствует их распределению вдоль п-ова в направлении с северо-запада на юго-восток); 9 – фрагмент трахиандезитового потока (дайки?) на контакте с прослоем песчаника; 14–19 – дайки базальтов мыса Лукина (местоположение и состав см. рис. 2); 20–21 – пермо-триасовые породы о. Гаккеля; 20 – крупнозернистый гранодиорит гамовского комплекса, 21 – прорывающая его андезитовая дайка.

Таблица 2. Содержания петрогенных оксидов (мас. %) и микроэлементов (мкг/г) в нижнеолигоценых вулканических и субвулканических породах краскинского комплекса.

№ п/п № образца	1 Ш-00-93	2 Ш-00-90	3 Ш-00-94/А	4 Ш-00-95	5 Ш-00-91	6 Ш-00-92
Широта, град.	42° 39.47'	42° 38.02'	42° 39.52'	42° 39.52'	42° 38.02'	42° 38.02'
Долгота, град.	130° 50.27'	130° 48.51'	130° 47.02'	130° 47.02'	130° 48.51'	130° 48.51'
SiO ₂	46,70	54,73	60,58	60,20	63,36	63,39
TiO ₂	1,35	1,16	0,76	0,84	0,65	0,69
Al ₂ O ₃	15,68	16,43	15,60	15,55	14,83	16,14
Fe ₂ O ₃	2,27	4,65	2,35	3,06	2,76	3,62
FeO	7,15	2,76	3,33	2,94	2,88	1,51
MnO	0,16	0,12	0,10	0,09	0,08	0,09
MgO	8,89	4,55	3,12	3,20	2,10	2,08
CaO	8,69	6,34	5,78	5,40	4,71	3,91
Na ₂ O	3,09	3,98	4,22	4,10	3,92	4,19
K ₂ O	1,63	1,30	1,21	2,48	0,89	2,65
P ₂ O ₅	0,66	0,44	0,26	0,25	0,27	0,26
H ₂ O ⁻	0,28	0,49	0,48	0,95	0,58	0,60
H ₂ O ⁺	3,43	2,61	2,11	0,92	3,00	0,90
Сумма	99,98	99,56	99,90	99,98	100,03	100,03
Sc	24,0	18,9	12,3	6,3	8,6	9,4
Rb	18,8	24,5	59,2	40,8	17,0	63
Sr	1023	1180	883	647	1082	622
Y	27,4	20,2	15,1	15,6	16,4	16,8
Zr	210	242	173	146	259	263
Nb	17,1	19,2	9,8	11,0	12,3	12,9
Sn	1,6	1,5	2,2	2,1	1,9	1,6
Cs	3,93	7,9	76	0,66	16,0	0,90
Ba	1216	773	540	467	751	858
La	48,8	39,8	29,0	29,2	34,9	38,1
Ce	105	79	55	59	66	70
Pr	12,5	8,2	6,1	6,3	7,2	7,8
Nd	47,7	31,3	22,7	22,8	25,4	28,1
Sm	8,11	5,45	3,82	3,92	4,21	4,84
Eu	2,07	1,63	1,12	1,07	1,13	1,25
Gd	5,95	4,29	3,26	3,32	3,17	3,67
Tb	0,92	0,62	0,52	0,50	0,53	0,58
Dy	4,44	3,02	2,45	2,44	2,42	2,74
Ho	0,82	0,60	0,49	0,50	0,46	0,53
Er	2,45	1,59	1,31	1,20	1,30	1,43
Yb	2,27	1,38	1,10	1,25	1,19	1,24
Lu	0,36	0,21	0,16	0,19	0,17	0,19
Hf	4,29	3,97	3,72	3,37	5,07	5,40
Ta	1,02	0,75	0,71	0,69	0,80	0,84
Pb	9,4	12	28	19	14	14
Th	7,4	4,5	7,3	7,0	7,4	8,7
U	1,23	0,92	1,27	1,28	1,43	1,67
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr		0,704960±30		0,704192±9		
(⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr) ₀		0,704934		0,704111		

Таблица 2 (Продолжение).

№ п/п № образца	7 Ш-00-71	8 Ш-00-76	9 Ш-00-76/1	10 Ш-00-77	11 Ш-81-А	12 Ш-00-82
Широта, град.	42° 35.75'	42° 35.74'	42° 35.74'	42° 35.74'	42° 35.93'	42° 35.93'
Долгота, град.	130° 54.08'	130° 54.76'	130° 54.76'	130° 54.76'	130° 53.81'	130° 53.81'
SiO ₂	58,68	61,34	60,60	61,13	57,66	59,77
TiO ₂	1,22	0,74	0,76	0,85	He опр.	1,02
Al ₂ O ₃	18,04	16,37	15,66	16,72	17,87	17,43
Fe ₂ O ₃	3,99	3,04	3,45	4,23	1,03	3,31
FeO	1,94	1,71	1,39	1,73	4,10	2,73
MnO	0,09	0,09	0,11	0,09	0,09	0,10
MgO	1,65	2,30	3,09	1,57	4,23	2,05
CaO	5,04	5,66	5,36	5,09	6,73	4,45
Na ₂ O	4,72	3,74	3,85	4,25	4,88	4,50
K ₂ O	2,43	2,24	2,46	2,44	2,81	2,66
P ₂ O ₅	0,27	0,24	0,20	0,26	0,25	0,27
H ₂ O ⁻	0,53	1,01	1,23	0,56	0,24	0,45
H ₂ O ⁺	1,22	1,21	1,35	0,77	0,24	0,86
Сумма	99,82	99,69	99,51	99,69	100,13	99,60
Sc	15,3	13,5	12,9	12,6	12,5	12,0
Rb	47,7	51,6	53,2	55,4	42,2	51,9
Sr	526	551	577	537	502	519
Y	20,8	15,3	16,5	16,7	23,8	22,9
Zr	243	203	202	221	240	275
Nb	16,5	10,9	10,9	12,1	15,4	14,9
Sn	1,5	1,8	1,7	1,4	1,8	2,3
Cs	0,80	0,59	0,67	0,66	0,69	0,94
Ba	728	636	700	673	547	587
La	36,2	29,1	30,3	32,4	36,6	33,1
Ce	69	56	58	61	67	65
Pr	7,38	6,07	6,38	6,90	7,64	7,47
Nd	30,5	21,7	23,1	23,9	27,8	27,7
Sm	5,61	3,96	4,13	4,36	5,09	5,09
Eu	1,50	1,09	1,17	1,13	1,42	1,41
Gd	4,85	3,16	3,34	3,55	4,17	4,56
Tb	0,72	0,48	0,56	0,58	0,73	0,72
Dy	3,60	2,42	2,53	2,76	3,51	3,65
Ho	0,76	0,47	0,50	0,53	0,72	0,71
Er	1,95	1,29	1,45	1,33	1,79	1,93
Yb	1,93	1,23	1,26	1,36	2,01	1,67
Lu	0,25	0,19	0,21	0,21	0,29	0,26
Hf	5,31	4,17	4,50	4,39	5,56	5,58
Ta	1,00	0,70	0,74	0,76	1,05	0,94
Pb	10	11	12	11	9,7	9,6
Th	6,8	6,6	7,1	7,6	7,6	7,1
U	1,11	1,42	1,42	1,51	1,40	1,32
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr		0,704539±15			0,704760±24	0,704578±9
(⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr) ₀		0,704419			0,704681	0,704449

Таблица 2 (Окончание).

№ п/п № образца	13 Ш-00-84	14 Ш-00-62	15 Ш-00-75	16 Ш-00-74	17 Ш-00-78	18 Ш-00-80
Широта, град.	42° 42.04'	42° 36.66'	42° 35.74'	42° 35.74'	42° 35.57'	42° 35.57'
Долгота, град.	130° 49.47'	130° 56.85'	130° 54.76'	130° 54.76'	130° 55.23'	130° 55.23'
SiO ₂	76,6	69,73	67,75	74,81	67,93	65,11
TiO ₂	0,10	0,12	0,10	0,10	0,10	0,10
Al ₂ O ₃	9,28	12,5	12,18	9,13	13,05	13,19
Fe ₂ O ₃	0,72	2,2	0,64	2,76	0,00	1,56
FeO	0,49	0,38	0,94	4,55	1,50	0,63
MnO	0,01	0,00	0,04	0,06	0,05	0,02
MgO	0,61	0,30	0,90	0,00	0,10	1,11
CaO	4,07	5,85	4,33	2,22	4,7	4,77
Na ₂ O	2,15	3,21	3,69	1,69	4,18	3,27
K ₂ O	3,7	4,49	3,36	4,4	4,08	3,56
P ₂ O ₅	сл,	0,05	сл,	0,02	сл,	сл,
H ₂ O ⁻	0,00	0,00	0,68	0,32	0,00	0,00
H ₂ O ⁺	2,27	0,97	5,37	0,12	4,10	6,75
Сумма	100,00	99,80	99,98	100,18	99,79	100,07
Sc	2,4	2,9	3,2	2,7	3,3	2,8
Rb	39,6	83,7	87	63	84	171
Sr	216	135	103	99	80	154
Y	10,6	9,7	11,2	9,8	14,3	11,8
Zr	101	57	146	146	78,3	179
Nb	13,2	14,8	11,3	9,4	14,0	11,5
Sn	1,5	0,76	1,7	1,8	7,3	2,1
Cs	1,08	1,37	4,48	1,19	3,21	5,40
Ba	828	553	684	651	431	660
La	36,5	34,4	40,8	32,1	34,0	39,1
Ce	68	56	63	51	56	63
Pr	5,99	5,25	5,61	4,61	5,39	5,71
Nd	18,0	16,9	17,7	15,1	16,9	18,4
Sm	2,68	2,18	2,55	2,05	2,77	2,46
Eu	0,63	0,56	0,47	0,49	0,38	0,58
Gd	1,75	1,62	1,77	1,49	2,03	1,90
Tb	0,27	0,30	0,32	0,27	0,37	0,31
Dy	1,41	1,36	1,55	1,32	1,85	1,58
Ho	0,27	0,27	0,31	0,26	0,35	0,31
Er	0,14	0,13	0,89	0,74	1,06	0,89
Yb	1,04	0,82	1,09	0,97	1,44	1,18
Lu	0,15	0,13	0,15	0,13	0,19	0,16
Hf	2,83	1,92	3,80	3,54	2,71	4,27
Ta	0,93	1,31	1,08	0,80	1,38	1,02
Pb	27	13	17	13	18	16
Th	11,4	14,6	16,8	11,8	18,1	14,7
U	1,64	2,28	2,81	1,56	3,44	2,48
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	0,705510±70		0,706050±60	0,705540±33	0,706070±50	
(⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr) ₀	0,705302		0,704551	0,704742	0,704754	

Примечание. 1 – базальт, северный берег бухты Новгородской; 2 – андезибазальт западного окончания п-ова Краббе; 3–12 – группа пород андезит-дацит-трахиандезит-трахидацитового состава: 3–4 – берег бухты Экспедиции севернее Посьета, 5–6 – западная оконечность п-ова Краббе, 7–10 – его юго-восточный берег, 11–12 – его центральная часть; 13–18 – группа пород риолит-трахириолитового состава: 13 – рвущие тела восточнее Краскино (петротип), 14 – м. Гаккеля, 15–16 – юго-восточный берег п-ова Краббе, 17–18 – там же, м. Деггера.

Таблица 3. Содержания петрогенных оксидов (мас. %) и микроэлементов (мкг/г) в породах олигоцен-миоценовой границы и среднего-верхнего миоцена.

№ п/п № образца	1 Ш-00-40	2 Ш-00-35	3 Ш-00-30	4 Ш-00-33	5 Ш-00-32	6 Ш-00-36	7 Ш-00-31
Широта, град.	42° 53.40'	42° 54.07'	42° 53.44'	42° 53.57'	42° 53.52'	42° 54.09'	42° 53.48'
Долгота, град.	131° 24.02'	131° 24.38'	131° 24.06'	131° 24.24'	131° 24.19'	131° 24.40'	131° 24.11'
SiO ₂	50,26	50,64		47,51	51,00	48,72	49,36
TiO ₂	1,00	1,21		1,10	1,10	1,06	1,21
Al ₂ O ₃	18,62	17,94		18,04	17,63	17,45	18,70
Fe ₂ O ₃	5,31	4,88		4,31	5,12	5,43	4,31
FeO	1,31	4,88		2,23	1,31	0,86	4,55
MnO	0,13	0,15		0,14	0,13	0,14	0,15
MgO	4,92	4,36	Не опр.	5,75	4,53	5,34	4,31
CaO	10,61	7,72		11,08	10,93	9,94	9,34
Na ₂ O	2,87	3,11		1,90	2,57	2,40	3,64
K ₂ O	2,14	1,80		2,67	2,29	2,70	2,05
P ₂ O ₅	0,50	0,28		0,50	0,75	0,67	0,40
H ₂ O ⁻	0,56	1,25		0,30	0,60	0,78	0,69
H ₂ O ⁺	1,57	1,36		3,87	1,91	3,94	1,19
Сумма	99,80	99,58		99,40	99,87	99,43	99,90
Sc	24,6	22,6	17,5	39,9	25,7	27,5	24,9
Rb	102	59	104	127	72	79	66
Sr	927	546	536	719	562	466	589
Y	38	23	25	25	25	24	26
Zr	185	120	207	111	141	104	146
Nb	11,1	8,10	12,10	6,22	9,12	6,53	7,46
Sn	1,3	0,82	1,2	1,6	1,1	1,3	1,3
Cs	1,77	1,24	3,55	1,48	1,36	2,58	0,82
Ba	570	475	576	309	614	313	444
La	22,7	14,9	22,8	12,7	16,7	12,7	14,9
Ce	53	33	47	31	36	31	34
Pr	6,63	4,24	5,19	3,89	4,45	4,02	4,63
Nd	30,8	20,3	21,0	17,9	22,0	18,2	19,2
Sm	8,06	4,67	4,38	4,20	4,75	4,15	4,58
Eu	2,62	1,35	1,29	1,37	1,45	1,42	1,37
Gd	8,55	4,65	3,90	4,19	4,77	4,13	4,56
Tb	1,43	0,71	0,61	0,64	0,71	0,66	0,73
Dy	7,97	3,88	3,57	3,65	4,09	3,86	4,03
Ho	1,52	0,83	0,67	0,67	0,90	0,70	0,82
Er	4,73	2,27	2,00	2,24	2,37	2,25	2,38
Yb	4,17	2,34	2,10	1,90	2,23	2,02	2,13
Lu	0,73	0,36	0,34	0,32	0,37	0,32	0,35
Hf	6,10	2,95	4,62	2,57	3,21	2,59	3,45
Ta	0,95	0,46	0,70	0,32	0,53	0,39	0,44
Pb	8,5	4,9	8,7	4,2	4,9	3,6	5,6
Th	5,9	2,6	4,6	2,1	3,0	2,2	3,2
U	2,21	0,69	1,39	0,59	0,79	0,66	0,83
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr		0,704250±10		0,704562±20			0,704566±20
(⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr) ₀		0,704158		0,704410			0,704470

Таблица 3 (Продолжение).

№ п/п № образца	8 Ш-00-37	9 Ш-00-38	10 Ш-00-39	11 Ш-00-41	12 Ш-00-42	13 Ш-00-43	14 Ш-00-44
Широта, град.	42° 54.08'	42° 54.12'	42° 54.14'	42° 51.70'	42° 51.70'	42° 51.75'	42° 53.38'
Долгота, град.	131° 24.43'	131° 24.45'	131° 24.46'	131° 24.67'	131° 24.67'	131° 24.67'	131° 18.00'
SiO ₂	47,57	61,18	55,56	61,66	64,27	61,46	62,19
TiO ₂	1,31	0,44	0,60	0,24	0,4	0,46	0,12
Al ₂ O ₃	18,13	16,41	17,52	14,46	13,73	15,88	15,75
Fe ₂ O ₃	5,56	4,14	4,85	4,02	1,85	2,51	2,96
FeO	4,69	0,77	0,31	1,94	1,00	1,00	1,79
MnO	0,16	0,10	0,09	0,01	0,07	0,07	0,01
MgO	4,57	1,51	2,02	0,8	2,3	2,52	1,4
CaO	7,97	7,57	8,55	8,23	5,68	6,31	7,79
Na ₂ O	3,43	3,07	3,30	2,75	3,6	3,4	2,54
K ₂ O	1,97	3,20	3,30	3,33	3,51	3,81	2,76
P ₂ O ₅	0,34	0,40	0,35	0,05	0,04	0,12	0,05
H ₂ O ⁻	0,92	0,02	1,46	0,00	0,81	1,12	0,00
H ₂ O ⁺	3,12	1,35	1,98	2,7	2,94	1,49	2,33
Сумма	99,74	100,16	99,89	100,19	100,2	100,15	99,69
Sc	27,6	7,5	7,2	5,5	5,3		7,3
Rb	79	97	111	79	98		84
Sr	819	791	786	304	248		354
Y	25,5	18,3	20,2	14,5	16,0		16,9
Zr	122	145	182	50	94		99
Nb	6,64	8,59	7,96	12,6	13,2	He опр,	13,3
Sn	1,3	1,9	1,7	1,3	1,5		1,3
Cs	2,75	2,58	2,37	2,54	2,27		1,47
Ba	349	564	674	590	670		684
La	12,40	22,53	21,41	32,8	37,2		34,2
Ce	30,3	45,7	45,3	64	71		65
Pr	4,02	5,20	5,64	6,21	6,88		6,42
Nd	18,01	20,29	22,39	22,1	25,4		24,7
Sm	4,33	4,10	4,31	3,46	3,79		4,04
Eu	1,40	1,19	1,27	0,81	0,91		1,01
Gd	4,44	3,16	3,63	3,08	3,50		3,78
Tb	0,73	0,45	0,57	0,48	0,59		0,60
Dy	4,16	2,68	2,94	2,54	2,88		3,10
Ho	0,80	0,45	0,60	0,49	0,55		0,58
Er	2,25	1,64	1,73	1,43	1,56		1,69
Tm		Не определялось		0,22	0,25		0,24
Yb	2,18	1,46	1,70	1,56	1,90		1,81
Lu	0,33	0,26	0,26	0,24	0,29		0,29
Hf	3,01	3,32	3,92	1,78	3,03		3,06
Ta	0,38	0,53	0,46	1,15	1,20		1,13
Pb	4,1	10,9	13	14	17		15
Th	2,4	3,7	4,2	9,7	11,1		10,3
U	0,62	1,35	1,32	1,82	2,38		2,08
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	0,704314		0,705092				
	±20		±10				
(⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr) ₀	0,704231		0,704970				

Таблица 3 (Продолжение).

№ п/п № образца	15 Ш-00-45	16 Ш-00-47	17 Ш-47-Б	18 Ш-00-47-В	19 Ш-00-48	20 Ш-00-49	21 Ш-00-49-а
Широта, град.	42° 53.38'	42° 52.44'		42° 52.44'	42° 52.44'	42° 52.84'	42° 48.12'
Долгота, град.	131° 18.00'	131° 18.29'		131° 18.29'	131° 18.29'	131° 21.36'	131° 20.92'
SiO ₂	61,49	61,29	59,58	61,33	62,07		
TiO ₂	0,6	0,60	0,30	0,60	0,20		
Al ₂ O ₃	15,56	15,45	15,90	15,60	15,43		
Fe ₂ O ₃	3,03	2,04	5,70	2,06	3,72		
FeO	0,69	1,75	0,69	0,84	0,62		
MnO	0,02	0,09	0,04	0,05	0,02	Не определялось	
MgO	2,82	2,40	1,21	2,92	0,30		
CaO	6,14	6,13	7,86	6,14	9,33		
Na ₂ O	3,76	3,94	3,30	4,12	2,92		
K ₂ O	3,5	3,77	3,00	3,53	2,85		
P ₂ O ₅	0,12	0,13	0,05	0,04	0,05		
H ₂ O ⁻	0,60	0,44	0,00	0,46	0,20		
H ₂ O ⁺	1,68	1,98	1,91	1,80	2,35		
Сумма	100,01	100,01	99,54	99,49	100,06		
Sc	7,5	6,7	6,7	6,5	7,7	5,1	6,3
Rb	82	82	80	71	93	98	103
Sr	363	310	329	366	375	256	301
Y	14,2	15,9	15,3	14,6	21,0	16,2	16,6
Zr	44	49	46	45	44	124	148
Nb	12,5	12,7	12,6	11,2	13,4	12,4	14,3
Sn	1,2	1,3	1,2	1,2	2,3	1,7	1,4
Cs	1,61	1,56	1,48	1,38	1,96	1,62	2,74
Ba	1093	665	666	608	688	886	670
La	36,7	35,0	34,6	31,7	36,8	38,9	35,4
Ce	77	69	68	61	66	73	66
Pr	7,07	6,77	6,55	6,22	7,09	7,21	6,74
Nd	24,5	25,0	23,7	22,7	25,5	26,1	24,5
Sm	3,78	3,97	3,85	3,74	4,29	4,10	4,05
Eu	1,03	0,98	0,94	1,00	1,07	0,94	0,94
Gd	3,59	3,68	3,48	3,46	3,79	3,78	3,71
Tb	0,54	0,58	0,56	0,55	0,66	0,58	0,59
Dy	2,79	2,93	2,80	2,67	3,19	2,88	2,97
Ho	0,52	0,56	0,53	0,52	0,63	0,56	0,59
Er	1,32	1,44	1,48	1,47	1,59	1,59	1,63
Tm	0,20	0,23	0,22	0,21	0,24	0,26	0,25
Yb	1,38	1,59	1,43	1,47	1,60	1,82	1,81
Lu	0,23	0,25	0,25	0,24	0,21	0,31	0,31
Hf	1,35	1,78	1,64	1,69	1,58	3,74	3,77
Ta	1,04	1,03	1,04	1,02	1,03	1,14	1,29
Pb	15	15	14	14	16	17	21
Th	9,1	9,8	9,6	9,2	11,1	12,0	11,0
U	1,53	1,76	1,63	1,55	1,63	2,30	2,66

Таблица 3 (Окончание).

№ п/п № образца	22 Ш-00-50	23 Ш-00-51	24 Ш-00-103	25 Я-4128	26 Ш-00-46
Широта, град.	42° 48.12'	42° 48.12'	43° 21.60'		42° 54.33'
Долгота, град.	131° 20.92'	131° 20.92'	131° 42.64'		131° 19.45'
SiO ₂	62,00	62,60	54,07	52,51	47,13
TiO ₂	0,10	0,10	1,66	1,6	2,65
Al ₂ O ₃	15,93	16,28	15,9	15,75	18,2
Fe ₂ O ₃	4,64	3,48	2,76	1,67	3,95
FeO	0,52	1,11	7,49	8,91	6,71
MnO	0,10	0,11	0,14	0,13	0,15
MgO	0,30	0,12	6	7,37	4,63
CaO	7,40	7,57	7,89	8,27	8,34
Na ₂ O	3,25	3,50	2,89	2,6	3,08
K ₂ O	3,25	3,10	0,41	0,44	1,89
P ₂ O ₅	0,05	0,05	0,2	0,19	0,64
H ₂ O ⁻	0,00	0,00	0,15	0,08	0,47
H ₂ O ⁺	2,34	1,66	0,95	0,69	2,37
Сумма	99,88	99,68	100,51	100,21	100,21
Sc	4,0	3,8	18,3	19,7	13,2
Rb	116	127	9,25	10,0	15,2
Sr	552	568	375	457	498
Y	15,0	14,0	18,2	18,1	17,2
Zr	81	50	70	79	142
Nb	10,7	10,8	4,8	7,1	24,7
Sn	0,82	0,82	1,2	5,2	1,26
Cs	3,98	4,95	0,22	0,18	0,12
Ba	717	727	177	164	199
La	25,7	27,1	6,86	8,27	17,7
Ce	50	51	17,2	18,6	38
Pr	5,24	5,55	2,44	2,57	4,12
Nd	19,4	20,9	14,0	13,50	17,5
Sm	3,21	3,21	4,44	4,01	3,88
Eu	0,98	1,00	1,63	1,69	1,26
Gd	2,40	2,53	4,63	4,13	3,50
Tb	0,41	0,42	0,72	0,64	0,53
Dy	2,11	2,06	3,84	3,59	2,93
Ho	0,42	0,39	0,71	0,63	0,56
Er	1,28	1,12	1,84	1,87	1,56
Tm	0,21	0,17			
Yb	1,56	1,23	1,52	1,38	1,34
Lu	0,23	0,17	0,21	0,21	0,19
Hf	2,48	1,54	1,98	2,24	2,67
Ta	0,81	0,84	0,29	0,38	1,17
Pb	13	13	3,4	5,5	3,5
Th	8,1	7,6	0,7	1,2	1,3
U	2,12	1,80	Сл.	0,23	0,35
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	0,704340±30	0,704318±30			
(⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr) ₀	0,704148	0,704112			

Примечание. 1–23 – славянский комплекс: 1–10 – разрез у порта Славянка (рис. 3): 1–8 базальты, 9–10 – венчающие разрез потоки андезитового (9) и трахиандезитового (10) состава; 11–21 – лавовые потоки и экструзии дацит-трахидацитового состава района порта Славянка; 22–23 – дацитовая экструзия м. Нерпа. 24–26 – базальтовые останцы южной периферии средне-верхнемиоценового Шкотовского вулканического поля (№ 24 находится за северной рамкой схемы рис. 1 на 192-м км дороги Славянка–Владивосток [13]).

ПЕТРОГЕННЫЕ ОКСИДЫ

На рис. 4 показано возрастное изменение состава вулканических пород в координатах $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ – SiO_2 . В интервале 46–34 млн лет назад за дацитовыми экструзиями нарвского комплекса следовали умеренно щелочные базальты и трахиандезиты п-ова Клерка. Базальтовые дайки м. Лукина (обр. Ш-00-96, 97) занимают переходную область между умеренно и нормально щелочными породами (рис. 4А). Серия пород краскинского комплекса в петрохимическом отношении подобна риолитовой и дацитовой дайкам м. Лукина (табл. 2, рис. 4А,Б).

Гомодромная последовательность пород славянского комплекса возрастом около 23 млн лет началась умеренно щелочными и переходными базальтами и завершалась дацитами. Андезибазальтовые лавы шуфанской свиты нормальной щелочности (обр. Я-4128 и Ш-00-103 в табл. 3) коррелируются по химическому составу с известково-щелочными лавами нижних частей разрезов Шуфанского и Шкотовского плато с К-Аг датировками в интервале 13,3–13,0 млн лет (пакеты Шф-1 и Шк-2). Последовательность завершается мегаплагиофировыми базальтами с уме-

ренной щелочностью (обр. Ш-00-46), подобными по составу мегаплагиофировым лавам верхней части разреза Шкотовского плато с К-Аг датировкой $9,4\pm 0,3$ млн лет [11, 13].

Возрастное изменение состава базальтов хорошо выражено на диаграмме TiO_2 – K_2O (рис. 5). В интервалах 38–34 и 13–9 млн лет назад выделяются две ветви: высокотитанистая и низкокалиевая. Высокотитанистую ветвь образует серия базальтов умеренной щелочности п-ова Клерка. Содержания TiO_2 в большинстве образцов серии варьируют в интервале 2,0–2,2 мас. %, снижаются до интервала 1,5–1,7 мас. % в образцах Ш-00-52, 53 и повышаются до 2,65 мас. % в мегаплагиофировом базальте шуфанской свиты (обр. Ш-00-46). Низкокалиевая ветвь представлена переходными базальтовыми дайками м. Лукина (K_2O 1,27–1,56 мас. %) и известково-щелочными андезибазальтами шуфанской свиты (K_2O 0,41–0,44 мас. %). Датированная дайка возрастом 38,1 млн лет (Ш-00-97) имеет высокомагнезиальный состав при значении магнезиального числа $\text{Mg}\# = \text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}^{2+}) = 70,4$, (расчеты в атомных количествах с корректировкой $\text{Fe}^{3+} = 0,15\text{Fe}_{\text{общ}}$). Высокая магнезиальность соответствует базальтовой вып-

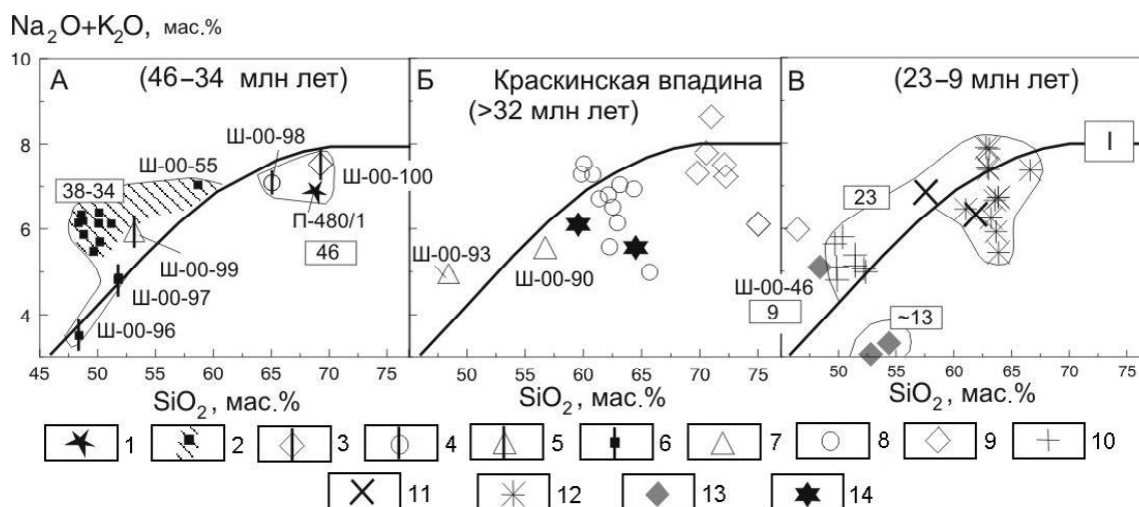


Рис. 4. Диаграмма щелочи-кремнезем средне-верхнекайнозойских вулканических пород Юго-Западного Приморья.

1 – нарвский комплекс, дацит экструзии Школьной; 2 – клерковская толща высокотитанистых базальтов и трахиандезитов; 3–6 – последовательность даек м. Лукина; 3 – наиболее ранние риолитовые; 4 – дацитовые; 5 – базальтовые с содержаниями K_2O 1,6–1,9 мас. %; 6 – наиболее поздние базальтовые с содержаниями K_2O 1,2–1,6 мас. %; 7–9 – вулканические породы Краскинской впадины: 7 – умеренно щелочные базальты, 8 – группа пород андезит-дацит-трахиандезит-трахидацитового состава, 9 – группа пород риолит-трахириолитового состава; 10–12 – славянский комплекс района порта Славянка: 10 – умеренно щелочные базальты, 11 – породы андезит-трахиандезитового состава, 12 – экструзивные породы дацит-трахидацитового состава; 13 – шуфанская свита, базальты умеренно щелочного и нормально щелочного состава; 14 – гранодиориты из распространенных на территории интрузивов и прорывающие их андезитовые дайки гамовского комплекса пермо-триасового возраста (составы показаны на диаграммах для сопоставления). I – линия, разделяющая серии пород нормальной и умеренной щелочности, принятая Петрографическим комитетом ОГГН. Составы приведены к 100 % с вычетом потерь при прокаливании. В прямоугольниках показан возраст в млн лет.

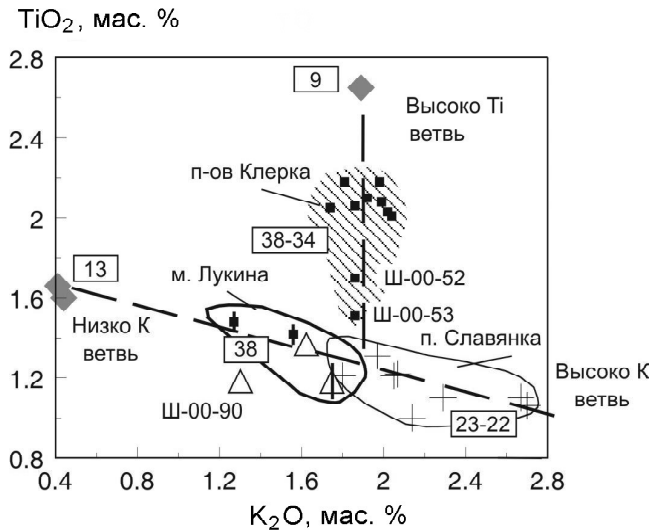


Рис. 5. Соотношения $TiO_2 - K_2O$ в разновозрастных базальтах Юго-Западного Приморья.

Усл. обозн. см. рис. 4. Штриховыми линиями выделены низкокалийевая, высококалийевая и высокотитанистая ветви возрастных вариаций состава базальтовых расплавов (см. текст).

лавке из мантийного перидотита. Точки базальтовых лав зайсановской свиты из Краскинской впадины и даек м. Лукина находятся на пересечении высокотитанистой и низкокалийевой ветвей диаграммы $TiO_2 - K_2O$. Андезибазальт Ш-00-90 из Краскинской впадины обладает сравнительно низкими концентрациями калия и титана. Точки базальтов славянского комплекса образуют высококалийевую ветвь с более низкими концентрациями TiO_2 .

Возрастная смена пород среднего и кислого состава представлена на диаграмме $K_2O/Na_2O - K_2O + Na_2O$ (рис. 6). Породы возрастного интервала 46–34 млн лет (риолит Ш-00-100, дациты П-480/1, Ш-00-98 и андезит Ш-00-55) обладают сравнительно низким K_2O/Na_2O и сопоставляются с породами краскинского комплекса возрастом 33–32 млн лет. В дацит-андезитовой группе последнего K_2O/Na_2O в основном составляет около 0,5, снижаясь до 0,2 в натровых андезибазальте и андезите Ш-00-90, 91. В группе риолитов-трахириолитов краскинского комплекса увеличение суммы щелочей сопровождается снижением K_2O/Na_2O от 2,6 в риолите Ш-00-74 до 1,0 в трахириолите Ш-00-78. В группе андезитов и дацитов возрастом около 23 млн лет (славянский комплекс) K_2O/Na_2O близко к 1,0 при варьирующей сумме щелочей.

На диаграмме нормативных Ab-Qz-Or (рис. 7) различаются три группы пород среднего и кислого состава. Андезит-дацитовая группа пород Краскинской впадины возрастом 33–32 млн лет образует

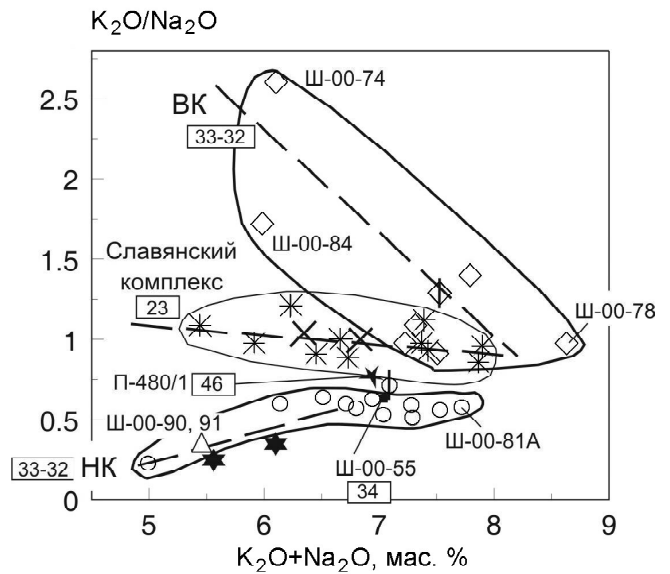


Рис. 6. Соотношения $K_2O/Na_2O - K_2O + Na_2O$ в разновозрастных вулканических и субвулканических породах среднего и кислого состава Юго-Западного Приморья.

Усл. обозн. см. рис. 4. Штриховыми линиями выделены сходящиеся между собой низкокалийевая (НК) и высококалийевая (ВК) ветви пород Краскинской впадины (соответственно, андезит-дацитовой и риолитовой групп) и ветвь андезитов и дацитов района порта Славянка с K_2O/Na_2O около 1 (см. текст).

тренд, протягивающийся к изобарическому минимуму системы с давлением ($P_{H_2O} = P_{общ.}$) 5 кбар, а группа пород такого же состава славянского комплекса возрастом 23 млн лет – к изобарическому минимуму системы с давлением 2 кбар. Риолиты Краскинской впадины смещены относительно андезит-дацитовой группы к изобарическим кривым более низких давлений (порядка 2 кбар). Риолиты с высоким K_2O/Na_2O (обр. Ш-00-84 и Ш-00-74) отличаются от других пород аномальным обогащением нормативными кварцем и ортоклазом. Натровые андезиты (обр. Ш-00-90, 91) смещены к альбитовому углу диаграммы и сопоставляются с пермо-триасовыми гранодиоритами интрузивов и прорывающими их андезитовыми дайками, опробованными на о. Гаккеля (гамовский комплекс, обр. Ш-00-66, 67, место отбора образцов см. рис. 1). Их особое пространственное положение на диаграмме может быть связано с образованием расплавов при сравнительно низком парциальном давлении воды.

МИКРОЭЛЕМЕНТЫ

На диаграмме нормирования пород к хондриту редкоземельный спектр высокотитанистых базальтов

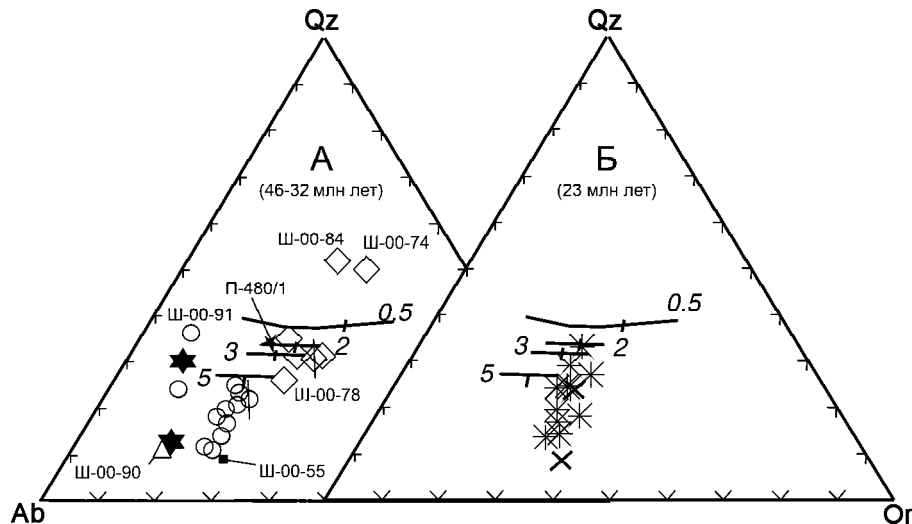


Рис. 7. Диаграмма нормативных альбита, кварца и ортоклаза (система CIPW) для разновозрастных вулканических и субвулканических пород среднего и кислого состава Юго-Западного Приморья.

Усл. обозн. см. рис. 4. Для сопоставления показаны изобарические кривые минимальных давлений в системе при $P_{H_2O} = P_{общ.}$ (кбар) [26, 40]. Расчет нормативных минералов выполнен с корректировкой окисленности железа $Fe^{3+} = 0,15Fe_{общ.}$ (а.к.).

п-ова Клерка расположен выше базальтов из даек мыса Лукина (обр. Ш-00-96, 97) при одинаковом диапазоне $(La/Sm)_N$ (4–5) и различным $(La/Yb)_N$ (8–9, 9–12, соответственно). Линия нормированных концентраций базальта из дайки Ш-00-99 пересекает линии базальтовых даек Ш-00-96, 97 и по легким элементам ряда попадает в интервал значений высокотитанистых базальтов п-ова Клерка (рис. 8А). Отношение $(La/Sm)_N$ повышается до 5,5, а $(La/Yb)_N$ – до 20. Линии нормированных концентраций редких земель базальта и андезитобазальта из Краскинской впадины параллельны (рис. 8Б) и показывают сравнительно высокое обогащение легкими членами ряда – $(La/Sm)_N = 7–8$, $(La/Yb)_N = 15–20$. Базальт Ш-00-40 из нижней части разреза у порта Славянка имеет пологий спектр при $(La/Sm)_N = 2,8$, $(La/Yb)_N = 3,7$ с высоким $(Yb)_N = 26$ (рис. 8В). Базальты из средней и верхней частей разреза также имеют низкие $(La/Sm)_N = 3–4$ и $(La/Yb)_N = 4–5$. В одном образце (Ш-00-30) содержание тяжелых и средних редких земель сопоставимы с таковыми большинства базальтов, а концентрации легких повышаются до значений, в 100 раз превышающих хондритовые. Низкокальциевые андезитобазальты Ш-00-103 и Я-4128 имеют особый спектр с возрастанием нормированных концентраций от Lu до Eu и выдержанностью элементов от Eu до La на одном уровне, что характерно для низкокальциевых известково-щелочных андезитобазальтов Шкотовского и Шуфанского плато возрастом около 13 млн лет [13]. Тяжелая и средняя части спектра высокотитанистого

мегаплагиофирового базальта Ш-00-46 расположены ниже линии низкокальциевых андезитобазальтов, а легкая часть – выше, при $(La/Sm)_N = 5$ и $(La/Yb)_N = 9$.

На диаграммах нормирования к хондриту породы среднего и кислого состава нанесены в сопоставлении со спектром пермо-триасовых пород гамовского комплекса – гранодиорита Ш-00-66 и прорывающей его андезитовой дайки Ш-00-67 (рис. 9, местоположение образцов см. рис. 1). Они обладают низкой концентрацией иттербия, лишь в 3–4 раза превышающей хондритовую при высоких $(La/Sm)_N = 7–8$ и $(La/Yb)_N = 25–27$. Этому спектру подобен только редкоземельный спектр среднеэоценового дацита экструзии Школьной при $(Yb)_N = 3,3$, $(La/Sm)_N = 11$ и $(La/Yb)_N = 44$. Спектры других пород, как правило, имеют крутой наклон в легкой части, выполаживаясь в той или иной мере к тяжелой при общем интервале $(Yb)_N$ 5–15.

Риолитовая дайка м. Лукина (Ш-00-100) и одна из риолитовых даек краскинского комплекса (Ш-00-78) имеют Eu минимум и субгоризонтальную ветвь тяжелых элементов редкоземельного спектра при крутом наклоне ветви легких элементов (рис. 9А#, Б#). Слабый прогиб на гольмии характеризует тетрад-эффект М-типа, возникающий на заключительном этапе эволюции кислых расплавов посредством образования химических комплексов в водоподобной флюидной системе [38].

В трахиандезите п-ова Клерка Ш-00-55 $(Yb)_N = 10,7$, выше этого показателя для даек мыса Лукина,

Порода/хондрит

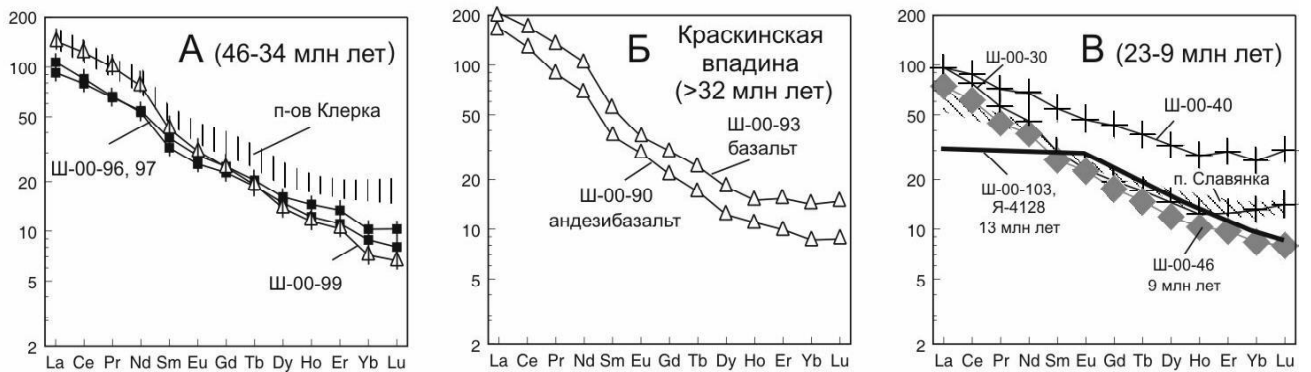


Рис. 8. Концентрации редкоземельных элементов, нормированные к хондриту [28], в разновозрастных базальтах Юго-Западного Приморья.

Усл. обозн. см. рис. 4.

Порода/хондрит

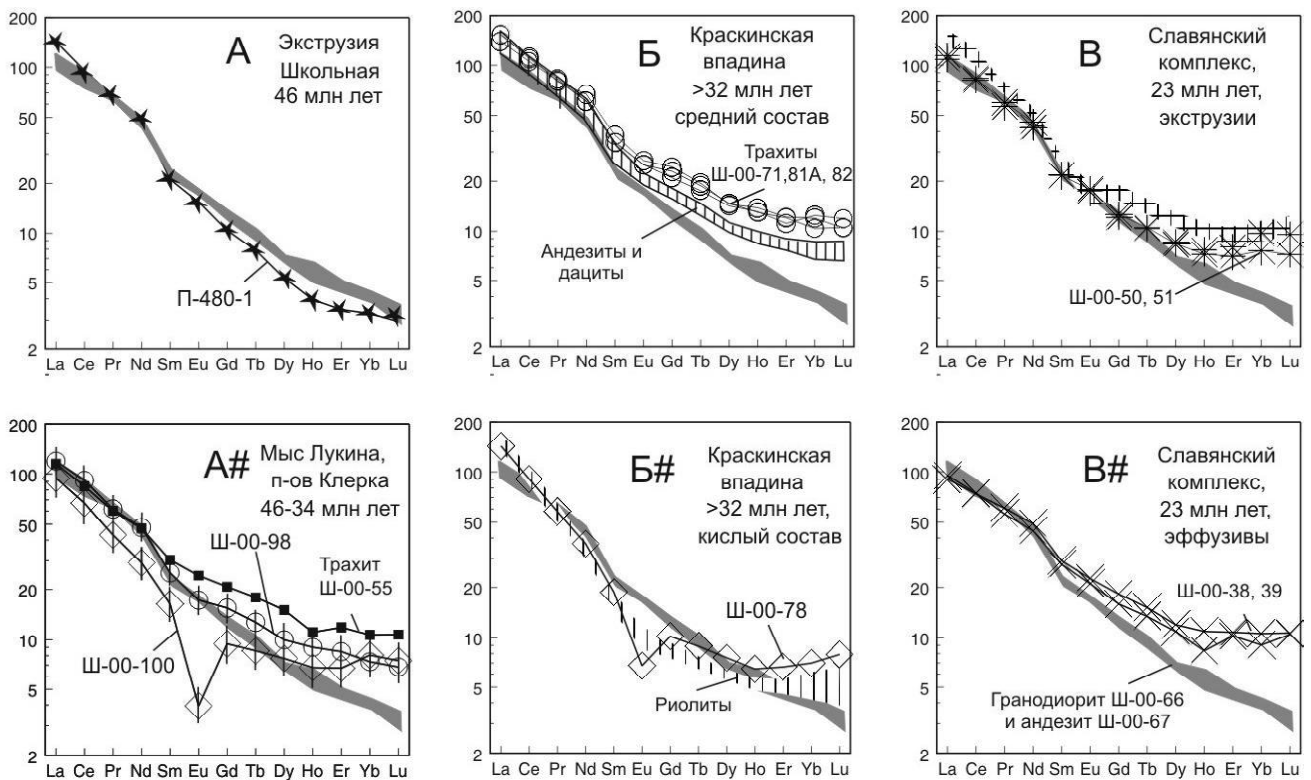


Рис. 9. Концентрации редкоземельных элементов, нормированные к хондриту [28], в разновозрастных породах среднего и кислого состава Юго-Западного Приморья.

Усл. обозн. см. рис. 4. Для сопоставления с породами среднего кайнозоя показаны спектры редких земель пермоязских пород фундамента – крупнозернистого гранодиорита Ш-00-66 и андезита из дайки Ш-00-67.

но ниже, чем у ассоциирующихся с трахиандезитом высокотитанистых базальтов п-ова Клерка. В последних $(Yb)_N=15-19$ (см. рис. 8А и 9А#).

В андезитах и дацитах Краскинской впадины $(Yb)_N$ варьирует от 7 до 8, а в трахитах – от 10 до 12.

В риолитах $(Yb)_N$ снижается до 5 (рис. 9Б, Б#). В породах среднего состава района Славянки этот показатель меняется от 7 до 12 (рис. 9В, В#).

Спектр несовместимых элементов высокотитанистых базальтов п-ова Клерка близок составу ба-

зальтов океанических островов (ОИВ), отличаясь от него небольшими минимумами Th-U, Nb-Ta, Hf-Sm-Ti и максимумом Pb (рис. 10А). Базальтовые дайки мыса Лукина также имеют минимум Th-U, резко выраженный минимум Nb-Ta (в меньшей степени La-Ce, Pr) и пониженные концентрации элементов от Rb до Yb с повышением концентраций Sm относительно соседних элементов. В обр. Ш-00-99 появляется слабый максимум Ba, и тенденции, отличающие его от ОИВ, проявлены сильнее, чем в обр. Ш-00-96, 97. Такие же тенденции свойственны базальтам Краскинской впадины и района порта Славянка (рис. 10Б, В). Между собой базальты этих двух территорий отличаются по поведению Rb (наличию минимума Rb в краскинских базальтах и его отсутствию в славянских). Низкокальциевые андезибазальты возрастом 13 млн лет смещаются к составу обогащенного базальта срединных океанических хребтов (E MORB). Линия высокотитанистого мегаплагиофирового базальта Ш-00-46 имеет сложную конфигурацию с максимумами K, Pb, P и Ti (рис. 10В).

На рис. 11А,Б сравниваются ряды несовместимых элементов пород среднего и кислого состава. На диаграмме пород краскинского комплекса в средней части спектра от Nd до Pг концентрации элементов этих групп пород сопоставимы между собой. Во всех породах одинаково выражен минимум Nb и Ta. В левой, более несовместимой части спектра от Cs до K концентрации элементов риолитов систематически превышают концентрации элементов андезитов и дацитов. Хорошо выделяются максимумы Th, U, K и Cs. Исключение составляют anomalно высокие кон-

центрации Cs в двух образцах низкокальциевых андезитов (Ш-00-91, 94А). В правой, менее несовместимой части спектра от Sr до Yb концентрации элементов риолитов систематически ниже концентраций элементов андезитов и дацитов с резко выраженными минимумами P и Ti. Среди дацитов и андезитов минимум Ti обнаружен только в обр. Ш-00-81А (на рис. 11 не показан). Спектры несовместимых элементов более древних дацитов (обр. П-480/1 и Ш-00-98) сопоставимы со спектрами однотипных пород краскинского комплекса, за исключением anomalно низких концентраций Y и Yb в даците экструзии Школьной. Риолит из дайки мыса Лукина Ш-00-100 обладает некоторыми особенностями в левой и средней части спектра. По отношению к дацитам в средней части спектра этого риолита можно видеть повышенные концентрации Nb, Ta, Pb и пониженные – La, Ce, Pr. В левой части спектра риолита Ш-00-100 выделяется минимум Ba.

На рис. 11В сравниваются ряды несовместимых элементов эффузивных и экструзивных пород среднего состава славянского комплекса. При близких концентрациях K и Pb в эффузивах резко выражен промежуточный между ними минимум Nb и Ta (в меньшей степени – La и Ce). В левой части спектра обращает на себя внимание последовательное снижение нормированных концентраций элементов эффузивов к Th (Th/U снижается до интервала 2,7–3,2). Правая часть спектра эффузивов подобна породам среднего состава Краскинской впадины, за исключением слабо выраженного минимума Ti. В экструзивных породах эта часть спектра приближается по конфигурации к краскинским риолитам.

Порода/недифференцированная мантия



Рис. 10. Концентрации ряда несовместимых элементов, нормированные к недифференцированной мантии [28], в разновозрастных базальтах Юго-Западного Приморья.

Усл. обозн. см. рис. 4. Коэффициенты нормирования для Pb и Cs, соответственно, 0,071 и 0,0079 [37]. Для сопоставления показаны линии спектров базальта океанических островов (ОИВ) и обогащенного базальта срединных океанических хребтов (E-MORB).

Порода/недифференцированная мантия

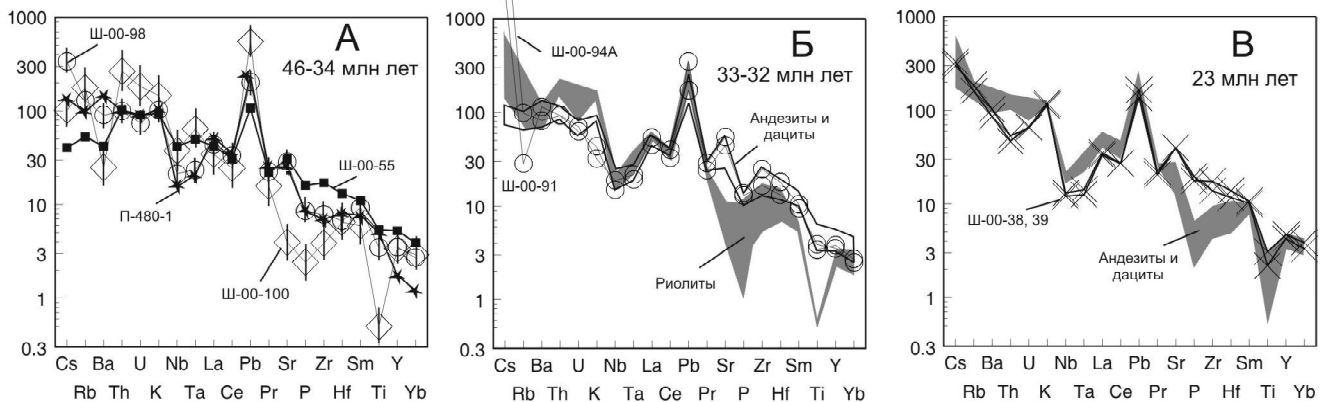


Рис. 11. Концентрации ряда несовместимых элементов, нормированные к недифференцированной мантии [28], в разновозрастных породах среднего и кислого состава Юго-Западного Приморья.

Усл. обозн. см. рис. 4.

КОМПОНЕНТНЫЙ СОСТАВ ПОРОД В КООРДИНАТАХ $\text{Ce/Pb} - \text{K/Nb}$

Мантийные и коровые компоненты вулканических пород Приморья хорошо различаются между собой в координатах $\text{Ce/Pb} - \text{K/Nb}$ [13]. Эти отношения не меняются при кристаллизационной дифференциации базальтовых расплавов и отражают состав плавящегося субстрата [37]. В океанических базальтах Ce/Pb составляет 25 ± 5 , а в породах континентальной коры – 3–5. На конвергентных границах отношение Ce/Pb снижается за счет немагматического (гидротермального) переноса свинца в магматические источники [29]. В различных типах базальтов океанов K/Nb имеет значение около 250. В породах континентальной коры K/Nb повышается, достигая наиболее высоких значений (до 2150) в среднекоровых породах, претерпевших метаморфизм амфиболитовой фазии [35]. Это отношение – важнейший показатель магматических серий надсубдукционных областей, обогащенных несовместимыми микроэлементами (в том числе калием), но обедненных трудно растворимыми в водных флюидах высокозарядными ниобием и танталом.

Рис. 12А показывает степень смещения базальтов Юго-Западного Приморья от состава океанических базальтов. Распределение точек на диаграмме интерпретируется как результат преобразования субстрата. При слабых процессах образуется рой точек с преобладающим мантийным компонентом высокотитанистых базальтов M_c . Обогащение свинцом выражается в низком Ce/Pb мантийного компонента низкокалиевых базальтов $M_{нк}$, а привнос калия – в высоком K/Nb мантийного субдукционного компонента

M_c . Базальтовая дайка Ш-00-98 мыса Лукина и базальтовая лава Ш-00-93 Краскинской впадины имеют повышенное K/Nb и расположены вблизи линии, определяющей вовлечение в плавление до 30% субдукционного компонента M_c . В базальтах славянского комплекса содержания субдукционного компонента выше и составляют от 30 до 100% при образовании линии смешения с компонентом $M_{нк}$.

В общей смене источников базальтовых расплавов выделяются эпизоды преобладания мантийных компонентов $M_{нк}$ 38 и 13 млн лет назад, M_c – 38–34 и 9 млн лет назад и M_c – 23 млн лет назад (рис. 12А).

Породы среднего и кислого состава образуют самостоятельный тренд смешения мантийного компонента $M_{нк}$ с коровым компонентом К, обладающим Ce/Pb около 3 при весьма высоком K/Nb (до 4000). В славянском комплексе на окончании тренда находятся эффузивные трахиандезит и андезит из разреза рис. 3, а в краскинском – риолит с высоким K/Na , отвечающий наиболее низкобарным условиям равновесия в водонасыщенной системе (обр. Ш-00-74). Другой такой же риолит с высоким K/Na (обр. Ш-00-84 из петротипа) смещается в область более низких значений Ce/Pb . Кроме обр. Ш-00-84, низкое Ce/Pb определено в верхнекоровых ксенолитах метаморфических пород из риолитов южного берега п-ова Краббе [13]. Вероятно, тренд к риолиту Ш-00-74 обусловлен малоуглубленной дифференциацией расплавленного материала, поднявшегося из глубокой области коры, а снижение Ce/Pb в риолите Ш-00-84 и других породах связано с вовлечением в плавление малоуглубленного корового материала, представленного ксенолитами.

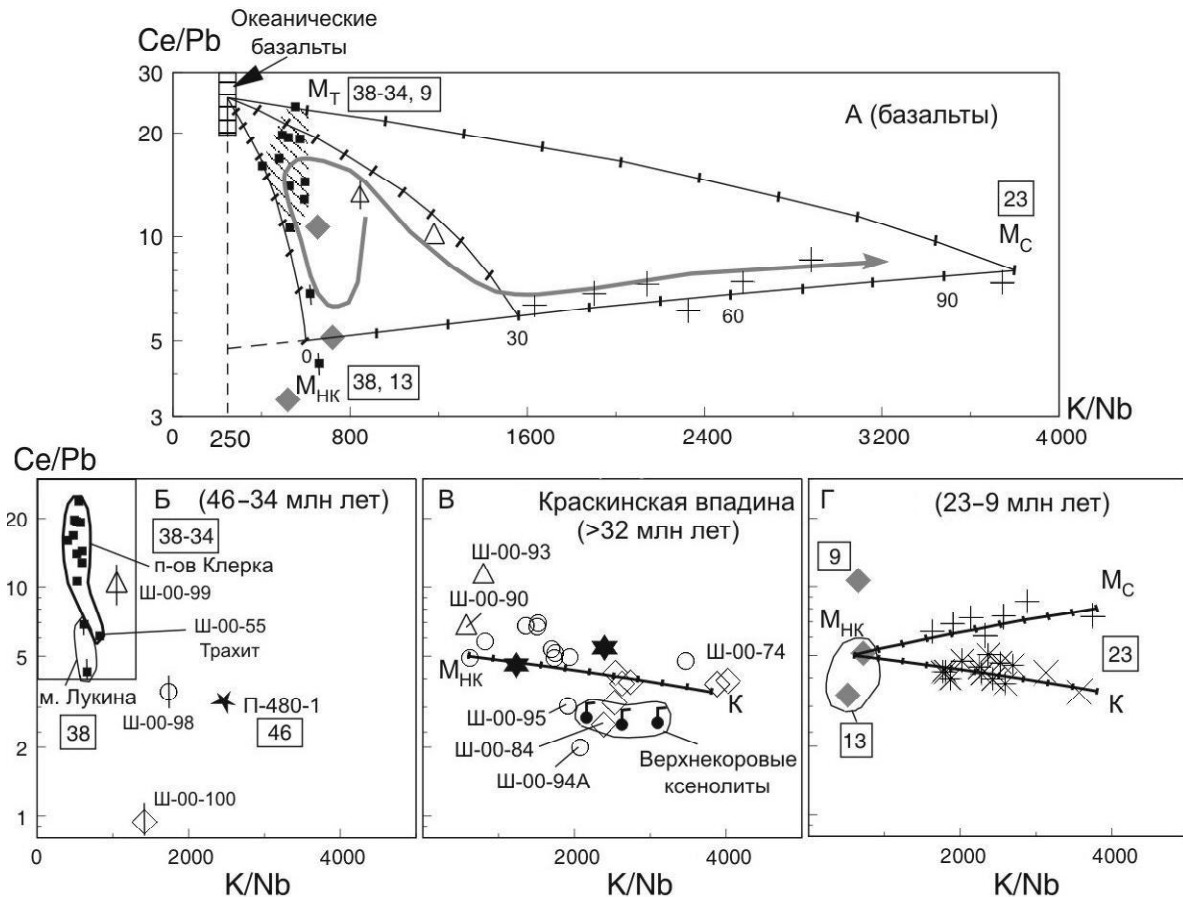


Рис. 12. Соотношения $Ce/Pb - K/Nb$.

Усл. обозн. см. рис. 4. Мантийные компоненты: M_T – высокотитанистых базальтов, $M_{НК}$ – низкокальциевых базальтов, M_C – субдукционный. К – коровый компонент. Ордината имеет логарифмический масштаб, а абсцисса – линейный.

КОМПОНЕНТНЫЙ СОСТАВ ПОРОД НА ДИАГРАММАХ С ИЗОТОПАМИ СТРОНЦИЯ

Распределение точек андезитов и дацитов Краскинской впадины на диаграмме $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0 - 1000/Sr$ (рис. 13) свидетельствует о смешении трех компонентов: 1) обедненного мантийного компонента $M_{НК}$, производящего низкокальциевые выплавки с низким $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$ и высокой концентрацией стронция (низким $1000/Sr$), 2) корового компонента К, имеющего повышенное $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$ и более низкую концентрацию стронция (повышенное $1000/Sr$) и 3) компонента S с высоким содержанием стронция и более обогащенного радиогенным изотопом ^{87}Sr , чем компонент К. Точки андезитов и дацитов распределяются в основном на линии смешения компонентов $M_{НК}$ и К, а натровый андезибазальт Ш-00-90 соответствует компоненту S (рис. 13). По низкому К-Na-отношению и смещению к альбитовому углу диаграммы нормативных Ab-Qz-Or андезибазальт Ш-00-90 вместе с андезитом Ш-00-91 сопоставляется с гранодиоритами фундамента (рис. 6, 7А).

Компонент К представлял собой субстрат для образования риолитовых расплавов, дифференцированных по Rb/Sr и образующих изохрону (ее точки Ш-00-78, 74 и 81А располагаются на рис. 13 параллельно оси абсцисс). Одна из точек изохроны (андезит Ш-00-81А) одновременно находится на линии смешения $M_{НК}-К$, несколько смещаясь ниже линии начальных соотношений образцов риолитов Ш-00-74, 78 за счет небольшой примеси компонента $M_{НК}$, поэтому более точное приближение к истинному возрасту риолитов дает линия изохронной диаграммы, проходящая через неконтаминированные мантийными примесями риолиты Ш-00-74, 78 (значение возраста снижается до $32,4 \pm 2,5$ млн лет). Риолит Ш-00-75, возможно, является производным дифференциации расплава, соответствовавшего компоненту S. Наиболее высокое $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$ определено в риолите из петротипа краскинского комплекса (обр. Ш-00-84). Оно свидетельствует об отличии его плавившегося субстрата от субстрата других риолитов краскинского комплекса.

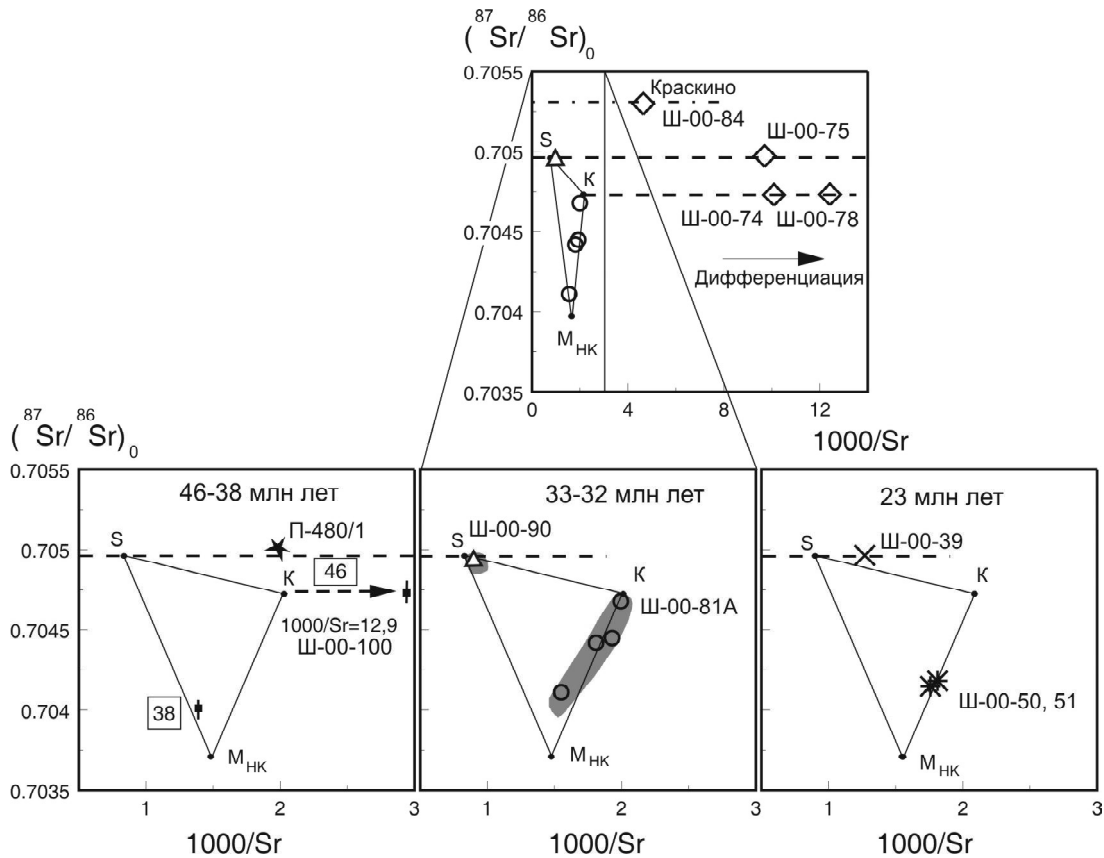


Рис. 13. Соотношения $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 - 1000/\text{Sr}$ в мантийном компоненте $M_{\text{НК}}$ и коровых компонентах из разновозрастных вулканических пород Юго-Западного Приморья.

Усл. обозн. см. рис. 4. Для краскинского комплекса дана врезка с расширением шкалы абсцисс для нанесения дополнительных точек риолитов. Обозначения компонентов см. рис. 12. Дополнительно введены обозначения мантийного высокостронциевого компонента S с отношением $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ около 0,705. Штрих-пунктирной линией выделено наиболее высокое $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ обр. Ш-00-84 из петротипа краскинского комплекса (расчет на 33 млн лет).

С учетом возраста риолитовой дайки Ш-00-100 м. Лукина древнее 38 млн лет представляется вероятным ее внедрение одновременно с экструзией Школьной около 46 млн лет назад. При пересчете на этот возраст $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ дайки Ш-00-100 совпадает с отношением в риолитах Ш-00-74 и Ш-00-78. Это означает, что в качестве исходного состава для риолита Ш-00-100 мог служить компонент К (рис. 13). Приблизительно на уровне компонента S находится $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ дацита из экструзии Школьной (0,70502) (рис. 13). Низкое Rb/Sr в этой породе (0,115) в минералогическом отношении выражено преобладанием плагиоклаза с высоким содержанием стронция (1697 мкг/г, определение изотопным разбавлением).

Дациты из экструзии Нерпа возрастом около 23 млн лет (славянский комплекс) располагаются на линии смешения $M_{\text{НК}} - K$, а андезит из разреза у порта Славянка по уровню $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ соответствует компоненту S.

Из сопоставления диаграмм рис. 13 следует, что, по крайней мере, 33–32 и около 23 млн лет назад породы среднего и кислого состава представляли различные пропорции компонентов $M_{\text{НК}}$, K и S. В возрастном интервале 46–38 млн лет назад в породах среднего и кислого состава выделялись компоненты K и S, а компонент $M_{\text{НК}}$ обозначился только в базальте. Отсутствие в интервале 46–38 млн лет назад смешанных мантийно-коровых разновидностей, однако, может быть следствием недостаточно представительных аналитических данных для пород среднего и кислого состава ранних вулканических комплексов.

На рис. 14 исследуется распределение точек базальтов в координатах $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 - 1000/\text{Sr}$. Для сопоставления нанесен общий компонент базальтов возрастом 13 и 9 млн лет юго-западной части Шкотовского вулканического поля и центральной части Шуфанского. Этот общий компонент (ОК) идентичен общему компоненту вулканических пород задуговой

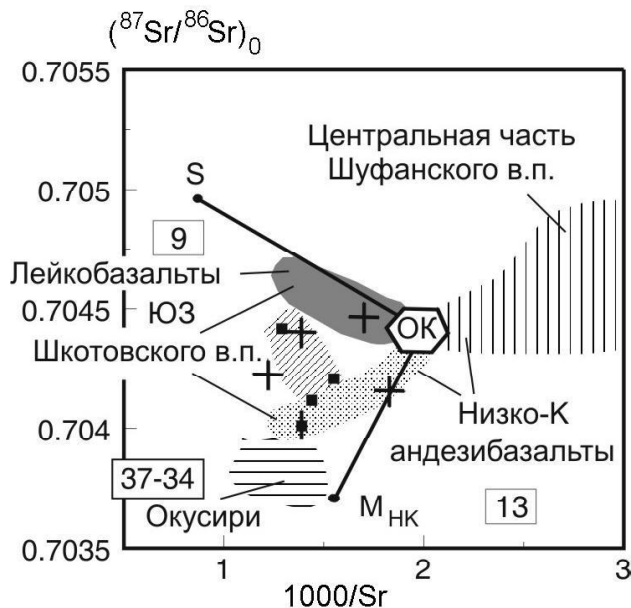


Рис. 14. Соотношения $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 - 1000/\text{Sr}$ в общем компоненте (ОК) Южного Приморья и в базальтах, контаминированных разнородным материалом литосферы.

Усл. обозн. см. рис. 4, 12, 13. Фигуративные поля вулканических пород Шкотовского и Шуфанского полей показаны по работе [13], а зоны Окусири – по работам [15, 31, 36].

зоны Северо-Восточного Хонсю временных интервалов 30–20 и 18–9 млн лет, представляющего материал мантийного клина [15]. Поле вулканических пород из зоны Окусири возрастом 37–34 млн лет располагается в области сравнительно обедненных пород вблизи компонента $M_{\text{НК}}$. Проанализированные базальты Юго-Западного Приморья возрастного интервала 38–23 млн лет располагаются между линиями смешения компонентов ОК, $M_{\text{НК}}$ и S, отражая изотопный состав стронция литосферного материала, вовлеченного в плавление.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Структурный контроль пространственно-временного распределения магматизма

При исследовании вариаций изотопных отношений стронция и микроэлементов позднекайнозойских вулканических последовательностей Шкотовского и Шуфанского вулканических полей была выявлена латеральная смена мантийных источников в пределах Арсеньевской зоны террейнов Ханкайского массива более обедненными источниками в аккрецированном к нему в средней-поздней юре Са-

маркинском террейне [13]. В Арсеньевской зоне фундамент перекрыт чехлом вулканогенных, терригенных и терригенно-угленосных формаций. Прогиб протягивается между выходами метаморфического фундамента Ханкайского массива и Сергеевского террейна [17]. Террейны Южного Сихотэ-Алиня по составу слагающих осадочных и магматических формаций рассматриваются как северное продолжение террейнов Юго-Западной Японии. Предполагалось, что до раскрытия Японского моря они составляли единое целое [25]. На средне-позднекайнозойском этапе террейны Арсеньевской зоны относительно погруженных древних структур были разведены с террейнами Юго-Западной Японии и были снова частично вовлечены в нисходящие движения, выразившиеся в конечном итоге в образовании бассейна Японского моря.

Территория Юго-Западного Приморья в работе [6] отнесена к Южно-Приморскому блоку, который рассматривался как часть пермской островодужной системы. На схеме структур Восточной Азии, составленной Л.П. Карсаковым [3], ее северная часть входит в состав Буреинско-Цзямусы-Ханкайского составного массива, а южная часть (район п-ова Краббе) относится к складчатой системе, отделяющей этот массив от Сино-Корейской платформы. С позиций террейнового анализа [18], в Юго-Западном Приморье сочленяются Лаоелин-Гродековский террейн и Ханкайский супертеррейн. Субмеридиональная граница между ними проводится условно западнее п-ова Клерка (рис. 1А).

Структурная неоднородность между Лаоелин-Гродековским террейном и Арсеньевской зоной, по-видимому, повлияла на пространственное распространение к западу области задуговой деструкции континентальной окраины. С другой стороны, в районе п-ова Краббе деструкция распространялась вглубь Лаоелин-Гродековского террейна благодаря субширотным структурам, сформировавшимся в северном складчатом обрамлении Сино-Корейской платформы. Характер деструкции хорошо подчеркивается особенностями пространственно-временного развития средне-позднекайнозойского магматизма.

Около 46 млн лет назад магматизм проявился непосредственно на границе между Лаоелин-Гродековским террейном и Арсеньевской зоной (экструзия Школьная) и в пределах Лаоелин-Гродековского террейна (дайки мыса Лукина). Около 38 млн лет назад магматизм завершился внедрением базальтовых даек мыса Лукина. В интервале 38–34 млн лет назад изливались базальтовые расплавы п-ова Клерка в Арсеньевской зоне. Около 33–32 млн лет назад магматизм

вновь охватил Лаоелин-Гродековский террейн (краскинский комплекс п-ова Краббе и сопредельных территорий). Здесь в эоцене-олигоцене образовалась Краскинская впадина, в которой накопилось более 900 м осадков [8, 9, 16]. Около 23 млн лет назад магматизм перераспределился в Арсеньевскую зону, к межтеррейновому шву (славянский комплекс). В дальнейшем, около 13 млн лет назад, магматизм сместился к северу на Шуфанское и Шкотовское поля, имея сквозное распространение в Лаоелин-Гродековском террейне и Арсеньевской зоне, а около 9 млн лет назад локализовался вблизи межтеррейнового шва.

Магматические импульсы и их геодинамическое значение

Риолитовая дайка м. Лукина Ш-00-100 в геохимическом отношении отличается от риолитовых даек более молодого краскинского комплекса, обладая Еи минимумом и субгоризонтальной ветвью тяжелых элементов редкоземельного спектра при крутом наклоне ветви легких элементов (рис. 9А#). Риолитовая дайка имеет высокую концентрацию рубидия – 106 мкг/г, высокое Rb/Sr – 1,3 и высокое (Na+K)/Al – 0,83 (расчет в молях). Подобные составы распространены в синкинематических (синколлизонных) риолитах и лейкогранитах А-типа [12, 21, 27 и др.].

Синкинематический риолитовый магматизм Юго-Западного Приморья протекал синхронно с заключительным коллизонным событием в сусунайском метаморфическом комплексе Юго-Восточного Сахалина и коррелирующемся с ним метаморфическом комплексе Камуикотан (о. Хоккайдо) [2, 27]. Приблизительно в это же время магматизм проявился в южной части Корейского полуострова, во впадине Гийонгсанг. Лавовые потоки и дайки андезит-базальтового состава датированы здесь К-Аг методом интервалом 46–44 млн лет (эпизод К-3, [34]). В Южном Сихотэ-Алине с этим эпизодом сопоставляются базальты с К-Аг датировками 42 ± 3 млн лет (р. Зеркальная) [1] и $47,3 \pm 1,2$ млн лет (Кавалерово) [32]. Подобно породам экструзии Школьной датированный базальт Кавалерово имел повышенное $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 - (0,705091)$ [5].

После среднеэоценового вулканического эпизода вулканическая деятельность в Южном Сихотэ-Алине и в Юго-Западном Приморье угасла. Угасание вулканизма совпадало по времени с крупной тектонической перестройкой в Тихоокеанском регионе, наиболее ярко проявившейся около 43–42 млн лет назад в изменении направления миграции вулканизма Императорско-Гавайской цепи с субмеридионального на восток-юго-восточное [22].

Тихоокеанская плита смещалась к запад-северо-западу в течение последних 43 млн лет со скоростью около 10 см/год. Поступательное движение Тихоокеанской плиты сопровождалось ее периодическими поворотами по часовой стрелке и в обратном направлении. Полюс знакопеременных вращательных движений находился в Гавайском горячем пятне. Поворот плиты по часовой стрелке должен был сопровождаться левосторонними трансформными смещениями ее западного края относительно сопредельных плит, а против часовой стрелки – правосторонними. Условия для левосторонних смещений существовали 43–39, 30–23, 16–13, 6–4 и 1,5–0 млн лет назад, а для правосторонних – 36–34, 22–17, 12–7 и 4–2 млн лет назад. Предполагается, что при повороте плиты по часовой стрелке на западной межплитной границе создавались дополнительные сжимающие напряжения, а при движении в обратном направлении – растягивающие [23]. Закономерные вариации напряженно-деформированного состояния коры подтверждаются исследованиями А. Такеучи в Северо-Восточном Хонсю [7].

Внедрение базальтовых магм с мантийными изотопными и микроэлементными характеристиками Юго-Западного Приморья 38–34 млн лет назад обозначило активизацию глубинных процессов в изменившейся обстановке взаимодействия Тихоокеанской и Евразийской плит и совпало с переходом от обстановки сжатия к обстановке растяжения. Извержения сконцентрировались в Арсеньевской зоне. Одновременно со сменой растяжения сжатием, около 33–32 млн лет назад, магматизм перераспределился из Арсеньевской зоны в Лаоелин-Гродековский террейн. В этих условиях вновь началось плавление коры (краскинский комплекс) (рис. 15).

Магматизм славянского комплекса сопровождал переход от максимума сжатия к растяжению в Арсеньевской зоне около 23 млн лет назад. Сначала поступила порция базальтовых мантийных выделок из флюидизированной надсубдукционной мантии M_c , а затем плавилась кора. Славянский комплекс, проявившийся непосредственно перед раскрытием Японского моря, обозначил максимальное проникновение под континент магматических процессов, связанных с субдукцией. В Северо-Восточном Хонсю с этим эпизодом сопоставляется вулканическая дуга линии Матсумае-Сизукуси-Сиогама возрастом 25–22 млн лет, которая сформировалась в самом начале вращения этой части острова против часовой стрелки при раскрытии Японского моря [30].

Следующий магматический эпизод около 13 млн лет назад, представленный низкокальциевыми андезибазальтами шуфанской свиты, последовал за мощным спредингом коры Японского моря. Он

вновь совпал с переходом от максимума сжатия к растяжению. Последнее вулканическое событие Юго-Западного Приморья произошло около 9 млн лет назад при переходе от растяжения к сжатию.

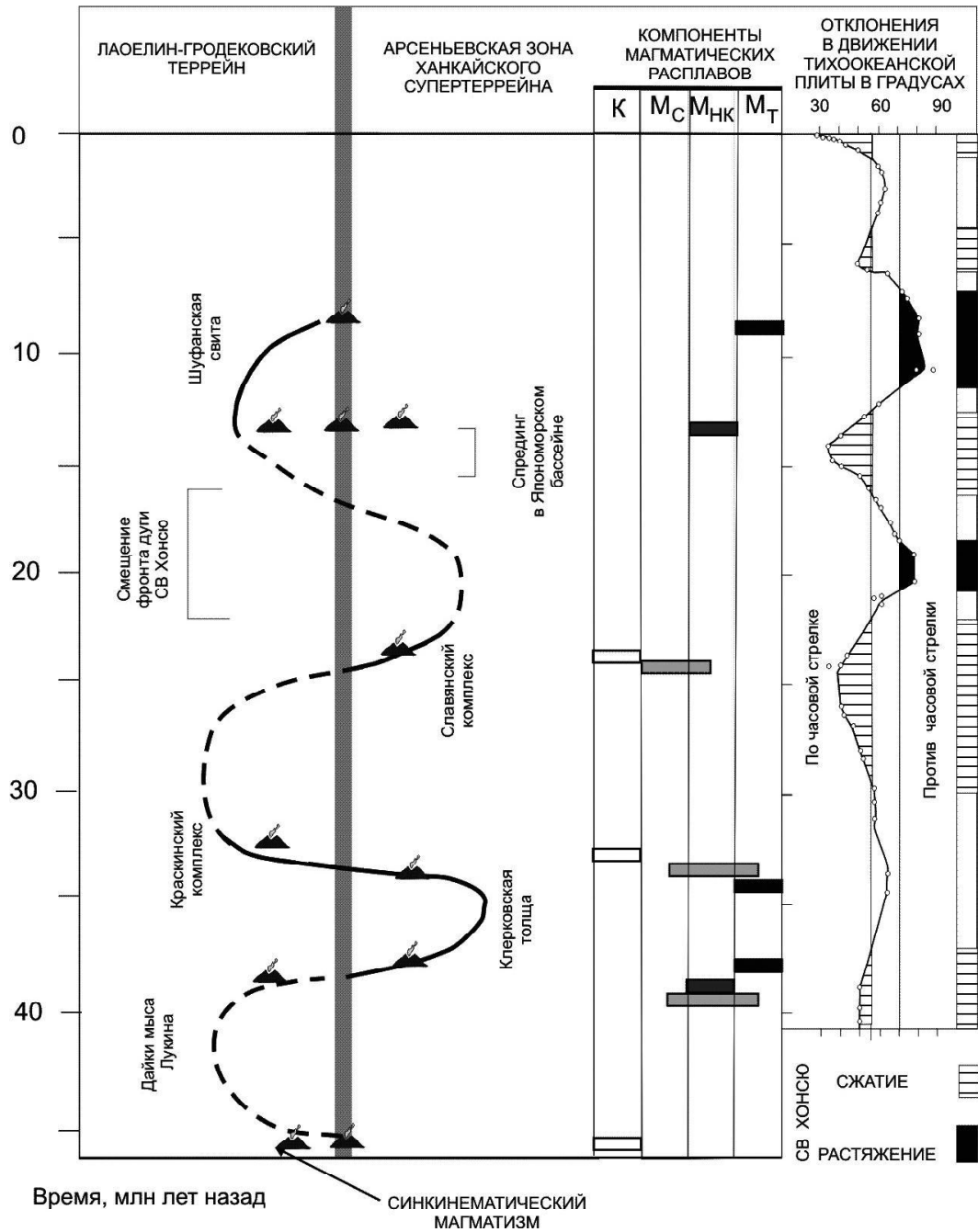


Рис. 15. Схема импульсного развития магматизма Юго-Западного Приморья в сопоставлении с периодическими сжатием и растяжением коры, обусловленными осциллярными вращательными движениями Тихоокеанской плиты.

Обозначения компонентов см. рис. 12. Кривая отклонения в движении Тихоокеанской плиты приведена по работе [23], а временные интервалы сжатия и растяжения в Северо-Восточном Хонсю – по результатам исследований А. Такеучи [7]. Кривая пространственного перераспределения магматизма между Лаоелин-Гродековским террейном и Арсеньевской зоной Ханкайского супертеррейна обсуждается в тексте.

Пространственно-временные вариации компонентов магматических расплавов

Компонентный состав расплавов менялся при переходе от Арсеньевской зоны к Лаоелин-Гродековскому террейну. В шовной зоне между этими структурами внедрилась дацитовая экструзия Школьная, отличающаяся весьма высоким Sr/Zr (7). Последняя характеристика, наряду с высокой концентрацией стронция и повышенным $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$, свойственна пелагическим осадкам и морским карбонатным отложениям [13 и ссылки в этой работе]. Таким образом, дациты экструзии Школьной представляли своеобразный состав плавившегося субстрата. Особый состав выплавов имела и ранняя синкинематическая риолитовая дайка м. Лукина.

Мантийные компоненты базальтов Арсеньевской зоны и Лаоелин-Гродековского террейна различаются между собой. На пограничной территории Арсеньевской зоны представлены выплавки высокотитанистых базальтов п-ова Клерка и мегаплагиофировых базальтов шуфанской свиты (компонент M_T). Отмеченное сходство высокотитанистых базальтов п-ова Клерка и Находкинского вулканического поля в распределении точек на диаграмме $\text{Ce/Pb} - \text{K/Nb}$ (рис. 12А и данные работы [12]) может отражать сходные условия развития магматизма на границе Япономорского бассейна. Мегаплагиофировые базальты были обнаружены в пределах Арсеньевской зоны в центральной части Шкотовского плато (ключ Тигровый) [19] и на его юго-западной окраине [11, 13]. Источник M_T зайсановских высокотитанистых базальтов несколько обогащен радиогенным изотопом ^{87}Sr по сравнению с одновозрастными базальтами из зоны Окусири Японского моря, поступившими в начале деструкции окраины континента [15, 31, 36]. На рассматриваемой территории Лаоелин-Гродековского террейна компонент высокотитанистых базальтов мог присутствовать в виде небольшой примеси в дайке м. Лукина и лавах Краскинской впадины. В славянском комплексе, занимающем промежуточное возрастное положение между лавами п-ова Клерка и шуфанской свиты, представлена смесь компонентов M_{HK} и M_C .

В породах среднего и кислого состава территории Лаоелин-Гродековского террейна состав коровых компонентов менялся в северо-западном направлении. На морском побережье, в юго-восточной части п-ова Краббе и на м. Лукина, представлены выплавки с наиболее низким $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ (компонент К), а в глубине материка, в окрестностях Краскино, в риолитах петротипа краскинского комплекса – выплавки

с более высоким $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$. Породы петротипа были производными корового субстрата с повышенной концентрацией радиогенного изотопа ^{87}Sr (возможно, компонента континентальной коры, обогащенного несовместимыми элементами, в том числе Rb). Породы с особым компонентом S, имеющим промежуточное $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$, встречаются в риолитовых телах юго-восточной части п-ова Краббе (обр. Ш-00-75) и в натровых андезитах, андезибазальтах его северо-западной части (обр. Ш-00-90, 91).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Начальный магматизм Юго-Западного Приморья (преимущественно коровый, частично синкинематический) проявился в Лаоелин-Гродековском террейне и на его границе с Арсеньевской зоной прогибания Ханкайского супертеррейна во временном интервале 46–38 млн лет назад и вновь активизировался на этой территории около 33–32 млн лет назад. В Арсеньевской зоне имели место эпизоды извержений мантийных высокотитанистых базальтов 38–34 и 9 млн лет назад, а также базальтов с ярко выраженными субдукционными характеристиками около 23 млн лет назад. Последовавшие за последними андезит-дацитовые расплавы обладали коровыми геохимическими характеристиками. Особое значение имели излияния мантийных низкокальциевых андезибазальтов, распространившихся около 13 млн лет назад (после спрединга коры Японского моря) на обширной территории Южного Приморья.

Установленная эпизодичность развития мантийного и корового магматизма Юго-Западного Приморья отражала импульсную средне-позднекайнозойскую деструкцию литосферы континентальной окраины, согласованную с осциллярными переменными вращательными движениями Тихоокеанской плиты, выражающимися в сжатии и растяжении континентальной окраины. При смене сжатия растяжением магматизм концентрировался в Арсеньевской зоне, а при смене растяжения сжатием – перераспределялся на сопредельную территорию Лаоелин-Гродековского террейна.

Работа выполнена с финансированием Интеграционного проекта Президиума СО РАН № 6.7.3, проекта СО РАН № 70 и гранта Президента Российской Федерации МК-1903 2003.05.

ЛИТЕРАТУРА

1. Аракелянц М.М., Ахметьев М.А., Филимонова Л.Г. Возраст вулканитов Южного Сихотэ-Алиня // Докл. АН СССР. 1982. Т. 262, № 4. С. 946–948.
2. Жаров А.Э. Геологическое строение и мел-палеогеновая геодинамика Юго-Восточного Сахалина: Автореф. дис... канд. геол.-минер. наук. М.: ГИН РАН, 2003. 27 с.

3. Мальшев Ю.Ф. Типы земной коры Восточной Азии и их геологическая интерпретация // Тихоокеан. геология. 2001. Т. 20, № 6. С. 3–16.
4. Мартынов Ю.А. Геохимия базальтов активных континентальных окраин и зрелых островных дуг (на примере Северо-Западной Пацифики). Владивосток: Дальнаука, 1999. 218 с.
5. Мартынов Ю.А., Коваленко С.В., Рассказов С.В., Саранина Е.В. Геохимия и вопросы металлогении кайнозойских постсубдукционных известково-щелочных вулканитов юго-западного Приморья // Рудные месторождения континентальных окраин. Вып. 2. Владивосток: Дальнаука, 2001. С. 5–20.
6. Мартынов Ю.А., Чашин А.А., Рассказов С.В., Саранина Е.В. Позднемиоцен-плиоценовый базальтовый вулканизм Юга Дальнего Востока России как индикатор гетерогенности литосферной мантии в зоне перехода континент-океан // Петрология. 2002. Т. 10, № 2. С. 189–209.
7. Маслов Л. А., Романовский Н. П. К проблеме тектонической активности Тихоокеанского сегмента Земли // Тихоокеан. геология. 1995. Т. 14, № 2. С. 3–12.
8. Попов В.К., Гребенников А.В., Коваленко С.В., Кутуб-Заде Т.К. Петролого-геохимическая характеристика вулканических кайнозойских комплексов Краскинской впадины на примере п-ова Краббе (Приморье) // Мезозойские и кайнозойские магматические и метаморфические образования Дальнего Востока: Материалы Пятого Дальневост. регион. петрограф. совещ. Хабаровск: ФГУГПП "Хабаровскгеология", 2001. С. 38–40.
9. Попов В.К. Особенности проявления и состава интрузивных пирокластитов в кайнозойских впадинах Юго-Западного Приморья // Вулканизм и геодинамика: Материалы II Всерос. симпози. по вулканологии и палеовулканологии. Екатеринбург: Ин-т геологии и геохимии УрО РАН, 2003. С. 704–709.
10. Рассказов С.В., Логачев Н.А., Брандт И.С., Брандт С.Б., Иванов А.В. Геохронология и геодинамика позднего кайнозоя (Южная Сибирь – Южная и Восточная Азия). Новосибирск: ВО Наука, Сиб. отд-ние, 2000. 288 с.
11. Рассказов С.В., Саранина Е.В., Мартынов Ю.А., Чашин А.А., Брандт И.С., Брандт С.Б., Масловская М.Н. Эволюция средне-позднемиоценового магматизма Южного Сихотэ-Алиня // Геодинамические режимы формирования Центрально-Азиатского складчатого пояса. Иркутск: Изд-во Иркут. ун-та, 2001. С. 167–192.
12. Рассказов С.В., Масловская М.Н., Скопинцев В.Г., Саранина Е.В., Ильясова А.М., Сизых Ю.И. Позднепалеозойские субщелочные и редкометалльные гранитоиды юго-восточной части Восточного Саяна (Геохимические характеристики и Rb-Sr-изотопная систематика) // Геология и геофизика. 2003. Т. 44, № 11. С. 1133–1144.
13. Рассказов С.В., Саранина Е.В., Мартынов Ю.А., Чашин А.А., Максимов С.О., Брандт И.С., Брандт С.Б., Масловская М.Н., Коваленко С.В. Развитие позднекайнозойского магматизма активной континентальной окраины Южного Приморья // Тихоокеан. геология. 2003. № 1. С. 92–109.
14. Рассказов С.В., Саранина Е.В., Масловская М.Н., Ясныгина Т.А., Травин А.В., Коваленко С.В., Мартынов Ю.А., Попов В.К. Начало растяжения коры во впадине Японского моря: радиоизотопное датирование вулканических пород среднего кайнозоя Юго-Западного Приморья ^{40}Ar - ^{39}Ar и Rb-Sr методами // Изотопная геохронология в решении проблем геодинамики и рудогенеза. II Российская конференция по изотопной геологии. СПб.: ИГГД РАН, 2003. С. 413–417.
15. Рассказов С.В., Ясныгина Т.А. Отличие динамики астеносферного магматизма в задуговой области Северо-Восточного Хонсю и в Провинции Бассейнов и Хребтов, США: вариации $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ в вулканических породах // Эволюция тектонических процессов в истории Земли. Т. 2. Новосибирск, 2004. С. 96–100.
16. Седых А.К. Новые данные по геологическому строению и стратиграфии Краскинской впадины (юго-западное Приморье) // Кайнозой Дальнего Востока. Владивосток: ДВО АН СССР, 1989. С. 78–89.
17. Тектоно-магматические системы аккреционной коры (Сихотэ-Алинь) / Левашов Г.Б., Рыбалко В.И., Изосов Л.А. и др. Владивосток: ДВО АН СССР, 1989. 340 с.
18. Ханчук А.И., Раткин В.В., Рязанцева М.Д. и др. Геология и полезные ископаемые Приморского края: очерк. Владивосток: Дальнаука, 1995. 68 с.
19. Щека С.А. Базит-гипербазитовые интрузии и включения в эффузивах Дальнего Востока. М.: Наука, 1983. 167 с.
20. Ясныгина Т.А., Рассказов С.В., Маркова М.Е., Иванов А.В., Демонтерова Е.И. Определение микроэлементов методом ICP-MS с применением микроволнового кислотного разложения в вулканических породах основного и среднего состава // Прикладная геохимия. Вып. 4. Аналитические исследования / (Под ред. Э.К. Буренкова, А.А. Кремнецкого). М.: ИМГРЭ, 2003. С. 48–56.
21. Abdel-Rahman A.M., El-Kibbi M.M. Anorogenic magmatism: chemical evolution of the Mount El-Sibai A-type complex (Egypt), and implications for the origin of within-plate felsic magmas // Geol. Mag. 2001. V. 138, N 1. P. 67–85.
22. Clague D.A., Jarrard R.D. Tertiary Pacific plate motion deduced from the Hawaiian Emperor Chain // Geol. Soc. Amer. Bull. 1973. V. 84. P. 1135–1154.
23. Jackson E.D., Shaw H.R., Bargar K.E. Calculated geochronology and stress field orientations along the Hawaiian chain // Earth Planet Sci Letters. 1975. V. 26. P. 145–155.
24. Jolivet L., Tamaki K., Fournier M. Japan Sea, opening history and mechanism: A synthesis // J. Geophys. Res. 1994. V. 99, N B11. P. 22,237–22,259.
25. Kojima S., Kemkin I.V., Kametaka M., Ando A. A correlation of accretionary complexes of southern Sikhote-Alin of Russia and Inner Zone of Southwest Japan // Chinese Sci. Journ. 2000. V. 4, N 3. P. 175–185.
26. Luth W.C., Jahns R.H., Tuttle O.F. The granite system at pressures of 4 to 10 kilobars // J. Geophys. Res. 1964. V. 69. P. 759–773.
27. Maeda J. Opening of the Kuril basin deduced from the magmatic history of Central Hokkaido, North Japan // Tectonophysics. 1990. V. 174, N 3/4. P. 235–255.
28. McDonough W.F., Sun S.-s. The composition of the Earth // Chemical Geology. 1995. V. 120. P. 223–253.
29. Miller D.M., Goldstein S.L., Langmuir C.H. Cerium/lead and lead isotope ratios in arc magmas and the enrichment of lead in the continents // Nature. 1994. V. 368. P. 514–519.

30. Ohki J., Watanabe N., Shuto K., Itaya T. Shifting of the volcanic fronts during Early to Late Miocene in the Northeast Japan arc // *The Island Arc*. 1993. V. 2. P. 87–93.
31. Ohki J., Shuto K., Kagami H. Middle Miocene bimodal magmatism by asthenospheric upwelling: Sr and Nd isotopic evidence from the back-arc region of the Northeast Japan arc // *Geochem. J.* 1994. V. 28, N 6. P. 473–487.
32. Okamura S., Martynov Y.A., Furuyama K., Nagao K. K-Ar ages of the basaltic rocks from Far East Russia: constraints on the tectono-magmatism associated with the Japan Sea opening // *The Island Arc*. 1998. V. 7. P. 271–282.
33. Otofujii Y., Kambara A., Matsuda T., Nohda S. Counterclockwise rotation of Northeast Japan: paleomagnetic evidence for regional extent and timing of rotation // *Earth Planet. Sci. Letters*. 1994. V. 121. P. 503–518.
34. Pouclet A., Lee J-S., Vidal P., Cousen B., Bellon H. Cretaceous to Cenozoic volcanism in South Korea and in the Sea of Japan: magmatic constraints on the opening of the back-arc basin // Smellie J.L. (ed.). *Volcanism associated with extension at consuming plate margins*. Geol. Soc. Spec. Publication No 81. 1995. P. 169–191.
35. Rudnick R.L., Fountain D.M. Nature and composition of the continental crust: a lower crustal perspective // *Reviews of Geophysics*. 1995. V. 33. P. 267–309.
36. Shuto K., Ohki J., Kagami H., Yamamoto M., Watanabe N., Yamamoto K., Anzai N., Itaya T. The relationships between drastic changes in Sr isotope ratios of magma sources beneath the NE Japan arc and the spreading of the Japan Sea back-arc basin // *Mineralogy and Petrology*. 1993. V. 49. P. 71–90.
37. Sun S.-S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Eds. A.D. Saunders, M.J. Norry. *Magmatism in the ocean basins*. Geological Society Special Publication. 1989. N 42. P. 313–345.
38. Takahashi Y., Yoshida H., Sato N., Hama K., Yusa Y., Shimizu H. W- and M-type tetrad effects in REE patterns for water-rock systems in the Tono uranium deposit, central Japan // *Chem. Geology*. 2002. P. 311–335.
39. Tatsumi Y., Otofujii Y.-I., Matsuda T., Nohda S. Opening of the Japan back-arc basin by asthenospheric injection // *Tectonophysics*. 1989. P. 317–329.
40. Tuttle O.F., Bowen N.L. Origin of granite in the light of experimental studies in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ - KAlSi_3O_8 - SiO_2 - H_2O // *Mem. Geol. Soc. Am.* 1958. V. 74. 153 p.

Поступила в редакцию 22 июля 2004 г.

Рекомендована к печати А.И. Ханчуком

S.V. Rasskazov, T.A. Yasnygina, Ye.V. Saranina, M.N. Maslovskaya, N.N. Fefelov, I.S. Brandt, S.B. Brandt, S.V. Kovalenko, Yu.A. Martynov, V.K. Popov

Cenozoic magmatism in Southwestern Primorye: impulse melting of mantle and crust

A Middle-Late Cenozoic sequence of basic to acid magmatic rocks has been studied in the territory of Southwestern Primorye, their age has been determined, and microelement concentrations by the ICP and MS methods and strontium isotope ratios have been measured. Initial magmatism (mainly crustal, partly synkinematic) manifested itself in the Laoling-Grodekovo terrane and at its boundary with the Arsenyevsk zone of downwarping of the Khanka superterrane in the time interval 46–38 Ma, and it was reactivated at 33–32 Ma. The Arsenyevsk zone was the place of episodes of eruptions of mantle high-titanium basalts at 38–34 to 9 Ma, and also of basalts with pronounced subduction characteristics and of andesites with crustal material admixture at about 23 Ma. Of particular importance were outflows of mantle low-potassium andesibasalts, which shifted northward and were distributed in the Shufan and Shkotovo volcanic fields at about 13 Ma. In the interpretation of the data obtained, a comparison is made between the development of Middle-Late Cenozoic magmatism in Southwestern Primorye and the temporal sequence of sinusoidal spatial distribution of volcanoes of the Hawaiian chain. Jackson et al. [23] supposed that such distribution had reflected the oscillatory rotation-translation of the Pacific plate and the impulse variations of compression and extension of the lithosphere in the continental margin. The change of compression by extension made magmatism with mantle and subduction characteristics concentrate in the Arsenyevsk zone, and the reverse change of extension by compression was accompanied with redistribution of magmatism into the contiguous territory of the Laoling-Grodekovo terrane and its development mainly in the crust.

**ХРОНОЛОГИЯ И ЭВОЛЮЦИЯ МАГМАТИЗМА ОСТРОВА УРУП (КУРИЛЬСКИЙ
АРХИПЕЛАГ) ПО ДАННЫМ К-АР ИЗОТОПНОГО ДАТИРОВАНИЯ И
ДИАТОМОВОГО АНАЛИЗА**

П.Ю. Ковтунович*, В.А. Лебедев, И.В. Чернышев**, Е.В. Арутюнян****

**Федеральное Государственное унитарное геологическое предприятие
"Сахалинская геологоразведочная экспедиция", г. Южно-Сахалинск*

***Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН,
г. Москва*

Проведено изотопно-геохронологическое изучение неоген-четвертичных магматических пород о. Уруп (Большая Курильская гряда). Установлено, что магматическая активность на острове проявлялась на протяжении последних 10 млн лет и продолжается ныне. Полученные К-Аг данные вместе с результатами диатомового анализа хорошо согласуются с региональной стратиграфической схемой палеогеновых и неогеновых отложений и схемой внутрорегиональной корреляции магматических образований Курильских островов, которые были разработаны при подготовке второго издания листов Госгеолкарты-200.

На нынешней территории о. Уруп в наиболее ранний, позднемиоцен-плиоценовый (10.5–4.5 млн лет назад) этап магматизма формировались породы рыбаковского андезитового вулканического комплекса, который представлен покровной фацией (рыбаковской свитой) и субвулканическими образованиями. Практически в это же время (6.6–4.7 млн лет назад), но на большей глубине, внедрились интрузивные тела прасоловского плагиогранит-диоритового плутонического комплекса. Плиоценовый этап магматизма о. Уруп характеризуется образованием пород камуйского дацитового вулканического комплекса (4.0–2.1 млн лет назад). Этот комплекс в пределах острова развит локально и представлен только субвулканическими телами кислого состава. В плиоцен-ранннеоплейстоценовый этап магматизма (3.0–0.8 млн лет назад) в пределах о. Уруп формируется фрегатский андезибазальтовый вулканический комплекс, включающий покровную фацию (фрегатскую толщу) и субвулканические образования. В четвертичное время на острове в субаэральной обстановке образовались эффузивно-пирокластические породы среднего и основного состава богатырского средннеоплейстоцен-голоценового андезитового вулканического комплекса (менее 0.5 млн лет), образующие конусы стратовулканов, а также кислые пирокластические породы роковского дацитового вулканического комплекса. Перечисленные выше магматические подразделения о. Уруп хорошо коррелируются с выделяемыми комплексами в пределах смежных островных блоков Большой Курильской дуги и подтверждают единую геологическую историю развития региона.

Ключевые слова: неоген-четвертичный магматизм, геохронология, К-Аг метод, диатомовый анализ, о. Уруп, Курильские острова.

ВВЕДЕНИЕ

Среди известных на территории России районов проявления молодого (неоген-четвертичного) магматизма Курило-Камчатская зона безусловно является наиболее значимой по масштабам развития вулканической активности и ее продолжительности, количеству крупных полигенных вулканов и объемам изверженного ими материала. Развитие позднекайно-

зойского магматизма в этом регионе связано с процессами субдукции Тихоокеанской плиты под континентальную окраину Евразии и возникновением цепи островных дуг, протянувшихся от Камчатки до Филиппинского архипелага.

Хотя островодужный магматизм на Земле достаточно широко распространен, для России, несмотря на ее огромную территорию, этот регион является

единственным, где четвертичный вулканизм связан с взаимодействием океанической и континентальной литосферных плит, в отличие, например, от Кавказа (коллизия континент–континент) или Байкальской зоны (рифтогенная обстановка).

Целью настоящего исследования являлось изучение хронологии молодого магматизма Курильской островной дуги на примере одного из островов ее южной части – о. Уруп. До последнего времени геохронологические данные для этого региона имелись в крайне ограниченном количестве, и расчленение магматических комплексов с построением стратиграфических колонок в большинстве случаев проводилось исключительно на основе геологических и палеонтологических данных.

В 2001–2002 годах Сахалинской ГРЭ начаты полевые работы по геологическому доизучению масштаба 1:200 000 (ГДП-200) на территории о. Уруп. В этот же период Институтом геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии (ИГЕМ) РАН и Сахалинской ГРЭ проведена работа по изотопному датированию магматических комплексов острова. Эти совместные исследования позволили построить новую стратиграфическую и геохронологическую шкалу развития магматизма в этом регионе.

КРАТКИЕ СВЕДЕНИЯ О ГЕОЛОГИЧЕСКОМ СТРОЕНИИ О. УРУП

Как известно, Курильские острова являются южным звеном Курило-Южно-Камчатской островной дуги – типичной двойной островной дуги Тихого океана [13], наложенной на сложно дислоцированный мезозойский фундамент. Структура дуги морфологически выражена двумя параллельными грядами островов (Малокурильской с востока и Большекурильской с запада), разделенными междуговым Срединно-Курильским прогибом.

Остров Уруп расположен во внутренней (западной) части островной дуги – в Большекурильской зоне, где активный вулканизм широко проявлен с позднего миоцена до настоящего времени.

До начала текущего столетия, из-за удаленности о. Уруп от регулярных транспортных линий, сведения о его геологическом строении были весьма скудны и основывались только на старых материалах тематических работ [10] и мелкомасштабной [2] и среднемасштабной [11,12] геологических съемок, проведенных в 50–60-х годах прошлого столетия. Крупномасштабные геолого-съемочные работы здесь не проводились.

Контакты подразделений, выделенных при производстве геологических съемок, не были изучены детально [5, 9]. Возраст большинства свит (луговская, лопуховская, быстринская) был принят на основании немногочисленных находок остатков моллюсков плохой сохранности и широкого возрастного диапазона [1, 9]. Возраст урупской, болотной, тетяевской и натальинской свит был принят вообще условно. Выделение и возрастное датирование магматических подразделений, вследствие крайне условного расчленения стратиграфического разреза, было также недостаточно обоснованно.

В период 2001–2002 гг., после более 40-летнего перерыва в изучении острова, были проведены полевые работы по ГДП-200 на всей территории о. Уруп. Параллельно в южной и центральной частях острова велись поиски рудного золота. В результате этих работ были получены принципиально новые материалы по стратиграфии, магматизму и тектоническому строению острова [9].

Было выяснено, что пликативные структуры на острове не пользуются распространенностью и отмечаются только в приразломных областях. Дизъюнктивные структуры, наоборот, широко проявлены на Урупе. Преобладают разломы продольные – северо-восточного и поперечные – северо-западного направлений, расчленяя о. Уруп на ряд клавишных блоков. Важную роль в развитии структуры острова играли вулканоструктуры центрального типа.

Стратотипы выделенных ранее свит: луговской (токотанской), быстринской (компанейской), натальинской (м.Темного), урупской (тетяевской), болотной (фрегатской) и лопуховской [1, 2, 10, 11] (рис. 1, 2) имеют близкий литолого-петрографический состав, отличаясь только различным соотношением в разрезах грубообломочных вулканокластических и тонкообломочных вулканогенно-осадочных пород [9], при этом эти две фациальные разности подчас имеют сложные контакты в клин.

В подавляющей части стратотипов (рис. 3, 4) Госгеолкарты-200 первого издания В.П. Болдыревой выделен комплекс диатомей, отвечающий позднемиоценовой подзоне "а" зоны *Neodenticula kamtschatica*. В разрезе по р. Лопуховой ею же выделен комплекс диатомей позднемиоцен–раннеплиоценовой подзоны "б" зоны *Neodenticula kamtschatica*, а по реке Веселой – комплекс диатомей позднемиоценовой зоны *Thalassionema schraderi*.

Вышеуказанные факты свидетельствуют о том, что авторы предшествующих схем в условиях отсутствия маркирующих горизонтов и руководящих палеонтологических остатков выделяли в качестве са-

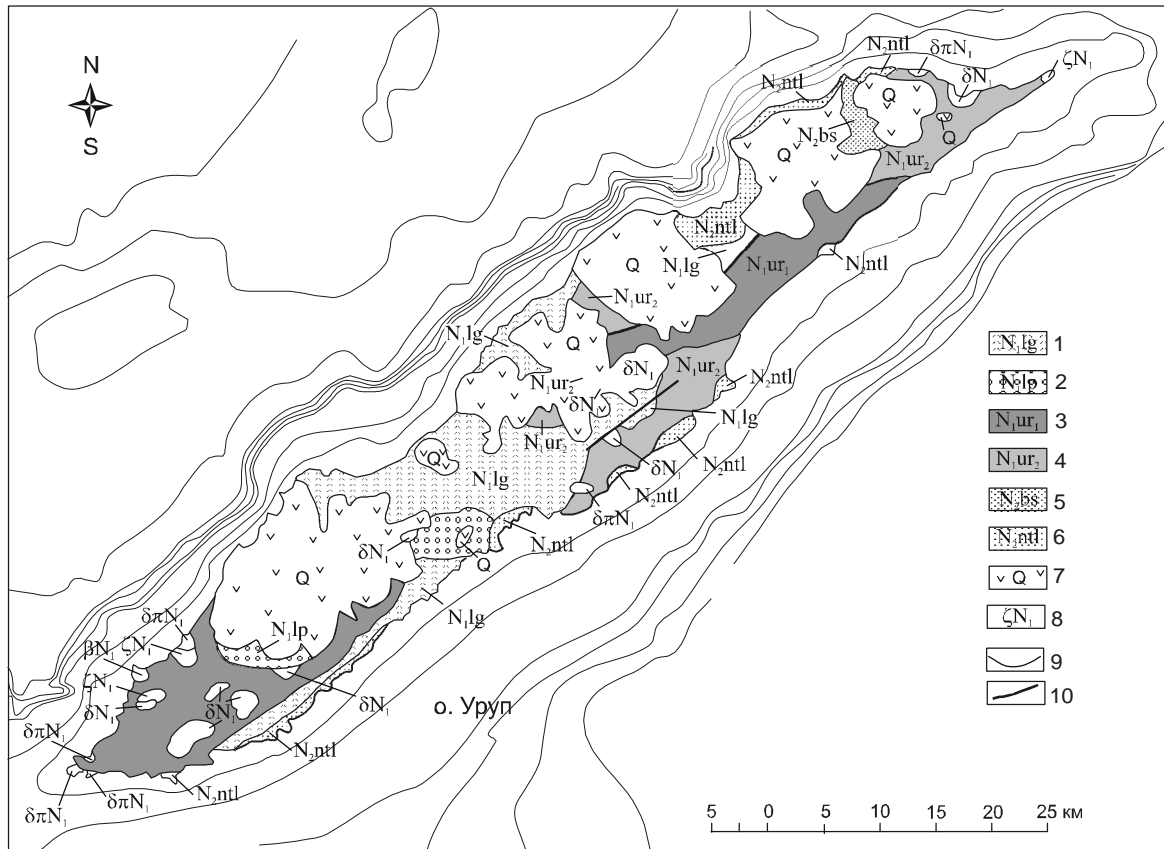


Рис. 1. Схематическая геологическая карта о. Уруп, по Б.Н.Пискунову (1971–1972 гг.).

1 – луговская свита; 2 – лопуховская свита; 3 – урупская свита, нижняя подсвита; 4 – урупская свита, верхняя подсвита; 5 – быстринская свита; 6 – натальинская свита; 7 – четвертичные эффузивно-пирокластические образования: преимущественно андезиты; 8 – миоценовые интрузивные образования: дациты, диориты (δ), диорит-порфириты ($\delta\pi$), базальты (β); 9 – границы геологические; 10 – разломы.

мостоятельных стратифицированных подразделений разнофациальные синхронные толщи, искусственно надстраивая их друг на друга в обобщенном стратиграфическом разрезе. Поэтому выделенные ранее свиты были признаны некартируемыми на местности и упразднены [9]. В основу стратиграфического расчленения о. Уруп была положена утвержденная в 1997 году в НРС МПР (Всероссийский научно-исследовательский геологический институт имени А.П. Карпинского) Серийная легенда Госгеолкарты-200 Курильской серии, разработанная на основе рабочей стратиграфической схемы неогеновых образований Курильских островов [3]. Базисом для расчленения магматических образований являлась схема внутри-региональной корреляции магматических образований Курильских островов [7]. Согласно этой схеме, неоген-четвертичные магматические образования о. Уруп расчленены на пять вулканических комплек-

сов (рыбаковский, камуйский, фрегатский, богатырский, роковский) и один плутонический (прасоловский) комплекс.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

В настоящей работе обсуждаются результаты впервые проведенного детального изотопно-геохронологического изучения неоген-четвертичного магматизма о. Уруп. Для датирования был применен специальный вариант К-Аг метода, разработанный в ИГЕМ РАН для изучения молодых геологических образований [15]. Было исследовано около 80 проб, характеризующих породы всех магматических комплексов, формирование которых происходило в интервале от позднего миоцена до голоцена.

Измерения содержания радиогенного ^{40}Ar проводились на высокочувствительном низкофономом масс-спектрометрическом комплексе, соз-

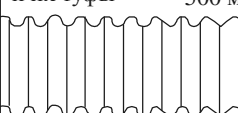
Система	Отдел	Подотдел	Желубовский Ю.С., Прялухина А.Ф. 1964	Неверов Ю.Л. 1969	Пискунов Б.Н. Госгеолкарта-200 1965	Ковтунович П.Ю. ГДП-200 2003									
НЕОГЕН	Плиоцен	верхний	быстринская свита туфобрекчии, туфоконгломераты, туфопесчаники, туфоалевролиты, туффиты	р-он бух. Наталии туфобрекчии, эффузивы, туфоконгломераты, туфопесчаники	свита м. Темного туфобрекчии, эффузивы, туфоконгломераты, туфы 700 м	натальинская свита туфобрекчии, эффузивы, туфоконгломераты, туфопесчаники, 900 м	фрегатская свита андезиобазальты, андезиты, базальты и их туфы 500 м								
		нижний						компанейская свита туфобрекчии, туфоконгломераты, туфопесчаники, туфоалевролиты, туффиты 500 м	быстринская свита туфобрекчии, туфоконгломераты, туфопесчаники, туфоалевролиты, туффиты 400 м	 рыбаковская свита акватуфы и акватуффиты основного и среднего состава, туффиты кислого состава, туфопесчаники, туфоалевролиты, туфоконгломератобрекчии более 1500 м					
	Миоцен	верхний	токотанская свита метаморфизованные туфопесчаники, туфы, туфогравелиты	лопуховская свита туфопесчаники, туфоалевролиты, туффиты 500 м	луговская свита туфопесчаники, туфоалевролиты, туфогравелиты, туфы 1300 м	лопуховская свита туфопесчаники, туфоалевролиты, туффиты 550 м	луговская свита туфопесчаники, туфоалевролиты, туфогравелиты 1200 м								
		нижний-средний							урупская свита сильно измененные эффузивы, туфобрекчии, песчаники, гравелиты сев. м. Хива 2000 м	тетяевская свита песчаники, алевролиты, туфы хлоритизированные и карбонатизированные 2000 м	урупская свита сильно измененные эффузивы, туфобрекчии, песчаники, гравелиты 2700 м				
		ПАЛЕОГЕН							верхний		токотанская свита динамометаморфизованные туфоалевролиты, туфопесчаники, туфогравелиты 200 м				

Рис. 2. Сопоставление различных стратиграфических схем о.Уруп

данном в ИГЕМ РАН на базе прибора МИ-1201 ИГ Сумского НПО "СЭЛМИ" (Украина), с помощью метода изотопного разбавления. В качестве трассера использовался моноизотоп ^{38}Ar . Достигнутые параметры и приемы анализа позволили датировать молодые вулканы о.Уруп из навесок проб, не превышающих по массе 100 мг. Правильность измерений контролировалась систематическими анализами стандартных проб биотита и мусковита "Bern-4", "базальт 1/76", "Азия" и "мусковит Р-207" и аргона с атмосферным изотопным составом. Определения содержания калия были выполнены методом пламенной спектрофотометрии.

Важной особенностью пород магматических комплексов о.Уруп является низкое содержание в них калия – менее 1%, а часто и менее 0.5%, что

является характерной чертой продуктов островодужного магматизма и в целом снижает точность анализа при их К-Аг датировании. При особо низких содержаниях калия (менее 0.2 %) получение надежной геохронологической информации для кайнозойских пород с помощью К-Аг метода становится практически невозможным. Индивидуальные аналитические погрешности определений содержания калия, радиогенного аргона и рассчитанных значений возраста для изученных образцов приведены в табл.

Как известно, особенность К-Аг датирования молодых вулканических пород состоит в измерении ультрамалых количеств радиогенного ^{40}Ar , обычно при невысокой его доле в общем ^{40}Ar в образце. Проведенное ранее в ИГЕМ изучение К-Аг



- 1 Ir QH
- 2 Q bg
- 3 QIII rk
- 4 N2-Q1 fr
- 5 N1-2,rb
- 6 α Q bg
- 7 ζ QIII rk
- 8 β N2-Q1 fr
- 9 ζ N2 km
- 10 α N1-2 rb
- 11 πγ-v N1-2 pr
- 12 —
- 13 —
- 14 •
- 15 7021 ⇄
- 16 560 L

изотопной систематики вкрапленников и основной массы вулканитов Кавказа позволило выявить, что наиболее приемлемым материалом для датирования является основная масса пород, так как минералы-вкрапленники (особенно с низкими содержаниями калия) содержат избыточный аргон и показывают завышенные значения возраста [15, 16]. Подобные эффекты отмечались и для новейших лав Японии, Италии и Северной Америки [17–19].

Датирование валовых проб, в случае афировых пород или вулканитов с низким содержанием вкрапленников, обычно является хорошим приближением к истинному возрасту кристаллизации [16]. В случае датирования образцов с высоким содержанием фенокристаллов использование валовых проб может приводить к получению несколько удвоенных значений К-Аг возраста, особенно при

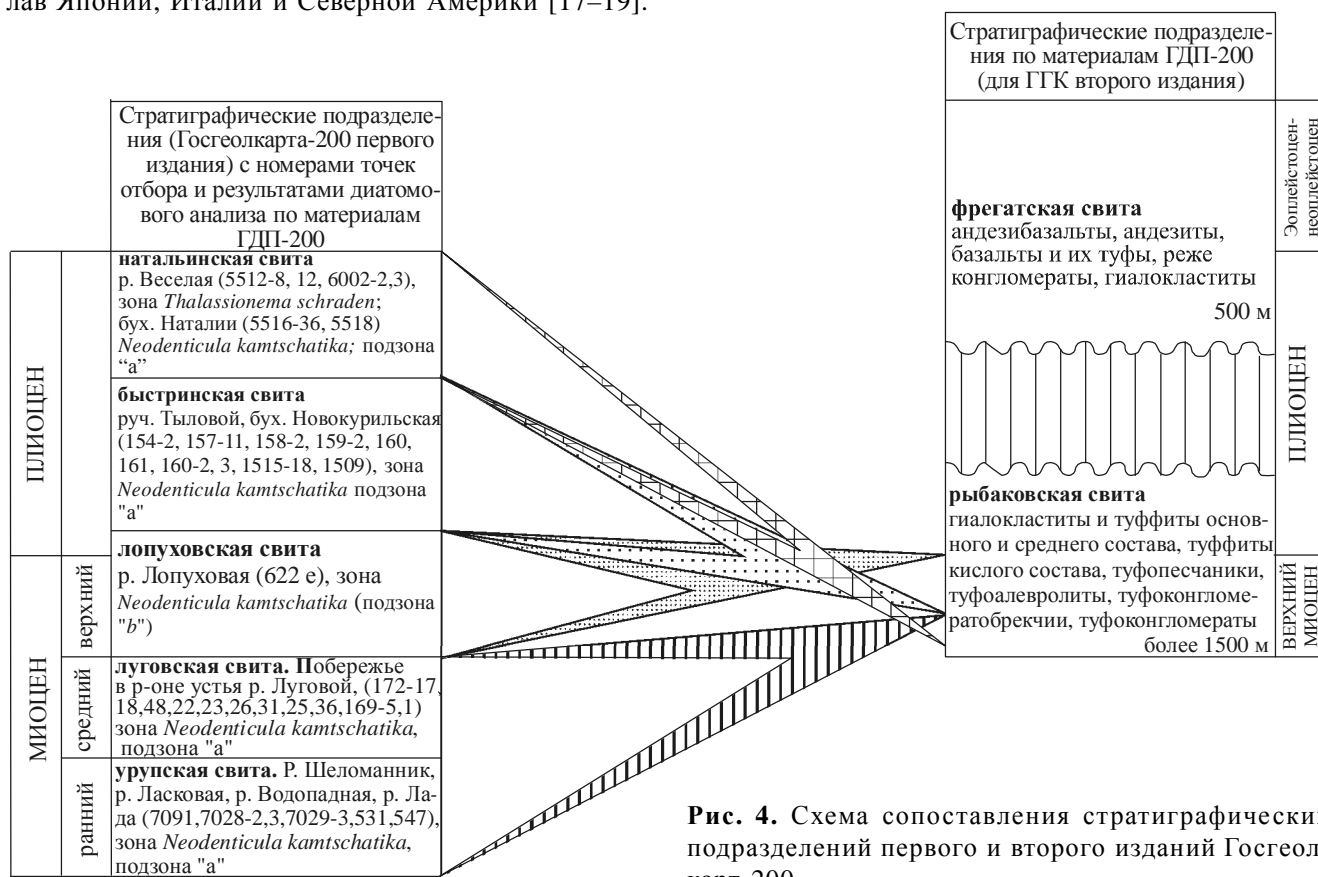


Рис. 4. Схема сопоставления стратиграфических подразделений первого и второго изданий Госгеолкарта-200.

Рис. 3. Схематическая геологическая карта о.Уруп по материалам ГДП-200 масштаба 1:500 000 с нанесенными местами отбора проб для геохронологических исследований.

1–5 – стратифицированные образования: 1 – голоценовые рыхлые лахаровые отложения, 2 – четвертичные эффузивно-пирокластические образования богатырского вулканического комплекса: андезиты, андезиобазальты, базальты, туфы, тефра, 3 – среднеплейстоценовая роковская свита: пемзовые туфы, туффиты, тефроиды дацитов, риодациты, 4 – верхнеплиоцен-нижнеоплейстоценовая фрегатская толща: андезиобазальты, базальты, их туфы и акватуфы, 5 – верхнемиоцен-нижнеплиоценовая рыбаковская свита: вулканогенно-осадочные образования разной размерности и состава, преимущественно среднего-основного; 6–11 – субвулканические интрузивные и экструзивные образования: 6 – четвертичные экструзии андезитов богатырского вулканического комплекса, 7 – позднеплейстоценовые экструзии дацитов роковского вулканического комплекса, 8 – субвулканические тела базальтов фрегатского вулканического комплекса, 9 – субвулканические тела дацитов, риодацитов ($\lambda\zeta$), дациандезитов ($\zeta\alpha$), тоналит-порфиоров ($\rho\pi$) камуйского вулканического комплекса, 10 – субвулканические тела андезитов, кварцевых диорит-порфиоров ($q\delta\pi$), базальтов (β), диорит-порфиоров ($\delta\pi$), дацитов (ζ), риодацитов ($\lambda\zeta$), андезиобазальтов ($\alpha\beta$) и тела сложного состава от риодацитов до кварцевых диорит-порфиоров ($\lambda\zeta$ - $q\delta\pi$) рыбаковского вулканического комплекса, 11 – интрузии сложного состава от плагиогранитов до габброидов прасоловского интрузивного комплекса; 12 – границы геологические; 13 – разломы; 14 – кратеры вулканов; 15 – места находок диатомовых водорослей и номера проб; 16 – места отбора проб для изотопного датирования (К – Аг метод) и их номера.

изучении голоцен-позднеплейстоценовых образований.

Изотопно-геохронологическое изучение неоген-четвертичных магматических пород о. Уруп проводилось с использованием валовых проб. В связи с этим, датировки для четвертичных эффузивов в ряде случаев могут быть удревнены, и мы рассматриваем их в качестве оценочных, т.е. определяющих нижний возможный предел возраста пород. Это относится, прежде всего, к полифировым породам богатырского и роковского комплексов. Кроме высокого содержания фенокристаллов, в этих породах отмечается низкий уровень гомогенизации на кристаллическом уровне. Среди порфировых выделений в изобилии отмечаются гламеропорфировые сростки плагиоклазов и темноцветных минералов, неравновесные кварц и основной плагиоклаз (лабрадор), что косвенно подтверждает слабую стадию изотопной гомогенизации магматического расплава.

В качестве дополнительного критерия надежности полученных изотопных данных в настоящей работе проведена их корреляция с результатами диатомового анализа, которые легли в основу расчленения магматических образований острова.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Результаты К-Аг датирования неоген-четвертичных магматических пород приведены в таблице. За единичными исключениями, они достаточно хорошо согласуются со схемой внутрорегиональной корреляции магматических образований Курильских островов [9].

Для пород наиболее древнего, *рыбаковского андезитового вулканического комплекса* полученные датировки лежат в диапазоне 10,5–4,5 млн лет, что отвечает позднему миоцену–раннему плиоцену. Исключение составляют К-Аг даты для диоритов из штока в районе мыса Святой (обр. 560; $3,6 \pm 0,3$ млн лет) и кварцевых диорит-порфиритов ручья Водопадного (обр. 7031–4; $2,05 \pm 0,25$ млн лет).

Датировки двух образцов пород *прасоловского плагиогранит-диоритового плутонического комплекса* лежат в диапазоне 4,9–4,7 млн лет, соответствующем началу раннего плиоцена.

Для субвулканических образований *камуйского дацитового вулканического комплекса* К-Аг датировки разбиваются на три группы значений: 3,95–3,35; 2,15 и 1,5–1,35 млн лет. Возможно, что шток дацитов–тоналит-порфиров на р. Быстрой, датированный последним, наиболее молодым воз-

растным диапазоном, включен в камуйский комплекс ошибочно. Остальные датировки образований камуйского комплекса отвечают средне-позднеплейстоценовому возрастному интервалу, что хорошо согласуется со схемой внутререгиональной корреляции магматических образований Курильских островов.

К-Аг данные, полученные для пород *фрегатского андезибазальтового вулканического комплекса*, указывают на его формирование в конце плиоцена–эоплейстоцене ($3-0,8$ млн лет назад).

Вулканические образования *богатырского андезитового комплекса* датированы возрастным интервалом 0,5–0,4 млн лет. Предполагаемый возраст пород комплекса оценивался средним неоплейстоценом–голоценом. Можно предположить, что полученные датировки несколько удревнены по причинам, обсуждавшимся выше, и их следует рассматривать в качестве нижней возможной границы времени образования пород комплекса.

Единственная изотопная датировка пород позднеплейстоценового *роковского дацитового вулканического комплекса* составляет $0,6 \pm 0,08$ млн лет (обр. 175). Причиной возможного удревнения К-Аг возраста породы, по-видимому, является слабая степень изотопной гомогенизации магматического расплава, что подтверждается высоким содержанием фенокристаллов (55% объема породы) и наличием неравновесных кварца и лабрадора.

На основании полученных данных можно наметить следующую схему последовательности магматизма на о. Уруп.

Рыбаковский вулканический комплекс (поздний миоцен – плиоцен)

В наиболее ранний, позднемиоцен-плиоценовый, этап магматизма на о. Уруп формировался рыбаковский андезитовый вулканический комплекс, который представлен покровной фацией (*рыбаковской свитой*) и субвулканическими образованиями. В это время в субаквальной обстановке в непосредственной близости от вулканических центров отлагались грубообломочные вулканокластические породы, в отдалении от них – тонкообломочные вулканогенно-осадочные при значительной доле вулканических турбидитов. Во времени и по латерали активность этих центров менялась: одни угасали, возникали новые, образуя сложнотипную линзовидно-переслаивающуюся островодужную вулканогенную толщу – рыбаковскую свиту. Последняя слагает большую часть террито-

Таблица. Результаты К-Аг датирования магматических пород о. Уруп.

№ авт.	Место отбора	Свита	Порода	Калий, % ±σ	⁴⁰ Аг _{рад} (нг/г) ±σ	Возраст, млн лет ±1.6σ
1	2	3	4	5	6	7
Рыбаковский вулканический комплекс						
121	м. Тигровый	b N₁₋₂rb	шаровый базальт	0.80±0.015	0.28±0.02	5.0±0.5
121-02	то же	то же	то же	0.76±0.015	0.26±0.02	4.95±0.5
121-03	»»	»»	»»	0.78±0.015	0.25±0.02	4.7±0.4
121-07	»»	»»	»»	0.79±0.015	0.23±0.02	4.20±0.35
132-08	м. Темный	N₁₋₂rb	акватуф андезибазальта	0.44±0.015	0.200±0.015	6.5±0.6
132-57	то же	»»	акватуф базальта	0.28±0.015	0.16±0.01	8.3±1.1
132-58	»»	то же	то же	0.28±0.015	0.15±0.01	7.9±1.1
132-59	»»	»»	»»	0.30±0.015	0.155±0.010	7.55±0.85
137-3	бух. Катаева	qdpN₁₋₂rb	кварцевый диорит-порфирит роговообманковый	1.06±0.02	0.420±0.025	5.7±0.6
164-3	р. Половинка	abN₁₋₂rb	андезибазальт изменённый	0.21±0.015	0.15±0.01	10.3±1.4
560	р-он м. Святой	dN₁₋₂rb	диорит кварцсодержащий, шток с силлом	0.45±0.02	0.11±0.01	3.6±0.3
570-1	тихоокеанское побережье, междуречье руч. Ласковый и Шеламайник	l VN₁₋₂rb	риодацит, шток	0.58±0.015	0.210±0.025	5.3±0.9
625-1	к югу от р. Смуглянки	bN₁₋₂rb	базальт, силл	0.65±0.015	0.32±0.02	7.15±0.60
1759-20	р. Кручинушка	N₁₋₂rb	акватуф базальта	0.34±0.015	0.104±0.010	4.35±0.50
1759-21	то же	то же	то же	0.43±0.015	0.113±0.012	3.8±0.5
1759-22	»»	»»	»»	0.36±0.015	0.101±0.008	4.0±0.5
4258	охотоморское поб., севернее оз. Токотан	bN₁₋₂rb	базальт, силл	0.21±0.015	0.074±0.005	5.1±0.8
5505-67	тихоокеанское побережье, р-он р. Нигори	abN₁₋₂rb	андезибазальт пропицитизированный	0.48±0.015	0.270±0.025	7.95±0.95
5513	р. Весёлая	VN₁₋₂rb	дацит	1.28±0.02	0.68±0.03	7.6±0.6
5513-3	то же	то же	то же	1.19±0.02	0.65±0.03	7.95±0.65
5543-3	верховье р. Обжитой	N₁₋₂rb	акватуф базальта изменённый	1.28±0.02	0.62±0.03	6.95±0.65
5545-04	р. Обжитая	gbN₁₋₂rb	тоналит порфировидный	1.24±0.02	0.61±0.03	7.10±0.65
5545-05	то же	то же	то же	1.23±0.02	0.5400.025	6.4±0.5
7031-4	сред. часть руч. Водопадного	qdpN₁₋₂rb	кварцевый диорит - порфирит	0.60±0.015	0.085±0.006	2.05±0.25
8073-2	бух. Тетяева,	l VN₁₋₂rb	окварцованный риодацит	0.67±0.015	0.375±0.025	8.05±0.85
8074	бух. Тетяева	bN₁₋₂rb	базальт, силл	0.21±0.015	0.086±0.009	5.9±1.2
8075	м. Тетяева	то же	то же	0.78±0.015	0.315±0.020	5.8±0.7
А-1	м. Васина	aN₁₋₂rb	андезит	0.24±0.015	0.16±0.01	9.3±1.2
А-2	проявление золота «Купол»		вторичный кварцит	1.06±0.03	0.62±0.03	8.5±0.7
А-3	то же		то же	1.12±0.015	0.73±0.03	9.4±0.7
А-5	»»		»»	0.39±0.015	0.29±0.02	10.6±1.2
А-6	»»		»»	0.98±0.02	0.54±0.02	8.0±0.8
А-7	»»		»»	1.88±0.02	1.39±0.04	10.6±0.5
А-9	»»		»»	1.10±0.02	0.73±0.03	9.6±0.7
А-10	»»		»»	0.65±0.02	0.32±0.02	7.1±0.8
А-11	»»		»»	1.55±0.02	1.00±0.04	9.3±0.6
А-12	»»		»»	0.46±0.015	0.26±0.02	8.1±1.0

Таблица. Окончание.

1	2	3	4	5	6	7
A-13	м. Тетяева	$aN_{1-2}rb$	андезит	0.68 ± 0.015	0.44 ± 0.03	9.05 ± 0.95
A-14	о. Краб	$qdpN_{1-2}rb$	кварцевый диорит-порфирит	0.79 ± 0.02	0.49 ± 0.02	8.9 ± 1.0
Прасоловский плутонический комплекс						
7013	руч. Вязкий	$rgN_{1-2}pr$	плагиогранит	0.70 ± 0.015	0.24 ± 0.02	4.9 ± 0.5
7020	склон г. Коврайского	$gdN_{1-2}pr$	тоналит	0.57 ± 0.015	0.19 ± 0.02	4.7 ± 0.5
Камуйский вулканический комплекс						
563	м. Кастрикум	$rgpN_2k$	плагиогранит-порфир	1.40 ± 0.02	0.355 ± 0.025	3.65 ± 0.35
563-1	то же	то же	то же	1.21 ± 0.02	0.335 ± 0.025	3.95 ± 0.45
563-2	»»	»»	»»	1.28 ± 0.02	0.30 ± 0.02	3.35 ± 0.30
563-3	»»	»»	»»	2.18 ± 0.03	0.510 ± 0.025	3.35 ± 0.30
5502-1	р. Быстрая	zN_2km	дацит, шток	1.29 ± 0.02	0.125 ± 0.010	1.4 ± 0.2
5502-2	то же	то же	то же	1.41 ± 0.02	0.15 ± 0.01	1.5 ± 0.2
5502-3	»»	»»	»»	1.31 ± 0.02	0.12 ± 0.01	1.35 ± 0.20
5502-4	»»	$gdpN_2km$	тоналит-порфир, шток	1.34 ± 0.02	0.135 ± 0.010	1.45 ± 0.20
5525-4	р-он р. Яма	zN_2km	автомагматическая брекчия дацита	1.78 ± 0.02	0.265 ± 0.020	2.15 ± 0.30
5542-4	р. Бурливая	$gdpN_2km$	тоналит-порфир	1.24 ± 0.02	0.315 ± 0.020	3.65 ± 0.40
140-14	р. Лопуховая	zN_2km	дацит	0.55 ± 0.02	0.130 ± 0.015	3.35 ± 0.55
Фрегатский вулканический комплекс						
147-1	г. Медведь	aN_2-Q_1fr	андезит гиперстенный	0.46 ± 0.015	0.083 ± 0.006	2.6 ± 0.3
152	м. Якорь	bN_2-Q_1fr	базальт, экструзия	0.55 ± 0.015	0.029 ± 0.003	0.78 ± 0.12
630	руч. Рыбный-Стланниковый	N_2-Q_1fr	андезит, поток	0.56 ± 0.015	0.032 ± 0.002	0.84 ± 0.06
4261-3	руч. Чернушенский	$qdpN_2-Q_1fr$	кварцевый диорит-порфирит	0.66 ± 0.015	0.054 ± 0.004	1.2 ± 0.2
5521	м. Узкий	bN_2-Q_1fr	базальт, экструзия	0.33 ± 0.015	0.059 ± 0.008	2.55 ± 0.65
5531-5	р. Комариный	abN_2-Q_1fr	андезибазальт кварцевый	0.38 ± 0.015	0.079 ± 0.005	3.0 ± 0.4
7005-1	г. Брусничная	N_2-Q_1fr	андезибазальт	0.53 ± 0.015	0.072 ± 0.005	2.00 ± 0.25
7006-1	то же	то же	то же	0.39 ± 0.015	0.054 ± 0.005	2.0 ± 0.3
7010	верховье р. Грязной	»»	андезит	0.64 ± 0.015	0.12 ± 0.01	2.6 ± 0.3
120-3	м. Черепаха	»»	андезибазальт	0.47 ± 0.015	0.037 ± 0.0035	1.15 ± 0.25
Богатырский вулканический комплекс						
5548	верховье р. Весёлой	$aQ_{II-III}bg^{1+2}$	андезит двупироксеновый	0.79 ± 0.015	0.028 ± 0.0025	0.51 ± 0.07
5548-01	то же	то же	андезит кварцевый двупироксеновый	0.66 ± 0.015	0.021 ± 0.002	0.45 ± 0.08
5549-01	р. Веселая	$Q_{II-III}bg^{1+2}$	андезибазальт кварцевый	0.95 ± 0.02	0.033 ± 0.003	0.50 ± 0.08
5549-02	р. Весёлая	то же	то же	1.00 ± 0.02	0.027 ± 0.002	0.39 ± 0.07
Роковский вулканический комплекс						
175	охотоморское побер., руч. Узкий	$Q_{III}rk$	литокласт дациандезита кварцевого	0.59 ± 0.015	0.025 ± 0.002	0.60 ± 0.08

рии о. Уруп. Нижняя граница ее не вскрыта. Наиболее представительные разрезы вскрыты в районе бух. Абрамова, на правых притоках р. Быстрой, в устье р. Луговой. Представлены они линзовидно-переслаивающимися гиалокластитами основного и среднего состава различной размерности, которые чередуются с пачками, сложенными опоковидными туфоалевролитами, туфопесчаниками, туфогравелитами, туфоконгломератами, туфоконгломера-

тобрекчиями, туффитами дацитов и риодацитов, пемзовыми турбидитовыми брекчиями.

Вскрытая мощность наиболее полного разреза свиты (бух. Абрамова) составляет 1820 м. Нижняя часть разреза свиты (более 1200 м) представлена агломератовыми и агломерато-псефитовыми гиалокластитами базальта с редкими прослоями (1–2 м) псаммо-псефитовых туффитов дациандезита с обилием пемзовых обломков. Реже отмеча-

ются тонкие (до 0,5 м) прослои псаммитовых гиалокластитов базальта. В верхах разреза гиалокластиты сменяются грубым чередованием туфоконгломератов, туфопесчаников и туфогравелитов.

Вышележащая пачка мощностью более 200 м вскрыта в бассейне левого притока р. Быстрой по ручью Тыловому. Представлена она переслаиванием агломерато-псефитовых гиалокластитов базальта (1–50 м), псаммитовых и псефитовых, реже псаммоалевритовых туффитов дацита (0,1–5 м), пемзовых туфогравелитов и туфопесчаников, сложенных обломками кислых вулканитов. В верхней части она сложена переслаивающимися туффитами дацита, пемзовыми дресвяными гравелитобрекчиями и агломератовыми гиалокластитам базальта.

В этой пачке В.П. Болдыревой выделен комплекс диатомовых водорослей зоны *Neodenticula kamtschatica* (подзона "а"), что позволяет коррелировать её с верхнемиоценовыми отложениями северной Пацифики.

В центральной части острова в районе м. Отливной нижняя часть вскрытого разреза свиты (более 220 м) представлена чередованием турбидитовых валунных и щебнисто-дресвяных гравелитобрекчий вулканомиктовых с туфовым кислым материалом в цементе и уплощенными глыбами (до 2,5 м в большем поперечнике) алевролитов с диатомовыми водорослями, тонкослоистых (0,1–1 м) пачек алевролитов, песчаников и гравелитов вулканомиктовых, туфопесчаников, туфоалевролитов, туфогравелитов, сложенных обломками кислых вулканитов, редко псаммитовых туффитов дацита. Выше залегают переслаивающиеся щебнистые и дресвяные турбидитовые гравелитобрекчии с кислым туфовым материалом в цементирующей массе и уплощенными глыбами (до 2 м) алевролитов с диатомовыми водорослями, псефитовые и псаммитовые гиалокластиты базальта, туфопесчаники и туфоалевролиты, сложенные обломками основных вулканитов. Мощность пачки переслаивания 150 м. Верхи вскрытого разреза (около 140 м) сложены разнообломочными турбидитовыми брекчиями с цементирующей массой, сложенной туфовым кислым материалом, с редкими прослоями псаммитовых тефроидов риодацита, туфоалевролитов и туфогравелитов с обломочной частью кислого состава. В туфоалевролитах В.П. Болдыревой обнаружены остатки позднемиоцен-плиоценовых диатомовых водорослей зоны *Neodenticula kamtschatica* (подзона "а").

Позднемиоцен-раннеплиоценовый возраст свиты, ранее установленный на основании находок остатков диатомовых водорослей зон *Neodenticula*

kamtschatica (подзоны "а" и "б"), *Thalassionema schraderi*, подтвержден К-Аг датировками: гиалокластитов и акватуфов м. Темный – 8,3–6,5 млн лет, перешейка Сквозняковый – 6,95–3,8 млн лет и др. (табл.).

Субвулканические образования рыбаковского вулканического комплекса представлены штокообразными телами, силлами и дайками андезитов, андезибазальтов, диорит-порфиритов, кварцевых диорит-порфиритов, дацитов, риодацитов, базальтов и долеоритов. Они тесно ассоциируют с комагматичными гиалокластитам рыбаковской свиты. Наиболее крупные массивы вскрываются в районе мысов Вандер-Линда, Большой Охотник, Кузиноты, Тетяева, Васина, Этолина, в бассейнах рек Кама, Чернобурка, Комариный, Луговая. Из слагающих их пород получены многочисленные К-Аг датировки (табл.), подтверждающие позднемиоцен-раннеплиоценовый возраст образований.

Прасоловский плутонический комплекс (поздний миоцен – плиоцен)

Практически в это же время, но на большей глубине формируются интрузивные тела прасоловского плагиогранит-диоритового плутонического комплекса. Представлены они телами небольшого размера и, как правило, сложного состава. Среди слагающих их пород преобладают плагиограниты, тоналиты, гранодиориты, кварцевые диориты и диориты, реже габброиды и породы ряда от диорит-порфиритов до плагиогранит-порфиров. Наиболее крупный плутон – Нигорийский массив (около 35 км²) обнажается в бассейнах рек Нигори и Алеутка. Более мелкие массивы вскрыты в бассейнах рек Укротная, Чернобурка, Громовая, Голубичная, Утесная, Галинка и руч. Коленчатого. Форма тел штокообразная. Изотопные К-Аг датировки пород Нигорийского массива составляют: по гранодиориту – 6 млн лет, по плагиограниту – 6,6 млн лет [14], по двум образцам плагиогранитов – 4,9–4,7 млн лет (табл.). Учитывая активные контакты интрузивных тел комплекса с рыбаковской свитой, возраст которой охарактеризован по остаткам диатомовых водорослей, и данные изотопного датирования, возраст комплекса определен как позднемиоцен-плиоценовый.

Камуйский вулканический комплекс (плиоцен)

Плиоценовый этап магматизма о. Уруп характеризуется формированием камуйского дацитового вулканического комплекса. Этот комплекс в пределах острова развит локально и представлен только субвулканическими образованиями кислого состава.

ва. Покровная фация комплекса, формировавшаяся, по-видимому, в субаквальной обстановке, представленная, судя по смежным территориям, вулканогенно-осадочными отложениями с существенной примесью кислых вулкаников, в последующее время была полностью размыта.

Субвулканические образования камуйского дацитового вулканического комплекса представлены штоками и дайками дацитов, дациандезитов, риодацитов, тоналитов, тоналит-, гранодиорит- и плагиогранит-порфиров.

Наиболее крупные тела вскрыты на п-ове Кастрикум, по р. Голубичной, р. Быстрой, в устьевой части р. Бурливой. Из различных пород комплекса получены К-Аг датировки от 3,35 до 3,95 млн лет (табл.). Тело, сложенное дацитами-тоналит-порфирами (р. Быстрая), датированное 1,35–1,5 млн лет, может быть отнесено к камуйскому комплексу с долей условности. Вероятнее всего оно может быть скоррелировано с эоплейстоцен-среднеплейстоценовым головнинским вулканическим комплексом, широко представленным на более южных островах (Итуруп и Кунашир).

Фрегатский вулканический комплекс (плиоцен – ранний неоплейстоцен)

В плиоцен–раннеплейстоценовый этап магматизма в пределах о. Уруп формируется фрегатский андезибазальтовый вулканический комплекс, включающий покровную фацию (*фрегатскую толщу*) и субвулканические образования.

Фрегатская толща развита на острове на значительной территории. Формировалась она в субэвальной обстановке, образуя характерные покровы, так называемые платобазальты. Они слагают основания четвертичных вулканических построек хребтов Криштофовича, Петра Шмидта, Шокальского и Компанейский. Наиболее представительные разрезы вскрыты в районе м. Якорь, м. Черепаха, в приводораздельных частях перешейка Токотанский. Сложена она андезибазальтами, базальтами (часто оливиновыми), реже туфами, туффитами и гиалокластитамы основного и среднего состава. Возраст принят по данным К-Аг датировок образцов лав из районов руч. Стланникового (обр. 630), г. Брусничной (обр. 7005-1 и 7005-2), р. Грязной (обр. 7010), м. Черепаха (120–3) – соответственно $0,84 \pm 0,06$; $2,00 \pm 0,3$; $2,6 \pm 0,3$; $1,15 \pm 0,25$ млн лет (табл.). Мощность толщи около 500 м.

Субвулканические образования фрегатского вулканического комплекса представлены штокообраз-

ными телами и дайками андезибазальтов, андезитов, базальтов. Наиболее крупные штоки базальтов и андезитов слагают г. Медведь и м. Якорь. К-Аг датировки субвулканических тел комплекса варьируют от 3 до 0,78 млн лет (табл.).

Богатырский вулканический комплекс (средний неоплейстоцен – голоцен)

В четвертичное время на острове в субэвальной обстановке формировались эффузивно-пирокластические породы среднего и основного состава богатырского среднеплейстоцен-голоценового андезитового вулканического комплекса, образующие конусы стратовулканов. Часто конусы сливались вдоль магмовыводящих разрывных нарушений в постройки линейно-гнездового типа.

Богатырский вулканический комплекс включает покровную фацию (*богатырскую толщу*) и субвулканические образования.

Богатырская толща в стратотипических разрезах (о. Итуруп) разделена на 5 пачек. На о. Уруп по степени сохранности первичных вулканических форм она разделена на три подразделения: нерасчленённые первая и вторая пачки среднего и верхнего неоплейстоцена, третья пачка верхнего неоплейстоцена и нерасчленённые четвертая и пятая пачки голоценового возраста. Сложены они лавами андезитов, базальтов, андезибазальтов, их туфами и тефрой. Возраст подразделений принят условно по аналогии с о. Итуруп. Полученные нами изотопные датировки эффузивных образований первой и второй пачек по р. Веселой лежат в диапазоне 0,5–0,4 млн лет (обр. 5549-01 и 5549-02) (табл.).

Субвулканические образования богатырского вулканического комплекса территориально размещены в пределах вулканических хребтов Криштофовича, Петра Шмидта, Шокальского и представлены средне-верхнеплейстоценовыми, верхнеплейстоценовыми и современными экструзиями и дайками андезитов и андезибазальтов. Наши датировки экструзии в долине р. Веселой 0,5–0,45 млн лет (обр. 5548 и 5548-01), по-видимому, несколько удревнены по сравнению с истинным временем формирования тел.

Роковский вулканический комплекс (поздний неоплейстоцен)

Позднеплейстоценовое время характеризовалось усилением кислого взрывного вулканизма, с образованием крупных кальдер оседания и формированием кислых пирокластических пород роковского дацитового вулканического комплекса.

Роковский вулканический комплекс включает покровную фацию (*роковскую свиту*) и экструзивные образования.

Роковская свита на территории острова развита весьма локально, только в районе вулканов Берга и Три Сестры. Сложена пемзовыми туфами, туффитами и тефроидами дацитов, риодацитов и дациандезитов. Мощность свиты 0–50 м. Возраст образований принят условно по аналогии (вещественный состав, структурное положение) со стратотипом на о. Итуруп. Датировка наиболее молодых пирокластических образований вулкана Три Сестры ($0,60 \pm 0,08$ млн лет), по всей вероятности, сильно удревнена.

Экструзивные образования роковского вулканического комплекса отмечены в привершинной части вулкана Три Сестры в поле развития роковской свиты. Сложены экструзии дацитами.

ВЫВОДЫ

Проведенное изотопно-геохронологическое и палеонтологическое датирование вулканических, интрузивных и субвулканических пород о. Уруп свидетельствует о том, что молодой магматизм в этой части Курильской гряды развивался на протяжении последних 10 млн лет. При этом магматическая активность, в том числе и вулканическая, на острове практически не прерывалась. В настоящее время на острове располагается ряд действующих вулканов и, таким образом, эволюция этой магматической системы продолжается.

Перечисленные выше магматические подразделения о. Уруп, выделение которых обосновано в этой статье, хорошо коррелируются с комплексами смежных островных блоков Большой Курильской дуги [3, 4, 6, 7, 8] и подтверждают единую геологическую историю развития региона.

ЛИТЕРАТУРА

1. Атлас неогеновых моллюсков Курильских островов / Жидкова Л.С., Бевз В.Е., Ильина А.П. и др. М.: Наука, 1972. 166 с.
2. Геология СССР. Т. XXXI. Камчатка, Курильские и Командорские острова. Часть I. Геологическое описание / (Под ред. Г.М.Власова). М.: Недра, 1964. 733 с.
3. Гладенков Ю.Б., Сальников Б.А., Боровцев А.К., Ковтунович П.Ю. и др. Решения рабочих Межведомственных региональных стратиграфических совещаний по палеогену и неогену восточных районов России – Камчатки, Корякского нагорья, Сахалина и Курильских островов: Объясн. зап. к стратиг. схемам. М.: ГЕОС, 1998. 147 с.
4. Евсеев В.Ф., Шейко В.Т., Ковтунович П.Ю. Государственная геологическая карта Российской Федерации. 1:200 000. Серия Курильская. Листы М-56-ХII, ХVII, ХVIII, ХХIII, ХХIV, М-57-ХII, ХХIII (о. Парамушир); М-56-ХХIII, ХХIX (о. Онекотан); М-56-ХХVIII, ХХIX, ХХХIV, ХХХV (о. Шиащкотан); М-56-ХХХIII, ХХХIV, L-56- III, IV (о. Матуа); L-56 II, III, VII, VIII, IX. (о. Симушир): Объясн. зап. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2001. 123 с.
5. Ковтунович П.Ю. О правомерности выделения формации "зелёных туфов" на островах Большой Курильской дуги. Актуальные вопросы геологии, геофизики и биологии: (Материалы XVI конференции молодых учёных ИМГиГ). Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО АН СССР, 1990. С. 25–30.
6. Ковтунович П.Ю. Новые данные о геологическом строении и полезных ископаемых островов Итуруп и Кунашир по материалам геологического доизучения масштаба 1: 200 000 // Проблемы развития и освоения минерально-сырьевой базы Сахалинской области, Южно-Сахалинск, 2001. С. 40–44.
7. Ковтунович П.Ю. Схема внутрорегиональной корреляции магматических образований Курильских островов // Мезозойские и кайнозойские магматические и метаморфические образования Дальнего Востока: Материалы пятого Дальневост. регион. петрограф. совещ. Хабаровск: ФГУГПП "Хабаровскгеология", 2001. С. 18–19.
8. Ковтунович П.Ю., Сафронов А.Д., Удодов В.В. Расщепкина Е.В. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. 2-е. Изд. Серия Курильская. Листы L-55-ХХII, ХХVIII, ХХХIV, (Курильск): L-55- ХХIII, ХХIX, (Рейдово), L-55- ХХХIII (влк. Тятя), K-55-II, L-55-ХХХII (Южно-Курильск). Объясн. зап. СПб.: Изд-во СПб. картфабрики ВСЕГЕИ, 2002. 269 с.+5 вкл. и 1 вкладка.
9. Ковтунович П.Ю. Новые данные о геологическом строении о. Уруп. Проблемы развития и освоения минерально-сырьевой базы Сахалинской области. Южно-Сахалинск, 2003. С. 48–56.
10. Неверов Ю.Л., Сергеева В.Б., Сергеев К.Ф. Магматические формации Большой гряды Курильских островов // Тр. СахКНИИ. Южно-Сахалинск, 1963. Вып. 15. С. 22–35.
11. Пискунов Б.Н. Вулканизм Большой Курильской гряды и петрология пород высокоглиноземистой серии (на примере островов Уруп и Симушир). Новосибирск: Наука, 1975. 187 с.
12. Пискунов Б.Н. Геолого-петрологическая специфика вулканизма островных дуг. М.: Наука, 1987. 237 с.
13. Ротман В.К. Металлогеническая карта Камчатки, Сахалина и Курильских островов масштаба 1:1 500 000: Объясн. зап. Л.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1984. 67 с.
14. Рыбин А. В. Данченко В.Я. Интрузивные породы Большой Курильской гряды: петрография и петрогенезис. (Препринт). Южно-Сахалинск: Изд-во ИМГиГ, 1994. 67 с.
15. Чернышев И.В., Аракелянц М.М., Лебедев В.А., Бубнов С.Н. К-Аг изотопная систематика и возраст новейшего вулканизма Казбекской вулканической области, Большой Кавказ // Докл. РАН. 1999. Т. 367, № 6. С. 810–814.
16. Чернышев И.В., Лебедев В.А., Бубнов С.Н. и др. Этапы магматической активности Эльбурского вулканического центра (Большой Кавказ): изотопно-геохронологические данные // Докл. РАН. 2001. Т. 380, № 3. С. 384–389.
17. Matsumoto A., Kobayashi T. K-Ar age determination of late Quaternary volcanic rocks using the "mass fractionation correction procedure": application to the Younger Ontake Volcano, central Japan // Chem. Geol. 1995. V. 125. P. 123–135.

18. Renne P.R., Sharp W.D., Deino A.L. et al. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating into the historical realm: calibration against Pliny the Younger // *Science*. 1997. V. 277. P. 1279–1280.
19. Singer B.S., Wijbrans J.R., Nelson S.T. et al. Inherited argon in a Pleistocene andesite lava: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ incremental-heating and laser-fusion analyses of plagioclase // *Geology*. 1998. V. 26. N 5. P. 427–430.

Поступила в редакцию 10 июня 2004 г.

Рекомендована к печати А.И. Ханчуком

P.Yu. Kovtunovich, V.A. Lebedev, I.V. Chernyshev, Ye.V. Arutyunyan

Chronology and evolution of magmatism in Urup Island (Kuril Archipelago) from K-Ar isotope datings and diatomic analysis

The isotope-geochronological study of Neogene-Quaternary igneous rocks from Urup Island (Greater Kuril Ridge) was carried out. It was established that magmatic activity in the island developed during the last 10 mln.y., and it was not interrupted by prolonged “tranquil” intervals. The K-Ar data obtained along with the results of diatomic analysis are in good agreement with the regional stratigraphic scheme of Paleogene and Neogene deposits and the intraregional correlation scheme of magmatic rocks in the Kuril Islands, which are developed for the State Geologic Map, scale 1:200 000 (Second edition).

In the present-day territory of Urup Island, the earliest Late Miocene – Early Pliocene (10.5-4.5 Ma) magmatic stage was associated with the formation of the Rybakovskiy andesite volcanic complex which is represented by an effusive series (Rybakovskaya Suite) and subvolcanic rocks. Actually at the same time (6.6-4.7Ma) but at a great depth the intrusive bodies of the Prasolovskiy plagiogranite-diorite plutonic complex were intruded. The Pliocene stage of magmatism in Urup Island is characterized by the formation of rocks of the Kamiyskiy dacitic volcanic complex (4.0-2.1Ma). This complex is locally represented only by subvolcanic acidic bodies, and its occurrence in the island is limited. During the Pliocene – Early Neopleistocene stage of magmatism (3.0-0.8Ma), the Fregatskiy andesibasalt volcanic complex was formed in Urup Island. This complex includes effusive series (Fregatskaya unit) and subvolcanic bodies. The Quaternary time in Urup Island is characterized by eruptive activity in subaerial conditions with the formation of effusive-pyroclastic intermediate-basic rocks of the Bogatyrskiy Middle Neopleistocene-Holocene complex (<0.5 Ma). The rocks of this complex formed stratovolcano cones. The pyroclastic rocks of the Rokovskiy dacitic volcanic complex were erupted simultaneously. The above-mentioned magmatic complexes of Urup Island are well correlated with the distinguished magmatic complexes within the bounds of the contiguous insular blocks of the Greater Kuril Arc and confirm the uniform geologic history of magmatic development of the region.

НОВЕЙШАЯ ТЕКТОНИКА НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ ТЕРРИТОРИЙ НА ЮГО-ЗАПАДЕ ЯКУТИИ

В.С. Ситников, В.Б. Спектор***

**Министерство природных ресурсов РФ, Государственный комитет по геологии и
недропользованию РС (Я), г. Якутск*

***Институт мерзлотоведения СО РАН, г. Якутск*

Рассматривается неотектоника территории, расположенной в бассейне левых притоков р. Лены – рек Пеледуя и Ньюи. Изучена геоморфология территории, проведен статистический анализ рельефа вдоль водораздельных профилей. Территория относится к Приленскому плато, в пределах которого выделены три разновозрастных яруса рельефа (палеогеновый, неогеновый и неоплейстоценовый) и связанные с ними поверхности выравнивания. На плато распространена, преимущественно, неогеновая поверхность выравнивания, по деформациям которой оценены неотектонические движения. Выделено два типа локальных новейших структур: брахиморфные и линейные. Новейшие брахиморфные структуры, нередко обращенные, четко связаны со структурами фундамента и нижних горизонтов осадочного чехла (коэффициент корреляции $\sigma=0,6-0,9$). Ряд этих структур совпадает в плане со структурными ловушками известных месторождений нефти и газа. Линейные структуры выражены в рельефе связаны с покровно-складчатых деформациями верхней части осадочного чехла и плохо коррелируются со структурами нижней части чехла платформы, вмещающими месторождения углеводородов.

Ключевые слова: неотектоника, ярусы рельефа, поверхности выравнивания, нефтегазоносность, Якутия.

ВВЕДЕНИЕ

В настоящее время достаточно широко известно, что неотектонические движения оказывают существенное влияние на формирование и сохранение ловушек нефти и газа и на некоторые качественные параметры месторождений [5, 13, 14 и др.]. Применение неотектонических методов, показавших свою эффективность при нефтепоисковых работах на Западно-Сибирской плите и на Русской платформе [2–4, 9, 20–22], в данном регионе вплоть до настоящего времени не находит необходимого развития. Оно сдерживается сложным геологическим строением территории, наличием взбросо-надвиговых дислокаций, по-разному проявляющихся в осадочном чехле [6, 10, 16–18], активным проявлением соляной тектоники, сложными и не вполне расшифрованными экзогенными процессами. Проведенная ранее оценка направленности и амплитуды новейших движений рассматриваемого региона с помощью простого "сглаживания" современного рельефа, которая опиралась на представления о прямом выражении структур платформенного чехла в рельефе [7, 11, 12], не

нашла широкого применения в практике поиска ловушек углеводородов в рассматриваемом регионе. Ряд положительных новейших структур, выделенных здесь таким методом, оказались бескорневыми, а некоторые положительные структуры чехла платформы, выявленные в последнее время с помощью геофизических работ и бурения, не нашли адекватного выражения на этих неотектонических картах. Появилась необходимость раскрытия причины отмеченных явлений и ответа на вопрос: можно ли в данном регионе по особенностям рельефа судить о структуре осадочного чехла платформы? В качестве такого объективного геоморфологического репера, вслед за другими исследователями [3], нами была принята поверхность выравнивания. Согласно существующим представлениям [19], поверхности выравнивания на суше формируются вблизи базиса денудации, изначально занимают горизонтальное положение, и их деформации обусловлены эндогенными движениями. До настоящих исследований в регионе была выделена единственная мел-палеогеновая поверхность выравнивания [8 и др.], которая по своей форме практически совпадала с вершинной поверхностью

"сглаженного" рельефа. Для решения поставленных задач, помимо геоморфологического анализа, в основу исследования положены: данные среднемасштабного геологического картирования [1], сейсмического профилирования, глубокого бурения.

Территория исследований охватывает междуречье рек Нюя–Пеледуй–Улахан–Ботуобия (рис. 1), где разведаны многие месторождения углеводородного сырья (Талаканское, Чаяндинское, Тымпучиканское, Верхнечонское и др.), которые вместе с месторождениями углеводородов на смежной территории Иркутской области образуют обширную по размерам мегазону нефтегазоаккумуляции.

В тектоническом отношении исследуемый район расположен в области сочленения относительно стабильной части платформенной области – Непско-Ботуобинской антеклизы (НБА) и прилегающей части Предпатомского краевого прогиба (ПКП), характеризующегося складчатым строением чехла. По ма-

териалам сейсморазведки МОГТ-2Д, с учетом результатов бурения единичных параметрических и поисковых скважин предложена геологическая модель зоны сочленения НБА и ПКП, учитывающая открытые в последние годы достоверные факты надвиговой тектоники с аллохтонным залеганием верхней части разреза [16]. Анализ геологических разрезов позволяет разделить осадочный чехол на две части: аллохтонный и автохтонный "этажи" со скользящей границей между ними. Разрывные нарушения, разделяющие этажи, – пологонаклонные, а вблизи дневной поверхности – крутонаклонные. На глубине около 1000 м, примерно на границе кембрия и венда, плоскости этих разломов принимают горизонтальное положение.

В пределах Непско-Ботуобинской антеклизы, где породы слабо дислоцированы и на дневной поверхности развит преимущественно автохтонный этаж, в присводовой части выделяются структуры

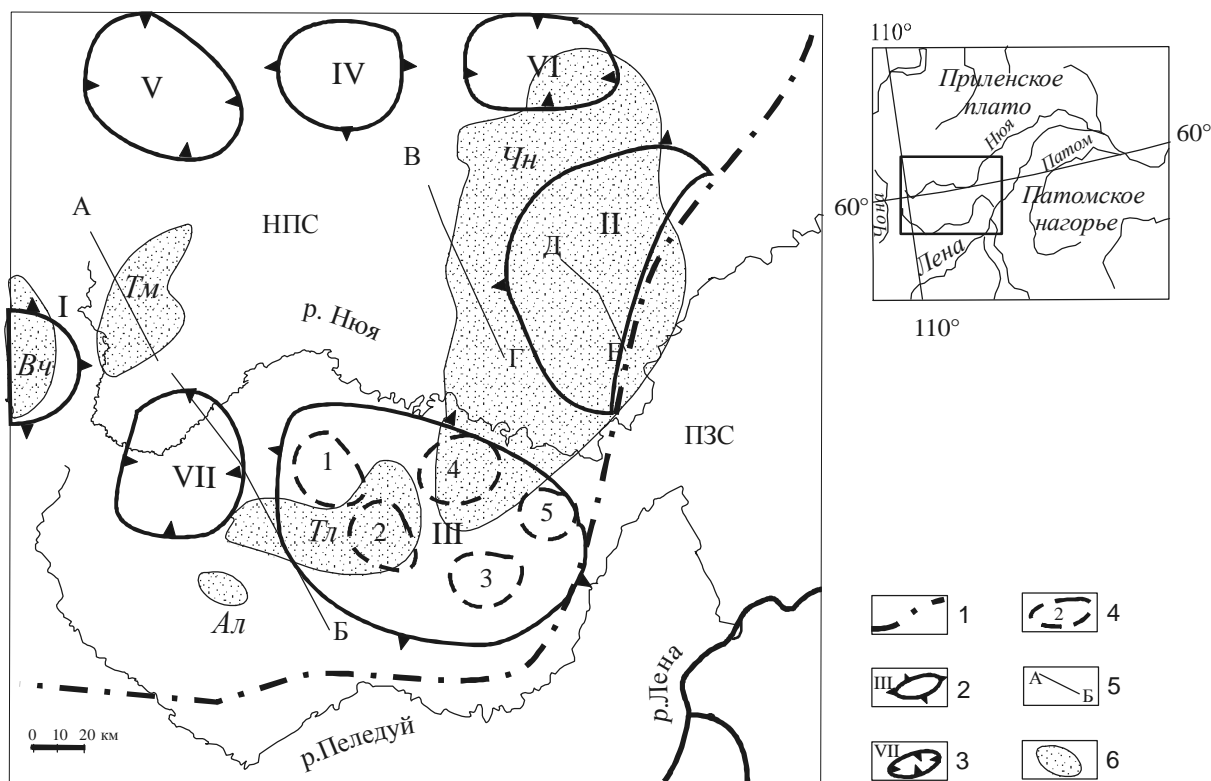


Рис. 1. Схема расположения геолого-геофизических разрезов, новейших структур и месторождений углеводородов.

На схеме-врезке – положение изученного района.

1– граница новейшего Непско-Пеледуйского свода (НПС) и Предпатомской зоны новейших складок (ПЗС); 2–3 – контуры новейших относительных поднятий (2): I – Хамешское, II – Чаяндинское, III – Кырахское, IV – Сустулахское и опусканий (3): V – Бунинское, VI – Арба-Салинское, VII – Верхнеюйское; 4 – контуры мелких новейших куполов: 1 – Северо-Талаканский, 2 – Южно-Талаканский, 3 – Курамский, 4 – Хоронский, 5 – Секелинский; 5 – линии геолого-геоморфологических разрезов; 6 – площади месторождений нефти и газа по состоянию на 1.01.03: Чн – Чаяндинское, Тл – Талаканское, Ал – Алинское, Тм – Тымпучиканское, Вч – Верхнечонское.

1-го порядка: Непско-Пеледуйский свод и Мирнинский выступ (к северу от рассматриваемого района). Для *Непско-Пеледуйского свода* (НПС) свойственны, в основном, пологие структуры осадочного чехла с отдельными элементами более сложного надвигово-складчатого строения, которые связаны с разломами северо-восточного и северо-северо-восточного простираний. Небольшой участок исследуемого района, где на дневной поверхности распространены деформации, относящиеся к аллохтонному этажу, находится в пределах *Преднатомского краевого прогиба*. Для него характерно широкое распространение надвигово-складчатых структур. В скважинах отмечено увеличение количества разрывов, иногда перевернутое залегание горизонтов, резкое изменение мощности отдельных стратиграфических горизонтов и пластов каменной соли, связанное с разрывами. Нижний, "автохтонный этаж" здесь изучен весьма слабо, и по редким скважинам и сейсмическим данным характеризуется простым строением – пологими брахиморфными складками на фоне субгоризонтального или моноклинального залегания слоев.

По геолого-геофизическим данным, в районе известны протяженные зоны разломов ССВ, ВСВ, и СЗ направлений.

В пределах рассматриваемого района и в непосредственной близости от него на поверхность выходят карбонатные отложения нижнего, среднего и верхнего кембрия, нижнего ордовика, нижней юры, неогеновые, четвертичные аллювиальные и озерно-болотные отложения.

В геоморфологическом отношении поверхность рассматриваемой территории принадлежит к Приленскому структурному плато. Особенностью его яв-

ляется плосковершинный, массивный и ярусный, а на отдельных участках – грядовый или грядово-увалистый рельеф. Максимальные отметки вершин водоразделов в районе исследований достигают 630 м.

МЕТОД ОЦЕНКИ НОВЕЙШИХ ДВИЖЕНИЙ

Метод анализа деформаций поверхностей выравнивания с целью оценки новейшей тектоники является самым распространенным из спектра структурно-геоморфологических (морфоструктурных) исследований нефтегазоносных территорий [15]. Установление этих поверхностей проведено с помощью натуральных наблюдений, дешифрирования дистанционных материалов и специального геоморфологического анализа. Выделенные поверхности нашли четкое подтверждение на водораздельных геоморфологических профилях. Математические характеристики выделенных поверхностей были получены при статистической обработке частот встречаемости высот рельефа на водораздельных профилях (рис. 2) и выделения максимумов и минимумов частот встречаемости. При этом вполне очевидной статистической закономерностью является то, что максимумы частот встречаемости на водораздельном профиле совпадают с уровнями поверхностями, а минимумы частот – с уступами между ними. Основным результатом работы на данном этапе явилось установление ярусности рельефа.

На втором этапе исследования был установлен возраст поверхностей выравнивания с помощью анализа покровов кайнозойских отложений на этих поверхностях и анализа коррелятных отложений в смежных впадинах. Результатом этих исследований было доказательство неогенового возраста наиболее

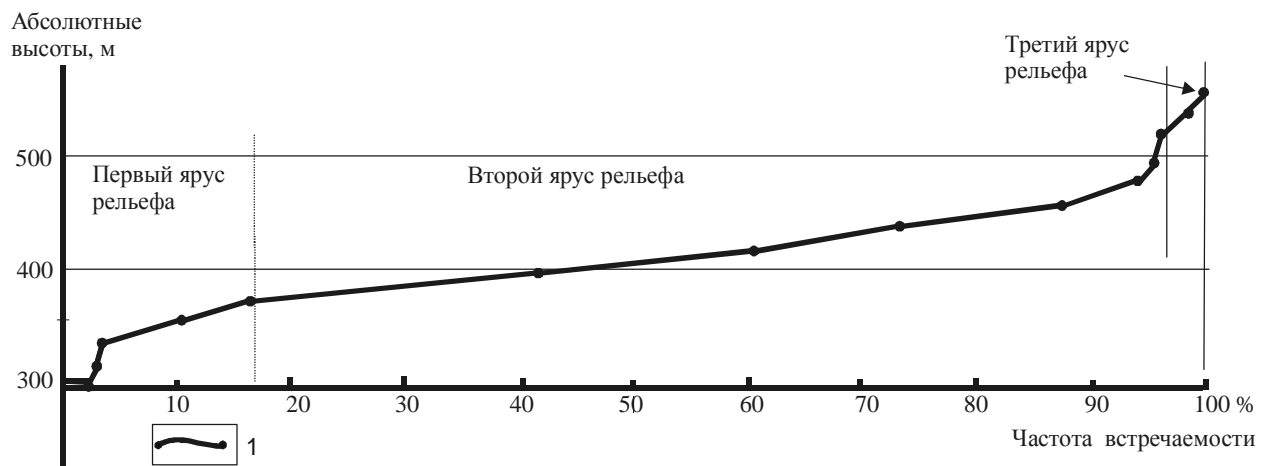


Рис. 2. Статистическая характеристика высот и ярусов рельефа.

1 – кумулятивная кривая частот встречаемости высот.

широко распространенной в рассматриваемом регионе поверхности.

На результирующем этапе были изучены деформации коренного субстрата и построены геологические профили; проведено изучение неогеновой поверхности выравнивания и сопоставление ее деформаций с деформациями палеозойского субстрата. При этом оказалось, что новейшие структуры, так же как и структуры субстрата, относятся к двум типам: они могут быть брахиморфными или линейными складчатыми. Отмечается пространственное совпадение новейших структур и структур субстрата по типу, по знаку и ориентировке. В рельефе новейшие линейные и брахиморфные структуры выражены по-разному. В районах развития брахиморфной складчатости отрицательным структурам отвечают более возвышенные участки, а положительным – пониженные участки рельефа. В районах линейной складчатости новейшие структуры выражены в рельефе "непосредственно". Итогом работы явились неотектоническая карта, геолого-геоморфологические профили и неотектоническое районирование. Изолинии высотного положения поверхностей выравнивания, и в частности изученной неогеновой поверхности, названы далее в тексте *морфоизогипсами*.

ЯРУСА РЕЛЬЕФА И ПОВЕРХНОСТИ ВЫРАВНИВАНИЯ

Ярус рельефа представляет собой региональную форму, состоящую из плоской поверхности, на которую опирается относительно крутая ограничивающая ее ступень.

Известно, что ярус формируется во время одного цикла развития рельефа, который начинается с эпохи подъема и вреза гидросети и заканчивается периодом покоя (пенепленизации или педипланиации). Крутая ступень, ограничивающая широкую плоскую поверхность, имеет эрозионное происхождение и образуется в эпохи тектонической активизации, сопровождаемые на платформе врезами. Плоская, нередко волнистая, часть яруса представляет собой полигенетическую поверхность выравнивания, формирующуюся в относительно "спокойные" тектонические эпизоды развития рельефа платформы.

В пределах рассматриваемой территории выделяется 3 яруса рельефа: палеогеновый, неогеновый и четвертичный, которые в обобщенном виде можно выделить на кумулятивной кривой частоты встречаемости высот рельефа (рис. 2).

Первый, неоплейстоценовый, ярус рельефа представлен на кривой плоскими площадками на высотах до 380 м (2,4 %) и крутой ограничивающей

его поверхностью, имеющей выпуклую форму, располагающуюся в интервалах высот от 300 до 380 м (2,4–17 %). Этот наиболее низкий, цокольный, ярус выражен современными речными долинами, их склонами и днищами и карстово-эрозионными депрессиями.

Можно считать, что период образования крутой ступени рассматриваемого яруса совпадает по времени с перерывом в осадконакоплении, который охватывает конец раннего плейстоцена и начало среднего плейстоцена (360–420 т. л. н.). Нижний возрастной предел рассматриваемого перерыва определяется врезами в плиоцен-раннеплейстоценовую поверхность выравнивания и поверхность выше расположенного яруса, а также четко наблюдающимися прилеганиями среднеплейстоценовых отложений к бортам этих врезов. Как правило, эти врезы выражены крутыми уступами, которые наблюдаются по берегам р. Лены и ее притоков. Время формирования плоской, часто аккумулятивной, поверхности относится ко второй половине среднего плейстоцена и, может быть, позднему плейстоцену. Эти отложения относятся ко второй половине тобольского горизонта и представлены песками, верх которых залегают льдонасыщенные суглинки и алевролиты с костными остатками мамонтовой фауны. Выходы этих толщ известны по берегам р.р. Лены, Пеледуя, Ньюи и их притоков и, в том числе, на рассматриваемой площади.

Второй, неогеновый, ярус рельефа распространен на большей части территории (интервал кривой 17–98,7 %, рис. 2) и охватывает интервал высот 380–540 м. На участке кумулятивной кривой, отвечающей этому ярусу, можно выделить три отрезка: плоской поверхности (380–420 м, 17–60,9 %), приподнятых участков (420–460 м, 60,9–88,5 %) и крутой ограничивающей ступени (460–540 м, 88,5–98,7 %).

Определение возраста рассматриваемого яруса рельефа имеет принципиальное значение. В смежной с Приленском плато Нижнеалданской впадине и на прилегающей к ней территории отложения плиоцена лежат со стратиграфическим перерывом и размывом на отложениях миоцена. На примыкающем ко впадине участке плато плиоценовые отложения залегают на различных горизонтах кембрия и юры. Возраст ступени, отделяющей рассматриваемый ярус от вышерасположенного, устанавливается по времени перерыва в наиболее полных разрезах рассматриваемого интервала кайнозоя. Перерыв охватывает поздний миоцен и, видимо, часть раннего плиоцена. Образование базисной поверхности началось после окончания эпохи вреза. Наступившая вслед за тем эпоха формирования полигенетической поверхности вы-

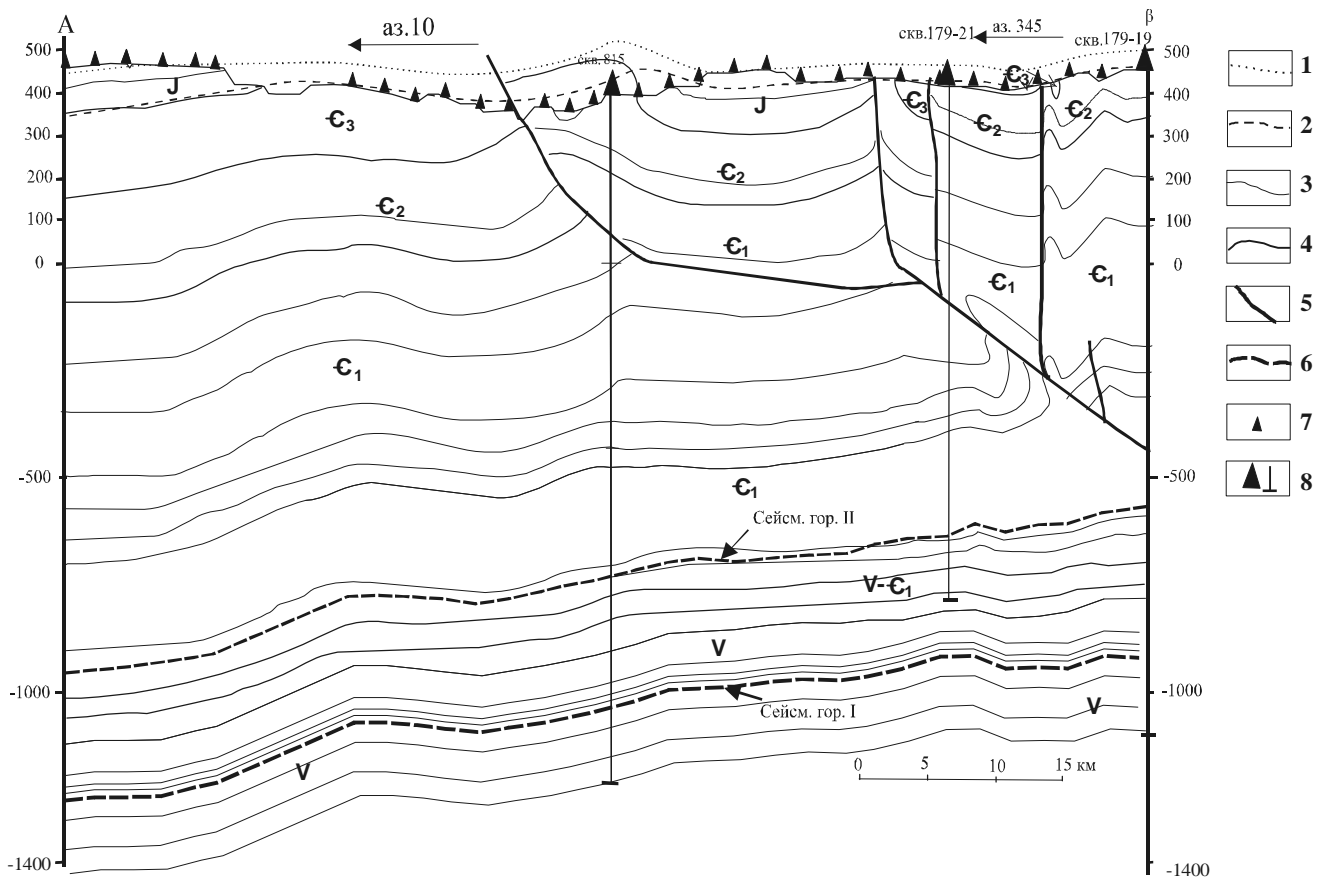


Рис. 3. Геолого-геоморфологический разрез по линии АБ.

1 – реконструированное положение палеогеновой поверхности выравнивания; 2 – то же неогеновой поверхности; 3 – границы свит; 4 – границы систем и отделов; 5 – разрывные нарушения; 6 – сейсмические горизонты; 7 – положение сейсмостанций; 8 – положение скважин и пробуренных интервалов.

равнинания оставила многочисленные следы в форме реликтов аллювиальных покровов плиоценового возраста, в которых плиоцен представлен своей верхней частью. Наиболее широкое распространение плиоценовые толщи имеют в области Приленского плато, на участках перехода от плато к Нижнеалданской впадине. В низкой части аллювиальной равнины они вскрыты скважинами и выходят в береговых обрывах р. Алдан. Таким образом, время формирования рассматриваемого яруса можно определить как неоген, а полигенетической поверхности выравнивания – плиоцен и, возможно, эоплейстоцен и ранний неоплейстоцен. Отнесение наиболее широко распространенной поверхности выравнивания к неогену отличается от существующего мнения, что наиболее широко развитой поверхностью выравнивания на Сибирской платформе является дат-эоценовая [19].

Палеогеновый ярус рельефа занимает значительные пространства в северо-восточной части территории в бассейнах рек Чаянда, Сюльдюкар, Хама-

кы, Тыымпычаан, за пределами линий построенных разрезов. Относительно небольшие поля его развития распространены в западной части территории – в междуречье рек Чоны и Ньюи и Чоны и Мулисьмы. Изолированные небольшие их поля в форме остаточных возвышенностей встречаются на всей остальной части территории. На правобережье р. Витим на высоком педименте Патомского нагорья в пределах рассматриваемого яруса известны покровы аллювиальных, предположительно палеогеновых, отложений. На ранее составленных картах [8 и др.] площадь развития мел-палеогеновой поверхности в исследуемом районе завышена. К ней были отнесены все выровненные разновысотные водораздельные пространства территории, в том числе и выделенная авторами неогеновая поверхность.

Рассматриваемый ярус рельефа по сути представляет собой реликты денудационной поверхности выравнивания, близкой по своим особенностям к педипленам). Ярус располагается на наиболее возвы-

шенных участках территории в интервале 540–600 м (98,7–100 %, рис. 2).

Время формирования яруса можно приближенно установить по разрезам коррелятных отложений. Ближайшие их выходы известны в Нижнеалданской впадине. На территории Приленского плато и на педиментах Патомского нагорья, от устья р. Витим до г. Ленска, иногда отмечаются сохранившиеся на месте или перемещенные продукты кор выветривания и аллювиальные образования: песчаники, галечники, сцементированные гидроксидами марганца и железа. Иногда в качестве цемента служит рыхлая глинистая масса, белые коагулированные пески с прослоями глин. Общая мощность этих образований около 5 м. С определенной долей условности эти образования могут иметь палеогеновый возраст.

НОВЕЙШАЯ СТРУКТУРА

В новейшей структуре изученной части юго-запада Якутии выделяется две различно построенные зоны. Большая часть территории принадлежит к новейшему НПС, а меньшая, юго-восточная, относится к зоне Предпатомских новейших складок. Граница между этими структурными зонами имеет сложную конфигурацию. Отдельные группы структурных форм, свойственных своду, заливообразно "внедряются" в зону складок, рассекая ее в поперечном направлении. При этом крупные разрывные нарушения имеют "сквозной" характер и пересекают эту границу.

Непско-Пеледуйский новейший свод в изученной части (рис. 1) характеризуется относительно сложным строением. В целом, на его поверхности преобладают обширные синклинали и относительно узкие антиклинали, реже отмечаются крупные положительные новейшие структуры. Наиболее крупными из них являются Хомешское, Чаяндинское, Кырахское новейшие поднятия.

Структура НПС представлена на геолого-геоморфологическом разрезе по линии АБ (рис. 3). На большей части свода на поверхности развит автохтонный комплекс и распространены пологие брахиморфные положительные структуры палеозойского субстрата. Амплитуда этих структур затухает к верхней части разреза. В новейшем плане они выражены еще более пологими структурами. Одной из наиболее крупных положительных новейших структур этой территории является *Хомешское новейшее поднятие* (рис. 1), которое ограничивается морфоизогипсой 450 м. На дневной поверхности в наиболее приподнятой части выходят верхнекембрийские и, возможно, среднекембрийские отложения, а на периферии – ордовикские и юрские.

На сводовой части поднятия отмечаются высоты до 500 м. Амплитуда поднятия по отношению к смежным впадинам около 100 м. Размеры поднятия 30×40 км, по длинной оси оно ориентировано в северо-восточном направлении. Указанному поднятию, в целом, соответствует Верхнечонское газоконденсатное месторождение. Само поднятие выражено и в поверхности фундамента.

В восточной и южной частях НПС широкое распространение имеет аллохтонный структурный комплекс, дислоцированный в вытянутые складки, осложненные соскладчатými разломами (взбросами и надвигами). Крупные новейшие поднятия здесь можно установить, наблюдая изгибы зеркала линейной новейшей складчатости. Именно так выделяется *Чаяндинское новейшее поднятие*. Оно представляет собой пологую, слабо выпуклую структурную ступень. Его амплитуда по отношению к собственным периферийным частям составляет не более 50 м, но по отношению к смежным впадинам достигает 200 м. Протяженность рассматриваемой структуры около 80 км, а ширина – 40 км. Поднятие вытянуто в северном направлении, ограничивается морфоизогипсой "450" по восточному и "400" – по западному флангу. Его наиболее приподнятая часть выражена поднятием базисной поверхности до 500 м. По соотношению со структурами автохтонного комплекса осадочного чехла поднятие является прямым, а по отношению к высотам рельефа – обращенным. Вершинные поверхности окружающих его новейших впадин располагаются на высотах около 600 м. В сводовой части поднятия выходят средне-верхнекембрийские отложения, а на периферии и осложняющих впадинах – ордовикские и юрские. В геоморфологическом отношении наиболее активная часть поднятия совпадает с долиной р. Чаянды, где развиваются широкие эрозионные и карстово-эрозионные депрессии.

Поднятие располагается над Чаяндинским месторождением углеводородов и соответствует его центральной и северо-восточной частям. Конкретные ловушки углеводородов контролируются здесь относительно приподнятыми блоками с элементами литологического и тектонического экранирования.

В южной части НПС выделяется крупное брахиморфное *Кырахское новейшее поднятие*, которое охватывает группу более мелких локальных структур. Поднятие вытянуто в северо-западном направлении – перпендикулярно структурам Предпатомской зоны складок. Протяженность поднятия около 90 км, а ширина 60 км. На поверхности, в пределах поднятия

тия, выходят отложения кембрия и юры, которые собраны здесь в линейно вытянутые складки северо-восточного простирания, согласного простиранию всей Предпатовской зоны. В новейшей структуре эти складки не выделяются. Кырахское новейшее поднятие располагается в зоне сочленения Непско-Пеледуйского свода и Предпатовской зоны складок и глубоко вдается в Предпатовскую зону. Поднятие пересечено зоной разломов северо-восточного простирания. Вдоль разломов в новейшей структуре отмечаются левосдвиговые смещения. В связи с большой ролью разрывов, рассматриваемая структура имеет сложное строение. Здесь выделяется несколько куполовидных структур, в плане совпадающих, очевидно, со “складками основания”: Северо-Талаканская, Южно-Талаканская, Кырамская и др. (рис. 1). Все эти мелкие структуры выражены однотипно. Они ограничиваются морфоизогипсой 450 м. По форме это почти правильные овалы, иногда нарушенные разрывами. Диаметр структур – 15–20 км. На их крыльях отмечаются положительные формы рельефа – останцы или блоки неогенового яруса рельефа, поверхности которых наклонены от центров к периферии этих структур. При экстраполяции неогеновой поверхности выравнивания к центрам структур их амплитуда может составить около 100 м. В центральных частях новейших структур, в связи с активно происходящими здесь эрозионными и эрозионно-карстовыми процессами, второй ярус рельефа разрушен. Здесь относительно широко развиты базисные поверхности самого низкого яруса рельефа и связанные с ним аккумулятивные формы. В ядрах структур нередко отмечается интенсивный врез гидросети, повышение поверхности низких террас, имеющих голоценовый возраст. Это указывает на весьма активные современные поднятия в сводах охарактеризованных структур.

Для новейших впадин на изученной территории НПС характерен обращенный рельеф. Они нередко выражены положительными формами рельефа и представляют собой останцы палеогеновой поверхности выравнивания. В их центральных частях абсолютные отметки поверхности иногда превышают 600 м. Новейшие впадины обращенного типа – впадины относительные. В их пределах нет следов аккумуляции на новейшем этапе. Это консервативные морфоскульптуры, отстающие в воздымании от смежных с ними положительных новейших структур. Наиболее крупная из них – Арба-Салинская. В центральной ее части вычисленная морфоизогипса плиоценовой поверхности составляет всего 250 м. К числу обращенных новейших впадин подобного типа относятся Бунинская и Верхненюйская.

Молодая тектоника *зоны Предпатовских новейших линейных складок* характеризуется четко активным ростом линейных складок. Новейшие складки пространственно и по знаку почти совпадают с аналогичными структурами коренного субстрата. Это вытянутые в северо-восточном направлении сравнительно короткие и равновеликие антиклинали и синклинали. Их отличием является относительно резкая ундуляция шарниров и сокращенный продольный размер структур. Границы перегибов, разграничивающих склоны антиклиналей и борта синклиналей, проходят по морфоизогипсе 400 м, протяженность антиклиналей и синклиналей – 20–50 км, а ширина – 10–15 км. Амплитуда антиклиналей 100–200 м. В некоторых случаях ядра антиклиналей уничтожены в результате карстовых и эрозионно-карстовых процессов. Резко растущие антиклинали, в пределах которых восходящие движения по скорости превосходят эрозионно-денудационные процессы, отчетливо и прямо выражены в рельефе. Новейшие синклинали иногда заполняются рыхлыми отложениями. Так, долина р. Лены, ниже устья р. Витим, представляет собой прямо выраженную грабенообразную новейшую линейную синклиналь. В пределах этой структуры, наследующей структуру коренного субстрата, широко развиты отложения неогенового и четвертичного аллювия. Новейшие антиклинали этой зоны нередко приурочены к фронтальным частям надвигов, секущих верхнюю часть осадочного чехла.

Новейшие разрывные нарушения в Предпатовской зоне представляют собой продольные надвиги, сбросо-сдвиги, а поперечные – скорее всего, сдвиги, раздвиги или сбросо-раздвиги.

Новейший этап на территории Сибирской платформы характеризовался пульсирующим режимом. По мнению авторов, он начался в середине палеогена (50 млн лет назад), когда имел место интенсивный врез и активная денудация территории Сибирской платформы. После продолжительного, почти 40 млн лет, спокойного развития в палеогене–раннем миоцене, когда происходило эрозионно-денудационное выравнивание территории, имели место два крупных эпизода тектонической активизации: в позднем миоцене (11,3 млн л. н.) и в среднем плейстоцене (400–500 тыс. л. н.). Эти этапы активизации сопровождалась подъемом платформы, врезом водотоков и в современном рельефе выражены ступенями, отделяющих один ярус от другого. Предварительный анализ состава, распространения и взаимоотношения кайнозойских отложений с рельефом показывает, что к концу формирования неогеновой поверхности выравнивания, в плиоцен-раннечетвертичное время,

район представлял собой слабо расчлененную аллювиальную равнину. Относительные превышения остаточных высот над руслами в ее пределах составляли 50–150 м.

Относительное снижение базиса денудации произошло в среднем плейстоцене. Это привело к уничтожению неогеновых и раннеплейстоценовых покровов и образованию относительно расчлененного рельефа плато. В конце среднего плейстоцена, в связи с ледниковым подпруживанием р. Лены или начавшимся общим нисходящим развитием рельефа, произошло заполнение эрозионных депрессий. Современный облик рельефа приобрел в голоцене, после исчезновения ледниковых подпруд, активизации восходящих движений и возобновления эрозии плато.

СОПОСТАВЛЕНИЕ НОВЕЙШИХ СТРУКТУР, СТРУКТУР СУБСТРАТА И ЗОН НЕФТЕГАЗАКОПЛЕНИЯ

Для оценки связи охарактеризованных элементов рельефа с геологической структурой была исследована корреляция высот рельефа со структурой аллохтонной пластины и деформациями сейсмического горизонта II, располагающегося в автохтоне. На графиках корреляционное поле связи высот водоразделов и структуры аллохтонной пластины характеризуется изометричными очертаниями, что указывает на весьма слабую корреляцию между сравниваемыми характеристиками с тенденцией к обратной связи. Общая обратная корреляционная зависимость высот рельефа и структуры аллохтона объясняется высокими скоростями денудации, превышающими скорости неотектонического подъема в зонах активных тектонических процессов. Интенсивной денудации в немалой степени способствуют процессы карбонатного и соляного карста.

Наиболее четкими прямыми связями характеризуются высоты неогеновой поверхности выравнивания и глубины залегания сейсмического горизонта II (рис. 4). Небольшая по площади область потери корреляции в интервале высот 440–520 м установлена только для разрезов ВГ и ДЕ, которые частично затрагивают зону распространения линейных деформаций.

Таким образом, деформации неогеновой поверхности выравнивания можно использовать для оценки деформаций осадочного чехла платформы. Коэффициент корреляции высоты неогеновой поверхности и глубины залегания сейсмического горизонта II, занимающего положение вблизи границы венда и кембрия, достигает наиболее высоких значений (0,9) на участках развития на поверхности автохтонного структурного комплекса. На участ-

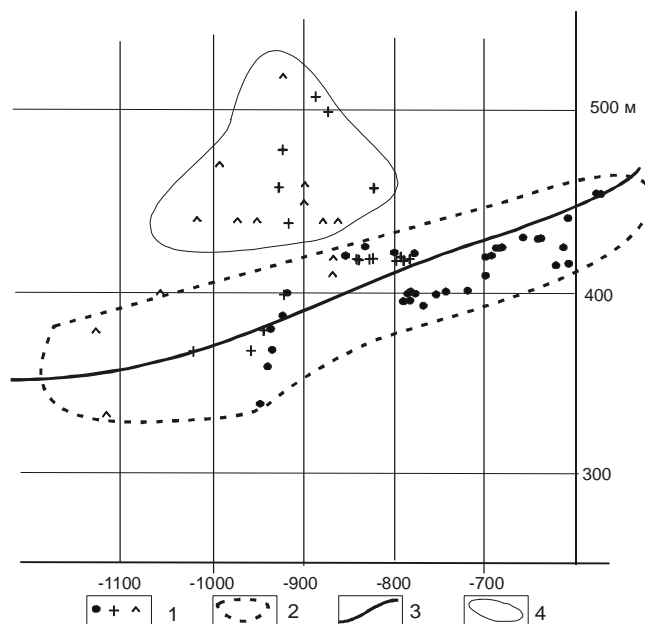


Рис. 4. График корреляции высот рельефа и глубины сейсмического горизонта II.

1 – корреляционные точки на разрезах, соответственно, АБ, ВГ, ДЕ; 2 – поле точек с устойчивой корреляцией между высотным положением неогеновой поверхности выравнивания и глубиной сейсмического горизонта II; 3 – корреляционная кривая области устойчивой корреляции; 4 – поле точек неустойчивой корреляции.

тках развития линейной складчатости (аллохтонный структурный комплекс) этот коэффициент уменьшается до значений 0,6.

При сопоставлении установленных новейших структурных форм разного порядка с нефтегазоносными участками недр необходимо отметить следующие закономерности. Ряд относительно крупных новейших поднятий (Хамешское, Кырахское, Верхнеюйское) расположены в пределах Талаканской зоны нефтегазонакопления (ЗНГН), продолжения которой прогнозируются к западу и востоку от Талаканского месторождения.

Чаяндинское новейшее поднятие и его северный фланг перехода к Арба-Салинской впадине, а также локальная Хоронская новейшая положительная структура охватывают преобладающую часть уникального по запасам газа Чаяндинского месторождения.

Непосредственно Талаканскому месторождению в значительной мере соответствует Южно-Талаканская новейшая структура. Северо-Талаканское новейшее локальное поднятие совпадает по своему расположению с высокопродуктивным Верхне-Пеле-

дуйским участком, где прогнозируется наличие месторождения, соизмеримого с Талаканским.

Курамская и Секелинская новейшие структурные формы расположены в пределах высокоперспективного Хоронокского участка недр, приуроченного к восточной части Талаканской ЗНГН. С учетом отмеченных взаимосвязей месторождений углеводородов с новейшими структурными формами следует полагать, что на территории Сулустахского новейшего поднятия также можно прогнозировать наличие потенциально нефтегазоносных участков недр.

Проведенное сопоставление неотектонических структур и месторождений углеводородов показывает, что практически все ловушки, независимо от их типа, тяготеют к относительно приподнятым тектоническим элементам структурного плана автохтона, выделяемого в продуктивной части осадочного чехла. В процессе разведки при бурении многочисленных скважин на площадях преимущественного развития автохтона установлено блоковое строение нефтегазосных структур и, вместе с тем, подтверждено их более высокое гипсометрическое положение по отношению к смежным участкам недр.

Изложенные выше данные, основанные на результатах детального анализа рельефа, буровых и сейсморазведочных работ, вполне обоснованно указывают на наличие положительных новейших структур, пространственно тяготеющих к крупным месторождениям углеводородов. При этом новейшие структурные формы по своему облику и расположению характеризуются одним и тем же знаком в разных ярусах рельефа, что свидетельствует об унаследованном режиме развития на новейшем этапе. Это подтверждается не только прямыми корреляционными связями отметок выявленных геоморфологических поверхностей и вскрытых горизонтов, но и, нередко, альтитуд скважин, расположенных в пределах одного и того же месторождения.

Тенденция к воздыманию участков положительных морфоструктур, выявленная для новейшего этапа, подтверждается и данными повторно-геодезических измерений, которые используются при изучении современных движений земной коры.

Анализ установленных новейших структурно-тектонических явлений и сопоставление их с особенностями структурного плана осадочного чехла позволяют сделать вывод о том, что в условиях Непско-Ботубобинской нефтегазоносной области в неотектонический этап, включая четвертичную и современную эпохи, преобладали процессы подновления и частичного пополнения залежей нефти и газа. С учетом системного подхода к анализу раз-

вития земной коры следует предполагать, что роль противоположных процессов – разрушения скопленных углеводородов в исследуемом районе относительно невелика.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Составленные к настоящему времени неотектонические карты по нефтегазоносным территориям Сибирской платформы обобщают большей частью арифметические высоты рельефа, не учитывая интенсивность и своеобразное проявление экзогенных процессов. Это существенно затрудняет использование данных карт для практических целей. Еще раз подчеркнем, что во многих случаях над положительными структурными элементами, установленными в осадочном чехле, фиксируются формы рельефа, несколько пониженные по сравнению со смежными более высокими участками. Это явление связано с усилением денудационных, главным образом карстовых и эрозионных, процессов над активно растущими новейшими поднятиями, что и приводит к эффекту возникновения обращенных форм рельефа.

Изложенные выше результаты позволяют рекомендовать проведение целевых работ по изучению неотектоники Непско-Ботубобинской антеклизы и, в целом, краевой части Сибирской платформы, сопряженной с Предпатомским прогибом, и использование этих данных при комплексном подходе к прогнозу нефтегазоносности слабо изученных и сложных в геологическом отношении территорий. При этом неотектоническое районирование можно использовать при ранжировании ловушек в осадочном чехле с целью выбора первоочередных объектов геологоразведочных работ.

Таким образом, при системном анализе тектонических критериев нефтегазоносности в рассматриваемых геологических условиях необходимо учесть и особенности неотектонического строения, в рамках предложенных выше приемов выделения новейших структур.

ЛИТЕРАТУРА

1. Геологическая карта ЯАССР. 1:500000. Ботубобинский блок. Якутск, 1986.
2. Гольбрайх И.Г., Забалуев В.В., Ласточкин А.Н. и др. Морфоструктурные методы изучения тектоники закрытых платформенных нефтегазоносных областей. Л.: Недр, 1968. 151 с.
3. Горелов С.К., Розанов Л.Н. Роль новейших тектонических движений и морфоструктурного фактора в размещении месторождений нефти и газа // Геоморфология. 1970. №4. С. 32–39.
4. Горелов С.К. Морфоструктурный анализ нефтегазоносных территорий. М.: Наука, 1972. 216 с.

5. Гурари Ф.Г., Конторович А.Э., Острый Г.Б. О роли дизъюнктивных нарушений в процессе формирования залежей нефти и газа в юрских и меловых отложениях // Геология нефти и газа. 1966. № 2. С. 5–11.
6. Замараев С.М. Краевые структуры южной части Сибирской платформы. М.: Наука, 1967.
7. Карта новейшей тектоники нефтегазоносных областей Сибири. 1:2500000 / Ред. Н.А. Флоренсов, И.П. Варламов. М.: ВНИО "Аэрогеология", 1981.
8. Карта поверхностей и кор выветривания СССР. 1:25000000. М.: Ин-т географии, 1971.
9. Кузин И.Л. Влияние новейших тектонических движений, колебаний уровня мирового океана и изменений климата на формирование месторождений нефти и газа в Западной Сибири // Региональная неотектоника. Новосибирск: Наука, 1983. С. 26–31.
10. Микуленко К.И., Тимиршин К.В. Тектоника и проблемы нефтегазонакопления пограничных зон Сибирской платформы и складчатых областей // Отеч. геология. 1997. №6. С. 24–28.
11. Молотков Н.К. Вопросы методики и основные результаты неотектонических исследований Непско-Ботуобинского района // Региональная неотектоника. Новосибирск: Наука, 1983. С. 111–119.
12. Немиров А.А. Карта новейшей тектоники восточного и юго-восточного бортов Тунгусской синеклизы и некоторые методические вопросы ее составления // Региональная неотектоника. Новосибирск: Наука, 1983. С. 97–106.
13. Нестеров И.И. Критерии прогноза нефтегазоносности. Новосибирск, 1969. 335 с.
14. Николаев Н.И. Неотектоника и ее выражение в структуре и рельефе территории СССР. М.: ГНТИГОН, 1962. 392 с.
15. Поверхности выравнивания и коры выветривания на территории СССР / Под ред. И.П. Герасимова и А.В. Сидоренко. М.: Недра, 1974. 444 с.
16. Сереженков В.Г., Ситников В.С., Аржаков Н.А. и др. Надвиговая тектоника и нефтегазоносность Предпатомского прогиба // Геология нефти и газа. 1996. №4. С. 4–10.
17. Сизых В.И. Шарьяжно-надвиговая тектоника окраин древних платформ. Новосибирск: Изд-во СО РАН, фил. "Гео", 2001. 154 с.
18. Тетяев М.М. О шарьяжах Восточной Сибири // Геол. вестн. 1928. Т. VI, № 4–6. С.49–51.
19. Тимофеев Д.А. Поверхности выравнивания суши. М.: Наука, 1979. 270 с.
20. Философов В.П. Краткое руководство по морфометрическому методу поисков тектонических структур. Саратов: Изд-во Саратов. ун-та, 1960. 94 с.
21. Философов В.П. о значении порядков долин и водораздельных линий при геолого-географических исследованиях // Вопросы морфометрии. Саратов: Изд-во Саратов. ун-та, 1967. С. 4–66.
22. Философов В.П. Основы морфометрического метода поисков тектонических структур. Саратов: Изд-во Саратов. ун-та, 1975. 232 с.

Поступила в редакцию 5 января 2004 г.

Рекомендована к печати А.И. Ханчуком

V.S. Sitnikov, V.B. Spektor

Neotectonics of oil and gas territories in South-Western Yakutia

The neotectonics of the territory located in the basin of the Lena River left tributaries - Peledui and Nyuya is considered. Geomorphologic studies of the territory were carried out, and statistic analysis of the relief along watershed profiles was performed. The territory belongs to the Prilenskoe plateau; within its bounds there were distinguished three different age stages of relief (Paleogene, Neogene, and Neopleistocene) as well as related planation surfaces. The plateau is mainly the area of distribution of the Neogene planation surface. Deformations of the latter allowed evaluation of neotectonic movements. Two types of local neotectonic structures are distinguished: brachymorphic and linear. The neotectonic brachymorphic structures, often inverse, are clearly related to structures of basement and lower horizons of the sedimentary cover (coefficient of correlation $\sigma=0.6-0.9$). Some of these structures coincide in plan with structural traps of the known oil and gas fields. The linear structures, represented in relief directly, are related to nappe-folded deformations of the upper part of the sedimentary cover. They are poorly correlated with the structures of the lower part of the platform cover which enclose hydrocarbon deposits.

**СТРОЕНИЕ И ПЕРСПЕКТИВЫ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ СЕВЕРНЫХ ЗВЕНЬЕВ
ИТУН-ИЛАНЬСКОЙ ВЕТВИ РАЗЛОМОВ ТАН-ЛУ***Т.В. Меркулова, Г.Л. Кириллова**Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, г. Хабаровск*

Выполнен сравнительный анализ кайнозойских грабенов системы Тан-Лу в пределах Саньцзян-Среднеамурского бассейна, расположенного на границе России и КНР. Детально рассмотрены результаты геолого-геофизических работ, параметры, контролирующие локализацию нефтегазоносных структур в грабене Танюань, где уже открыты месторождения нефти и газа. Показано, что важную роль для определения перспектив нефтегазоносности имеют трансферные (поперечные) зоны разломов и прогибы с некомпенсированным осадконакоплением, в которых возможно наличие нефтематеринских пород озерного происхождения. Проведен анализ геолого-геофизических данных менее изученных грабенов Лобэй-Бирофельдского звена на территории России с целью оценки их перспектив нефтегазоносности.

Ключевые слова: рифтогенез, трансферные разломы, нефтегазоносность.

ВВЕДЕНИЕ

Огромный эмпирический материал, собранный и обобщенный по современным (оз. Байкал, Африканские грабены) и древним (рифты Красного, Северного морей, бассейны Западно-Сибирский, Сунляо, Бохайвань) рифтогенным бассейнам мира, существенно расширил и во многом изменил существовавшие до сих пор представления о строении, истории развития, перспективах обнаружения нефти, газа, газогидратов в рифтогенных бассейнах, в частности, в малых, которые лишь в стадию пострифтового погружения покрываются общим осадочным чехлом, а в рифтовую стадию развиваются индивидуально, формируя собственные изолированные нефтяные системы. Изменился подход и к континентальным озерным отложениям, заполняющим на рифтогенной стадии малые рифтовые бассейны. Опыт китайских ученых, подтвержденный детальной сейсморазведкой и бурением, показал, что бассейны Бохайвань и Сунляо на рифтогенной стадии состояли из 30–50 изолированных рифтов-грабенов, заполненных озерными осадками с высоким содержанием органического вещества.

Открытие нефтяных и газовых месторождений в неморских отложениях позволило увеличить добычу нефтяной продукции в Китае со 120 тыс. тонн до 160 млн тонн [24].

Небольшие по площади грабены в юго-западной части Среднеамурского бассейна (СБ) счита-

лись мало перспективными на обнаружение месторождений углеводородного сырья, в связи с чем изученность этих грабенов довольно низкая. Однако недавно на территории северо-восточного Китая в грабене Танюань, который имеет продолжение в юго-западной части Среднеамурского бассейна России, открыто два промышленных месторождения газа. Грабен Танюань довольно хорошо изучен. В пределах его выполнены сейсморазведочные работы, пробурены стратиграфические и разведочные скважины. На основе выполненных работ выявлены особенности геологического строения, имеющие важное значение для образования, накопления и сохранности углеводородного сырья.

Кайнозойские грабены на границе России и Китая являются структурными элементами Илань-Итунской ветви системы глубинных разломов Тан-Лу [25, 28 и др.], являющейся, в свою очередь, частью Восточно-Азиатского рифтового пояса [4]. Для них характерны сходные черты геологического строения: грабены, в основном, односторонние (крутой юго-восточный борт и пологий – северо-западный), ориентировка грабенов преимущественно северо-восточная, выполнены они пресноводно-континентальными угленосными отложениями с прослоями вулканитов [2, 5, 11].

Все вышесказанное позволяет использовать геолого-геофизические критерии нефтегазоносности, выявленные в хорошо изученном грабене Танюань, для оценки перспектив слабо изученных грабенов западной части Среднеамурского бассейна.

ИЛАНЬ-ИТУНСКАЯ ВЕТВЬ СДВИГОВОЙ СИСТЕМЫ ТАН-ЛУ

Сдвиговая система Тан-Лу простирается более чем на 5000 км и состоит из нескольких ветвей и звеньев. Илань-Итунская ветвь прослеживается от залива Бохайвань до р. Амур и далее, и состоит из грабен северо-восточного простирания (рис. 1). Непосредственно к российской границе подходит грабен Танюань, характеристике которого и будет уделено основное внимание (рис. 2).

Стратиграфия кайнозойских и меловых толщ бассейна Саньцзян, составной частью которого и является грабен Танюань Илань-Итунской ветви разломов Тан-Лу, приведена в ряде работ [7, 11, 15]. В северо-восточном Китае палеоцен-эоценовые отложения несогласно залегают на подстилающих отложениях и распространены ограниченно в приразломных депрессиях Хэйлунцзян, Илань-Шулань и Дуньхуа-Мишань. Они представлены тремя формациями: ф. Уюнь (палеоцен) мощностью 700 м, ф. Даляньхэ и ф. Хуанхуа (палеоцен-эоцен) общей мощностью до 2000 м. Состав формаций довольно однообразный. В нижней и верхней частях преобладают пески и песчаные галечники, а в средней – пески, глины, уголь. Только в верхней части ф. Даляньхэ отмечены мощные слои глин.

Во впадине Саньцзян кайнозойский разрез начинается эоцен-раннеолигоценовой формацией Баоцюаньлин, мощностью 1300 м. Как правило, в нижней части она сложена песчаными галечниками, в средней – тонкими песками, глинами, углями, нефтяными сланцами, в верхней – песками и песчаными галечниками. В отдельных палеогеновых толщах выделяются прослой вулканитов. Выше залегают миоценовая формация Фуцзинь мощностью 100–600 м. Она сложена песками, глинами с линзами угля в нижней части и песчаными галечниками в верхней части. Иногда в верхней части фиксируются покровы базальтов мощностью до 40 м [11].

В разрезах скважин грабена Танюань, которые будут приведены ниже, не дается подразделение на формации, однако состав толщ описан достаточно детально. Эоценовые отложения мощностью от 1900 до 2400 м разделены на 5 пачек, олигоценовые мощностью 200–300 м – на 6 пачек.

ГРАБЕН ТАНИУАНЬ

Грабен Танюань является структурным элементом второго порядка, находящимся в северной оконечности звена Цзя-И Илань-Итунской ветви сдвиговой системы Тан-Лу. Площадь его порядка 3320 км². Грабен был изучен сейсморазведкой (27 попе-

речных профилей через 4 км и 3 продольных профиля через 8 км), пробурены стратиграфические и разведочные скважины.

Единого мнения о тектонотипе кайнозойских бассейнов Илань-Итунской ветви Тан-Лу нет. Одни исследователи считают, что грабен Танюань образовался в результате двухфазного рифтогенеза в эоцене и миоцене [27]. Другие авторы [20], анализируя сейсмостратиграфические профили в грабене, пришли к выводу о преобладающей роли сдвигов в формировании впадины (тип pull-apart). Ими выделено три седиментационные системы, соответствующие трем стадиям развития этого бассейна. Первая стадия – начальное прогибание с некомпенсированным осадконакоплением; вторая стадия – стабильный присдвиговый бассейн с компенсированным осадконакоплением; третья стадия – сжатие при избытке осадков.

Вероятнее всего, на рассматриваемый участок системы разломов Тан-Лу распространяются закономерности, установленные в хорошо изученном бассейне Бохайвань, расположенном на южном фланге ветви Илань-Итун системы Тан-Лу. Здесь доказано, что сначала проявился рифтогенез в результате подъема мантийного диапира, а затем – сдвиговые дислокации. В процессе формирования и эволюции грабены подвергались неоднократному воздействию тектонических движений, выраженных в растяжении, сжатии, сдвиге, подъеме, в результате чего образовались сложные системы разломов [10].

В грабене Танюань выделяется две системы разломов [23]: северо-восточная и секущая ее северо-западная (рис. 2). Отмечается большая роль сдвиговых дислокаций, при которых образовались небольшие ромбовидные в плане и корытообразные в разрезе прогибы. В результате создан структурный каркас в виде четырех продольных зон и пяти поперечных блоков [23]. С востока на запад располагается восточная зона прогибов, центральная зона поднятий, западная зона прогибов и западная зона склонов. В пределах зон выделено восемь прогибов (рис. 2). Мощность осадочных отложений чехла грабена Танюань порядка 5000–6000 м, в зонах поднятий и склонов – порядка 1000 м (рис. 3). Для грабена Танюань наиболее типичны полуграбены, ограниченные с востока главным сбросом, вдоль которого сформировался щелевой грабен с максимальной мощностью осадков.

В работе [22], посвященной интерпретации данных сейсморазведки в сложных районах, для Илань-Итунской ветви системы Тан-Лу приведены различные модели группирования разломов в разрезе (рис. 4). Показано разнообразие группирования разломов,

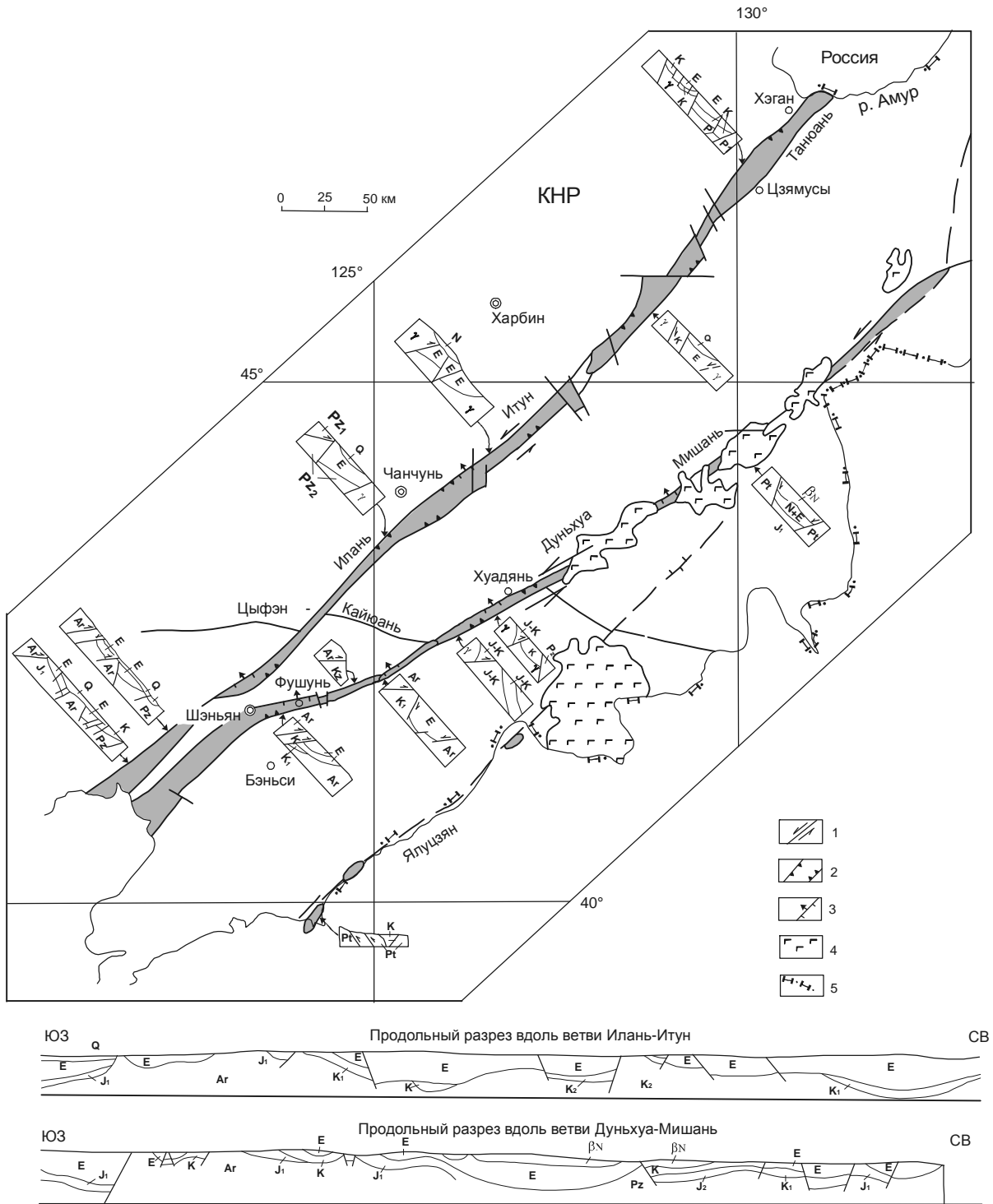


Рис. 1. Строение грабенов северных ветвей (Илань-Итун и Дуньхуа-Мишань) системы сдвигов Тан-Лу [28]. На плане: 1 – сдвиги; 2 – сбросы; 3 – обратные сбросы; 4 – неогеновые базальты; 5 – государственные границы.

образующих самые разнообразные комбинации. Подобные структуры встречаются и в грабенах Лобэй-Бирофельдского звена, что установлено по данным сейсморазведки и электроразведки [3, 15].

В результате исследований грабена Танюань выявлено, что большую роль в формировании ловушек имеют северо-западные трансферные разломы, поперечные по отношению к генеральному северо-восточному простиранию грабена и контролирующую

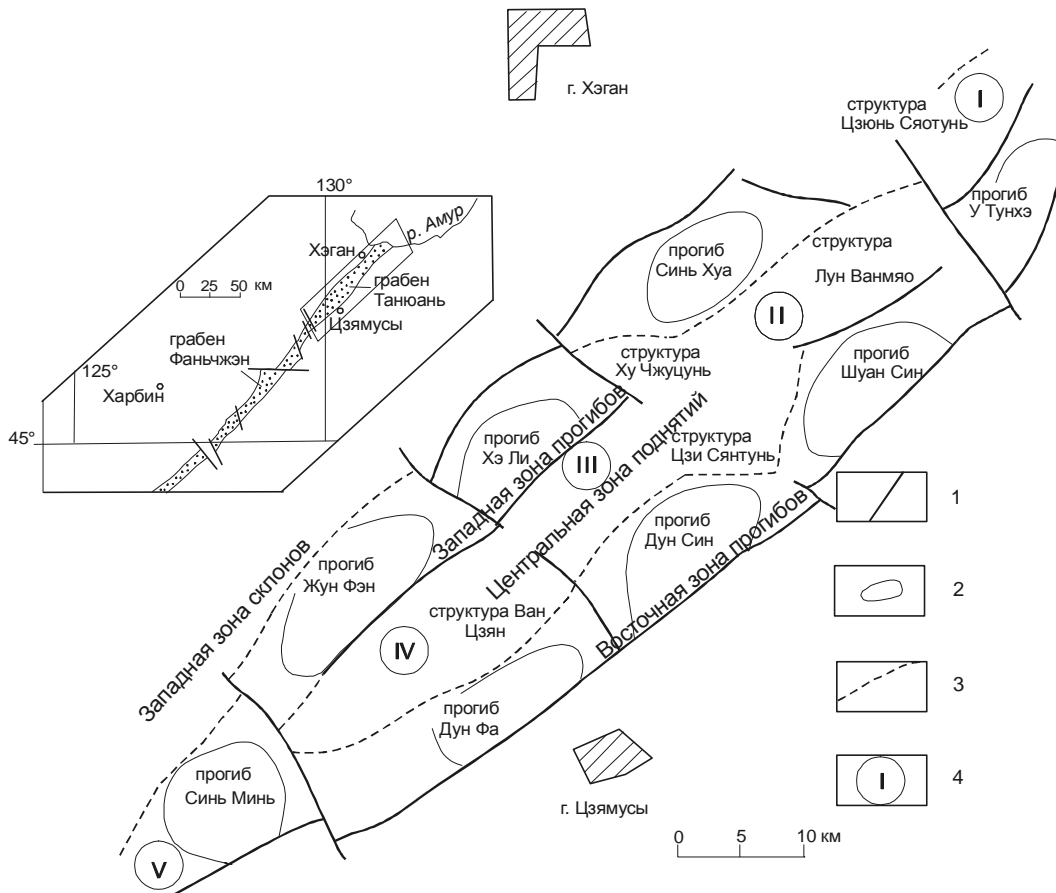


Рис. 2. Структурная схема грабена Танюань [23].

1 – разломы; 2 – прогибы второго порядка; 3 – границы прогибов и поднятий; 4 – номера блоков.

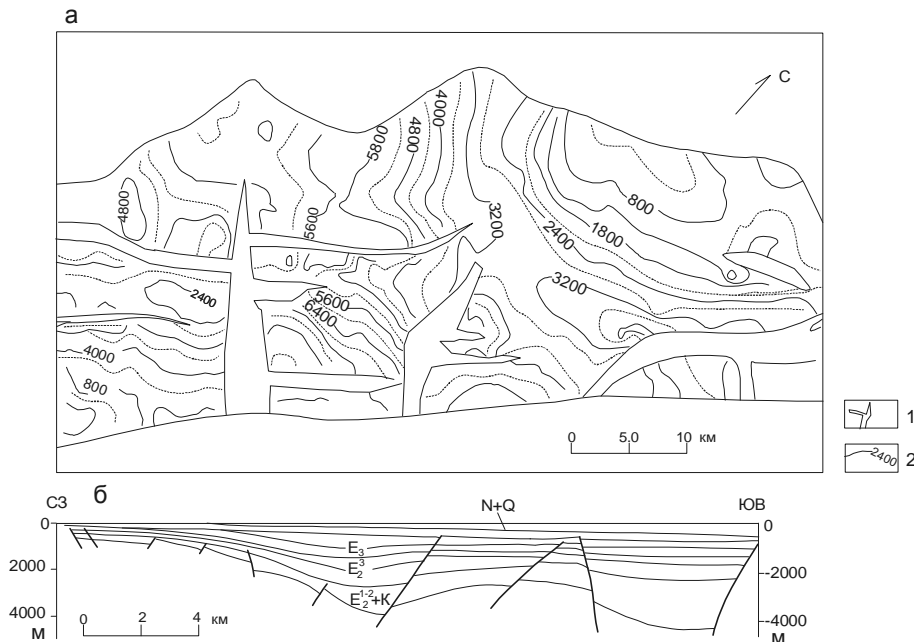


Рис. 3. Строение грабена Танюань [23].

а – изолинии мощности осадочного чехла на плане, б – поперечный разрез; 1 – разломы, 2 – изолинии мощности осадочного чехла в м.

№	Модели группировки сбросов	Объяснения	Примеры
1		При растягивающем, растягивающе-крутящем напряжениях фундамент разрывается, возникает группа граничных сбросов	Танюань, Лишу
2		При растягивающем, растягивающе-крутящем напряжениях возникают граничные разломы, при последующем сжатии или сжатии-кручении возникают вторичные встречные сбросы	Танюань, Бохайский залив
3		При растягивающем, растягивающе-крутящем напряжениях возникают граничные разломы, при последующем сжатии или сжатии-кручении возникают вторичные сбросы	Лишу, Дэхуй, Бохайский залив
4		При длительной деятельности граничных разломов возникает группа сбросов	Танюань, Лишу
5		По граничным разломам толщи подвергаются инверсии, после чего возникает группа вторичных сбросов	Лишу, Танюань, Хучжуцунь
6		Ранние граничные разломы и сбросы подвергаются сжатию и инверсии, возникает группа сбросов	Лишу, Танюань, Ляохэ
7		Ранние граничные разломы и их антитетические сбросы подвергаются последующему сжатию и сжатию-кручению	Танюань, Лишу, Дэхуй
8		Прямая пальмовая структура, образованная сжатием-кручением или сдвигом	Лишу, Дэхуй, Танюань
9		Обратная пальмовая структура, образованная растягиванием-кручением	Лишу, Дэхуй, Итун
10		При сжатии-кручении возникает прямая пальмовая структура, при последующем сжатии – наложенная разломная форма сброса	Танюань
11		Группа разломов на своде антиклинали, возникшая при инверсии толщ.	Лишу
12		Группа разломов, образованная синтетическими сбросами.	Лишу, Бохайский залив
13		Группа параллельных сбросов по склону на пологом склоне грабена	Лишу, Танюань
14		Группа сбросов против склона на пологом склоне грабена	Лишу, Танюань
15		Взбросо-надвиги фундамента на пологом склоне грабена	Лишу, Танюань
16		Структура “выжимания” фундамента	Лишу

Рис. 4. Распространенные модели группирования разломов в грабенах системы Тан-Лу [22].

щие изменение структурного рисунка осадочного чехла грабенов [26]. В последние годы этому типу структур, выявленных во многих рифтогенных структурах и называемых при наличии единичного разлома трансферным разломом, а при наличии нескольких разломов – трансферными зонами или зонами аккомодации, уделяется большое внимание [13, 21]. К такому типу в грабене Танюань относятся четыре разлома северо-западного направления, из них наиболее хорошо изучены два.

На рис.5 показаны разрезы осадочного чехла в северной части грабена Танюань, для которых характерен разный структурный рисунок. Для профиля 1 характерно наличие двух синхронных полуграбенов. Далее структурный рисунок изменяется, и на профиле 2 можно видеть единичный грабен с центральным поднятием. На профиле 3 структурный рисунок выражен просто единичным полуграбеном, нарушенным разломами. Между этими частями с тремя разными структурными рисунками осадочного чехла выделяются два поперечных разлома.

Скважина Цзи 1 в грабене Танюань, дающая промышленный приток газа, заложена в зоне разлома такого типа (рис. 6). Поперечный разлом контролирует распространение нефтегазоматеринских пород, а также локальные структуры, являющиеся оптимальными для образования нефтегазовых залежей. Подобная же ситуация имеет место в расположенном южнее грабене Фаньчжэн (рис. 2, врезка), где поперечный разлом контролирует самую крупную структурную ловушку. Вдоль зон поперечных разломов образуются поднятия с шлейфами озерных турбидитов, переходящих в глубоководные фации. Промышленные газовые залежи в скважине Фан 3 в грабене Фаньчжэн приурочены именно к турбидитовым пескам фации глубокого озера и контролируются поперечным разломом. В этой скважине в интервале 2850–3100 м турбидитовые пески имеют мощ-

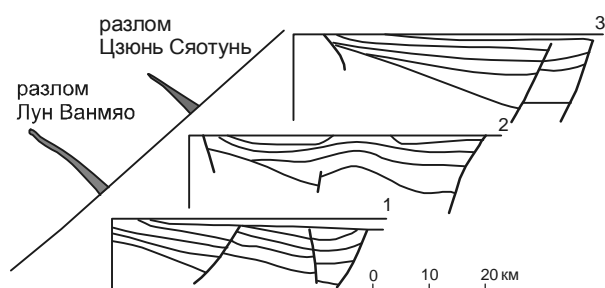


Рис. 5. Положение трансферных разломов в северной части грабена Танюань [25].

Пояснения в тексте.

ность около 250 м. В то же время зоны разломов такого типа является областью разрядки тектонического напряжения и местом, к которому мигрируют нефть и газ.

Типы прогибов в грабене Танюань

Перспектива обнаружения залежей углеводородного сырья зависит от наличия нефтематеринских пород, формирующихся в разных условиях прогибания. Исходя из разной активности разломов, разного характера движений блоков фундамента, особенностей накопления толщ в работе [23] выделены три типа прогибов – некомпенсированный (Дун Син), компенсированный (Шуан Син) и промежуточный тип (Жун Фэн) – и произведено сравнение распределения в них нефтематеринских толщ и возможных резервуаров и покровных в этих типах (рис. 7 а, б, в).

Некомпенсированный прогиб Дун Син является наиболее перспективным на обнаружение углеводородного сырья. К западу от него находится структура Цзи Сянтунь, в которой обнаружены газовые залежи. Данные бурения выявили в этом прогибе шесть подразделений, характеризующихся разнообразными фациями (рис. 7а). В целом скорость погружения прогиба больше, чем скорость накопления осадков. Прогиб долгое время находился в некомпенсированном состоянии. Характерны отложения фаций глубокого и относительно глубокого озера. Мощность темноцветных глинистых пород в скв.2 достигает 633 м.

Структурное положение, в котором находится прогиб Шуан Син, отличается от обстановки прогиба Дун Син. Вследствие того, что в прогиб Шуан Син поступали осадки как с западного склона так и с ле-

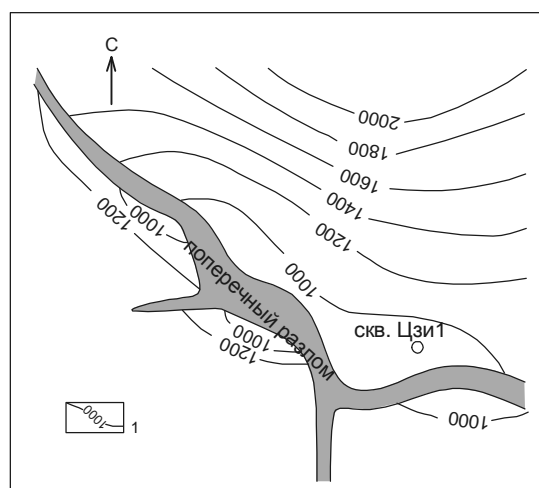


Рис. 6. Трансферный разлом в районе скважины Цзи1 [25].

1 – изолинии мощности осадочного чехла в м.

ки жачего крыла северо-восточного разлома, скорость осадконакопления была больше, чем скорость погружения бассейна. Прогиб заполнен в основном крупнообломочными отложениями, отмечаются многочисленные пласты угля (рис. 7б). Для такого прогиба не характерны тонкозернистые породы, угольные пласты многочисленны, но мощность их небольшая. Прогиб Синь Хуа также относится к этому типу. Подобные прогибы, по мнению китайских геологов, не перспективны для обнаружения месторождений нефти и газа.

Прогиб Жун Фэн находится в юго-западной части грабена Танюань, западнее центральной зоны поднятий. Из-за большой скорости седиментации в обстановке относительно глубокого озера (E_2^2) накопилась мощная пачка тонкозернистых пород. В одной из скважин мощность темноцветных глинистых пород (E_2^2) достигает 600 м (рис. 7в). Перспективы обнаружения углеводородов средние.

Закономерности распределения нефтематеринских пород, резервуаров и покрышек

В прогибе Дун Син выделены мощные толщи нефтематеринских пород, резервуары и покрышки (рис. 7а). В связи с тем, что прогиб долго находился в некомпенсированном состоянии, развиты мощные толщи нефтематеринских пород, одновременно наблюдаются следы частых трансгрессий и регрессий. Прогибы такого типа являются наиболее перспективными на обнаружение углеводородного сырья.

В прогибах компенсированного типа мощность тонкозернистых нефтематеринских пород невелика. Отсутствует полная система нефтематеринские породы–резервуар–покрышка. Например, в прогибе Шуан Син развит только один этаж нефтегазоносности (рис. 7б). Прогибы такого типа не перспективны на обнаружение месторождений углеводородов.

В прогибах смешанного типа в результате частой смены трансгрессий и регрессий образуется несколько этажей нефтегазоносности. И чем длительнее стадия некомпенсированного прогибания, тем мощнее слои темноцветных глинистых пород и выше их способность генерировать углеводороды. Например, в прогибе Жун Фэн (рис. 7в) развиты два седиментационных цикла, сформированы два этажа нефтегазоносности. Перспективы обнаружения месторождений углеводородного сырья в прогибах такого типа несколько хуже, чем в прогибах типа Дун Син, но лучше, чем в прогибах типа Шуан Син. Породы покрышки (E_2^4) представлены алевrolитами, способность которых к экранирова-

нию несколько ниже, чем у пород покрышек в прогибе Дун Син, но лучше, чем в прогибе Шуан-Син. В одной из скважин в структуре Ван Цзян встречено явное нефтегазовое проявление, но не получен промышленный приток.

Таким образом, наиболее перспективными для образования углеводородного сырья являются прогибы некомпенсированного типа, которые более благоприятны для накопления мощных толщ нефтематеринских пород. Многократные циклы трансгрессии–регрессии способствуют образованию нескольких этажей нефтегазоносности.

Кайнозойские отложения грабена Танюань, как считают ряд китайских ученых, могут быть перспективны как на газ, так и на нефть, генерированную углем [12, 15]. Они делают такое заключение на основе анализа данных по содержанию $C_{орг.}$ хлороформенного битумоида "А" и его компонентов, элементов керогена, отражательной способности витринита, изотопного анализа, пиролизной хроматографии, в сравнении с аналогичными бассейнами.

ЛОБЭЙ-БИРОФЕЛЬДСКОЕ ЗВЕНО ИЛАНЬ-ИТУНСКОЙ ВЕТВИ СДВИГОВОЙ СИСТЕМЫ ТАН-ЛУ

Система сдвигов Тан-Лу прослеживается и на территорию России. Китайские исследователи [25, 28] неоднократно отмечали, что система Тан-Лу имеет структуру "рыбьей кости", т.е. имеет многочисленные ответвления. Подобную же структуру она имеет и на территории России (рис. 8). Одна ветвь имеет северо-восточное простирание, совпадающее с направлением Курской системы, и представлена двумя грабенами (Бирофельдский, Преображенский). Другая ветвь, Куканская [6], имеет ССВ простирание и состоит из кулисообразно сочленяющихся грабенов (Лобэйский, Самарский, Дитурский) и разделяющих их поднятий. Особняком стоит Башмакский грабен субширотного простирания, принадлежащий Бикинской системе разломов (рис. 8). Грабены выполнены кайнозойскими, а возможно и мезозойскими континентальными отложениями. Стратиграфия кайнозойских отложений подробно изложена в работах [3, 5, 11, 15, 17]. Ниже приведена краткая геолого-геофизическая характеристика наиболее крупных грабенов Лобэй-Бирофельдского звена.

Краткая характеристика грабенов

Бирофельдский грабен. Грабен – односторонний, с крутым юго-восточным и пологим северо-западным бортом. На юго-востоке он ограничен одним из разломов Курской системы разломов северо-восточного простирания. Грабен также рассечен систе-

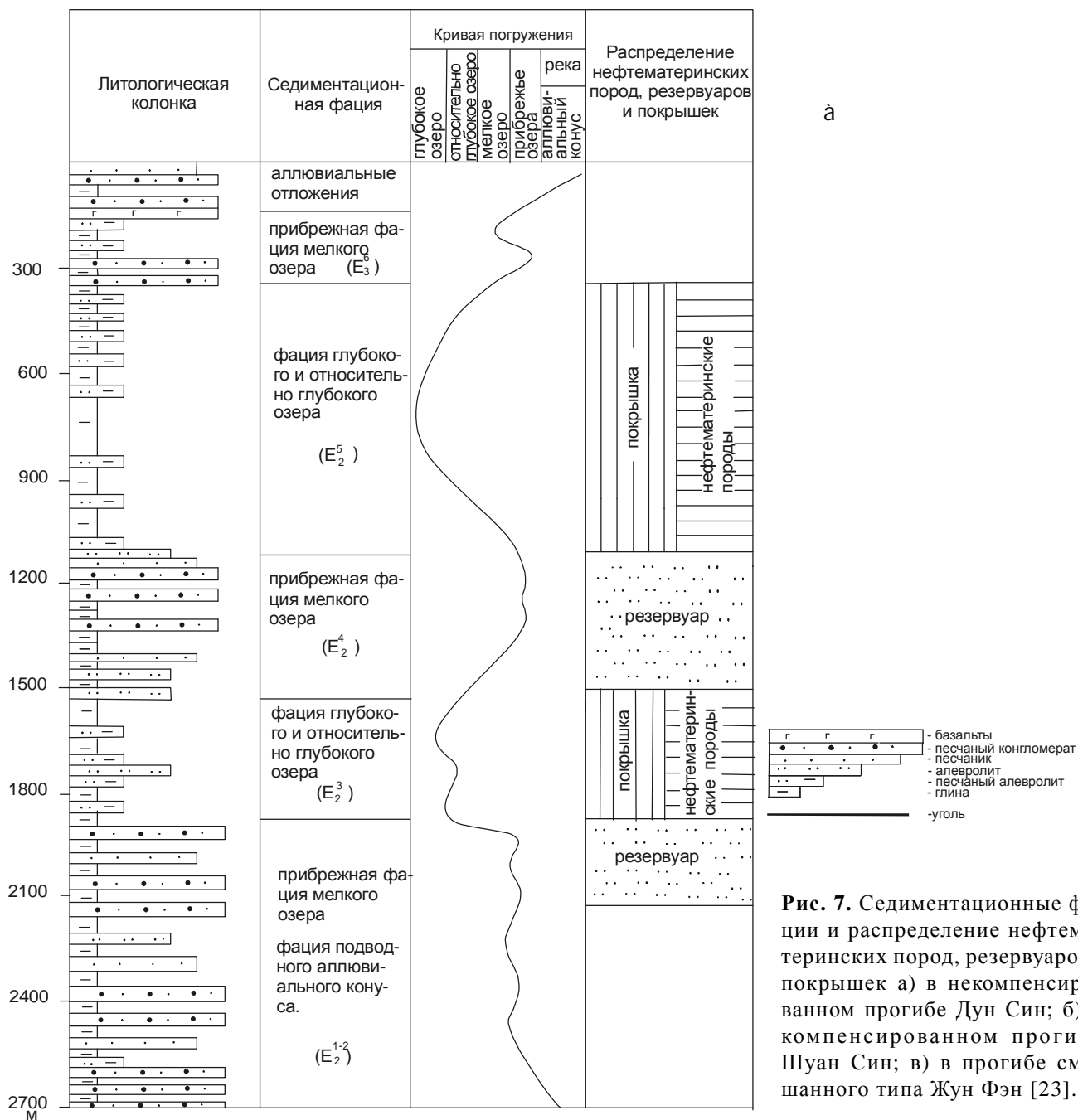


Рис. 7. Седиментационные фации и распределение нефтематеринских пород, резервуаров, покрышек а) в некомпенсированном прогибе Дун Син; б) в компенсированном прогибе Шуан Син; в) в прогибе смешанного типа Жун Фэн [23].

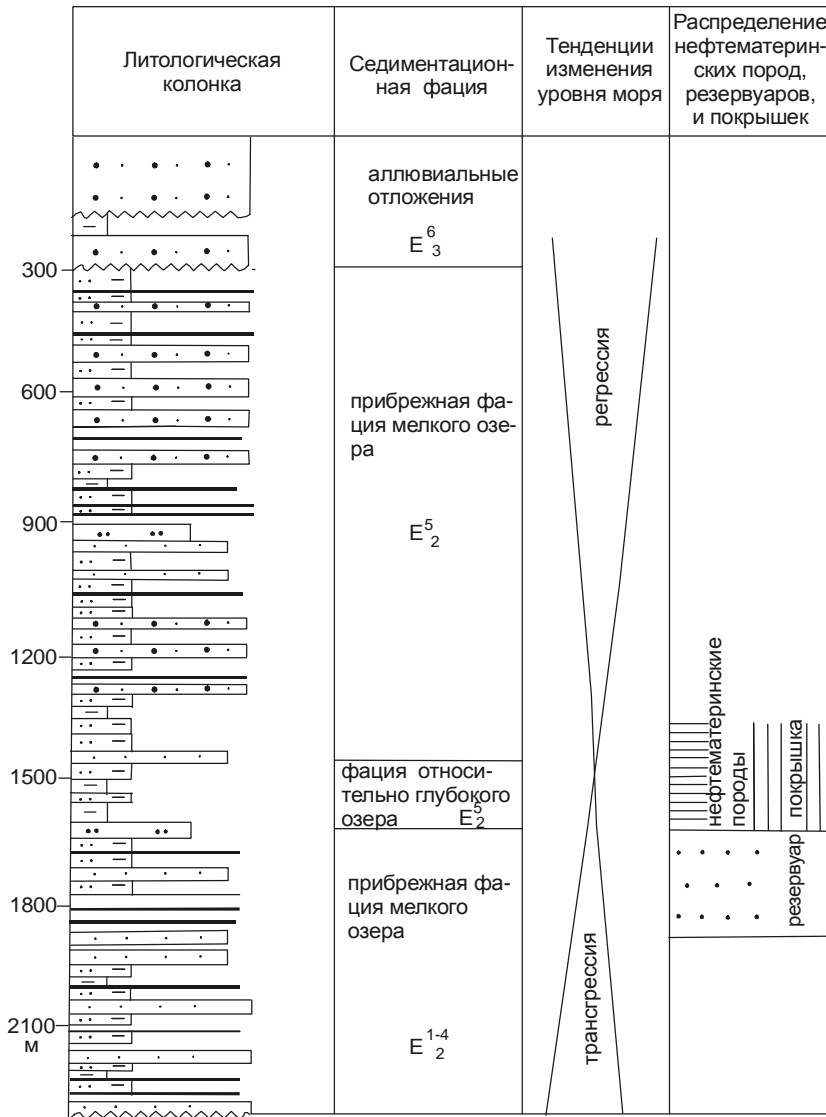
мой коротких поперечных разломов северо-западного и субширотного простирания. Длина грабена 70 км, ширина – 12–15 км, площадь грабена – порядка 900 км². Грабен выполнен кайнозойскими озерно-аллювиальными отложениями. Возможно наличие в наиболее погруженных частях грабена меловых осадочных и осадочно-вулканогенных образований.

Бирофельдский грабен изучен лучше других. В его северо-восточной части разведано Ушумунское бурогольное месторождение, там же пробурена самая глубокая скважина 1/3 ОК (1379 м). В пределах грабена были выполнены гравиметрические, элект-

розраведочные, высокоточные магниторазведочные и сейсморазведочные работы методом ОГТ [8].

По результатам сейсморазведочных работ на продольном профиле в грабене выделяется три прогиба – Ушумунский, Бирский, Преображенский, разделенных двумя поднятиями – Димитровским и Лазаревским. Димитровское поднятие имеет ширину 7.3 км, амплитуду 200–300 м. Лазаревское поднятие имеет ширину 14.7 км, амплитуду 750–1250 м (рис. 9).

На временных разрезах в пределах Бирофельдского грабена выделяются четыре основных сейсмокомплекса, слагающих осадочную часть разреза. Так



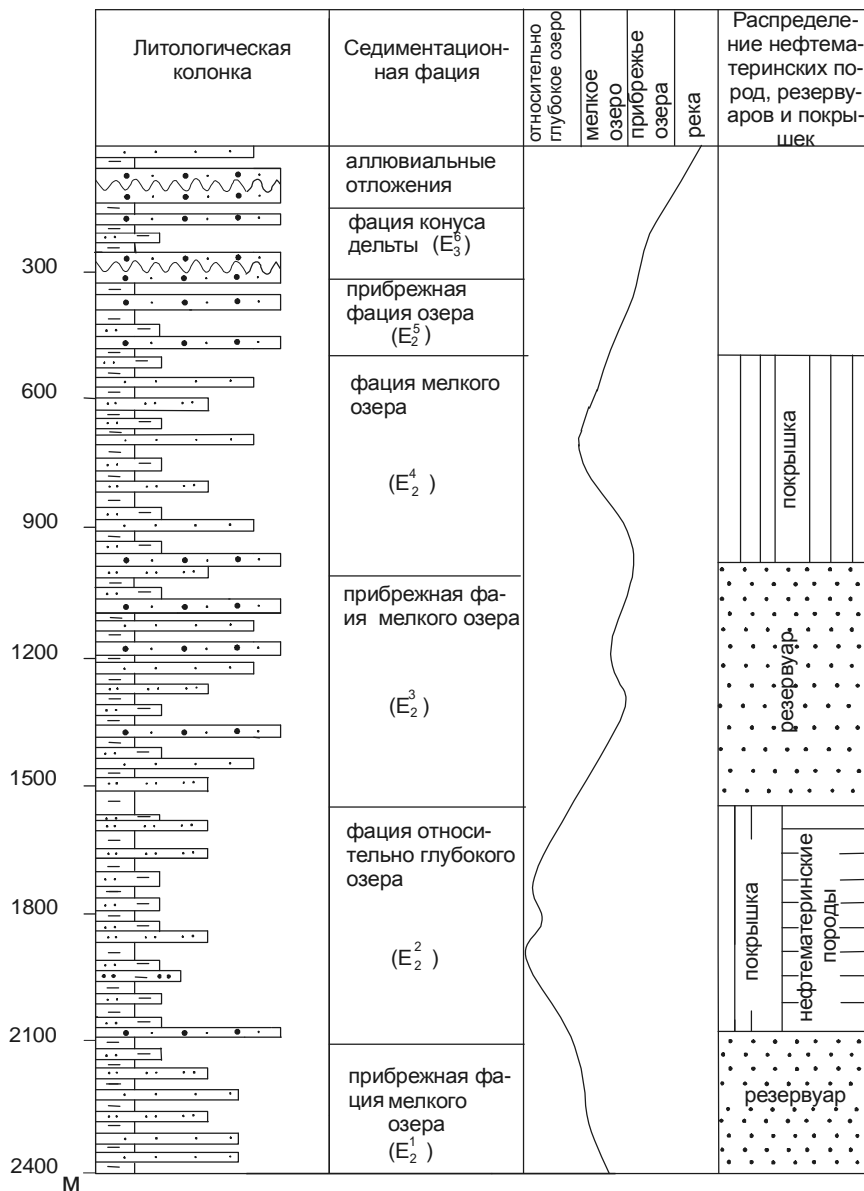
а

Рис. 7. (Продолжение).

как глубокое бурение и сейсмокаротажные исследования отсутствуют, стратиграфическая привязка сейсмокомплексов выполнена условно [8]: сейсмокомплекс I – неоген-палеогеновая толща (мощность – 250–750 м); сейсмокомплекс II – палеогеновые отложения (до 700 м); сейсмокомплекс III – нижнепалеогеновая часть разреза (450 м); сейсмокомплекс IV – верхнемеловые отложения (300 м). Иногда в пределах Бирофельдского грабена третий и четвертый сейсмокомплексы объединены в единый комплекс, тогда их суммарная мощность достигает 1100–1200 м. По мере продвижения с северо-востока на юго-запад мощность осадочных отложений IV сейсмокомплекса увеличивается и толща становится "немой" (отражающие границы отсутствуют), что связывается с вулканогенным характером отложений [8]. В низах сейсмокомплекса IV, ниже "немой" толщи появляется сейсмическая запись, которая может характеризовать

осадочные отложения. По данным ВЭЗ, на этих глубинах выделяется проводящий горизонт (9 Ом·м), что также указывает на осадочный характер отложений, вероятно, песчано-глинистого состава. Возможно, породы сейсмокомплекса IV в пределах зоны раздува мощности имеют вулканогенный состав. По данным высокоточных магниторазведочных работ западная часть Бирофельдского грабена характеризуется однородным спокойным магнитным полем, что свидетельствует об идентичности петромагнитных свойств пород фундамента и осадочного заполнения, а также об отсутствии проявлений сильно магнитных вулканитов (рис. 9).

В целом внутри контура Бирофельдского грабена магнитное поле спокойное и слабодифференцированное, однако ближе к юго-восточному борту, к востоку от р. Бол. Ушумун характер магнитного поля резко меняется – появляются интенсивные аномалии



â

Рис. 7. (Окончание).

обоих знаков. Это объясняется наличием в разрезе осадочной толщи вулканогенных образований. Наиболее вероятное их положение – в основании разреза. По данным магниторазведочных работ, верхняя кромка на левом берегу р. Бол. Ушумун размещается на глубине более 1400 м, нижняя кромка – на глубине 2000 м. В связи с тем, что по гравиметрическим данным глубина грабена в данном месте 2,5 км, реальная глубина может быть значительно больше. Под вулканогенными образованиями могут залегать осадочные породы раннепалеогенового или поздне мелового возраста [17].

Четко выраженные продольные сбросы внутри грабена по данным магниторазведки не установлены, однако впервые выявлена довольно густая сеть поперечных разломов [17].

По сейсмическим профилям были выполнены электроразведочные работы методом ДНМЭ (дифференциально-нормированный метод электроразведки). Этот метод предназначен не только для структурных построений, но и для прямых поисков углеводородов. Результаты электроразведочных работ на качественном уровне по порядку глубин и поведению границ соответствуют результатам сейсморазведки. В пределах сейсмических профилей 1, 4, 5 [17] выделена аномалия, характерная для залежей углеводородов. В аномальной зоне отмечается увеличение коэффициента поляризуемости относительно фоновых значений, уменьшение показателя степени и времени релаксации и некоторое возрастание удельного сопротивления. Однако однозначно увязывать такого типа аномалии с за-

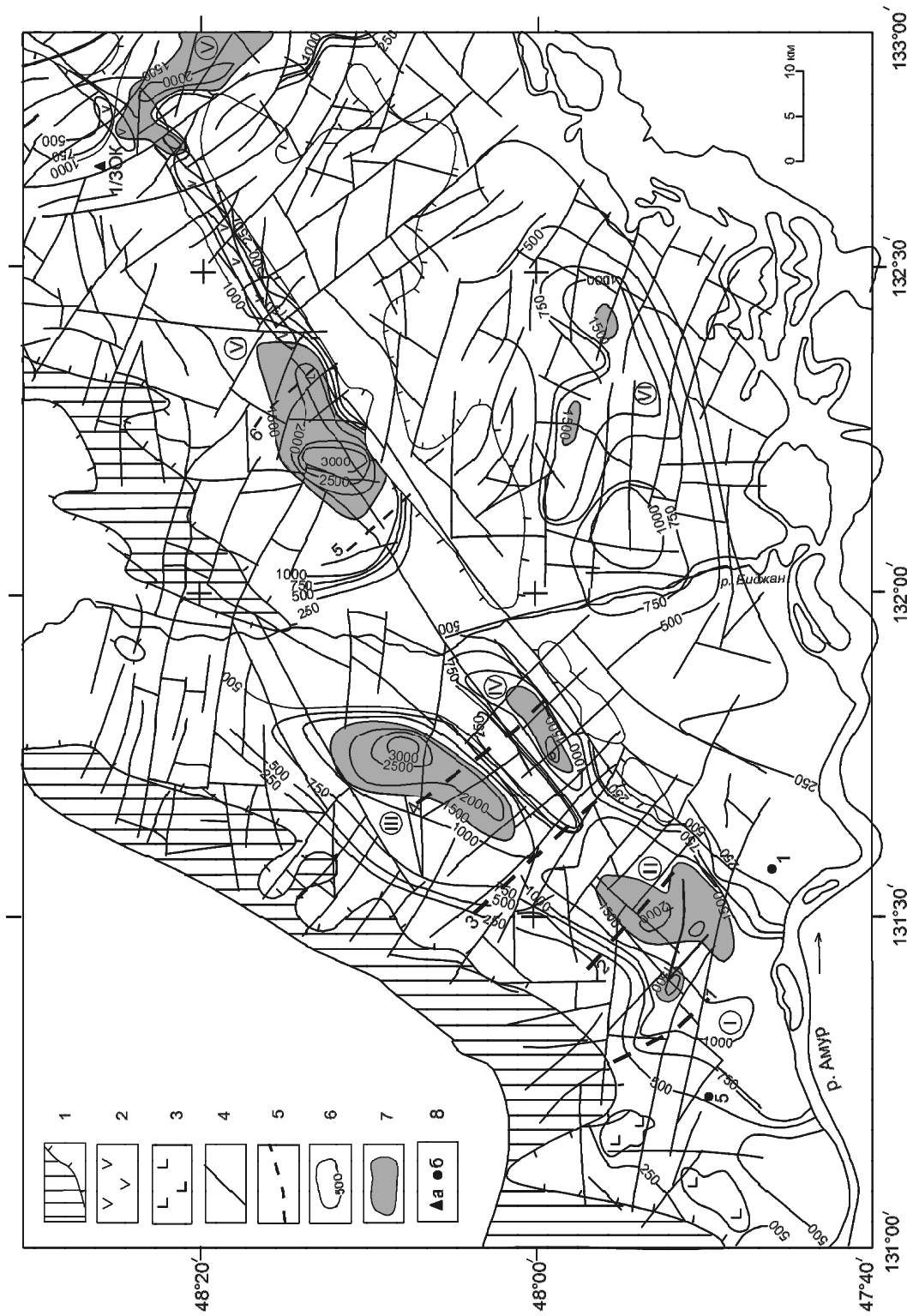


Рис. 8. Система грабенов Лобэй-Бирофельдского звена.

1 – выходы пород фундамента; 2 – вулканогенные образования кислого состава; 3 – вулканогенные образования основного состава; 4 – разломы, установленные по данным аэромагниторадиометрических работ; 5 – разломы предполагаемые; 6 – изолинии мощности (м); 7 – глубокие (=1500 м) области грабенов; 8 – скважины и их номер: опорно-картировочные (а), углепоисковые (б).

Грабены: I – Лобэйский, II – Самарский, III – Дитурский, IV – Преображенский, V – Бирофельдский, VI – Башмакский.

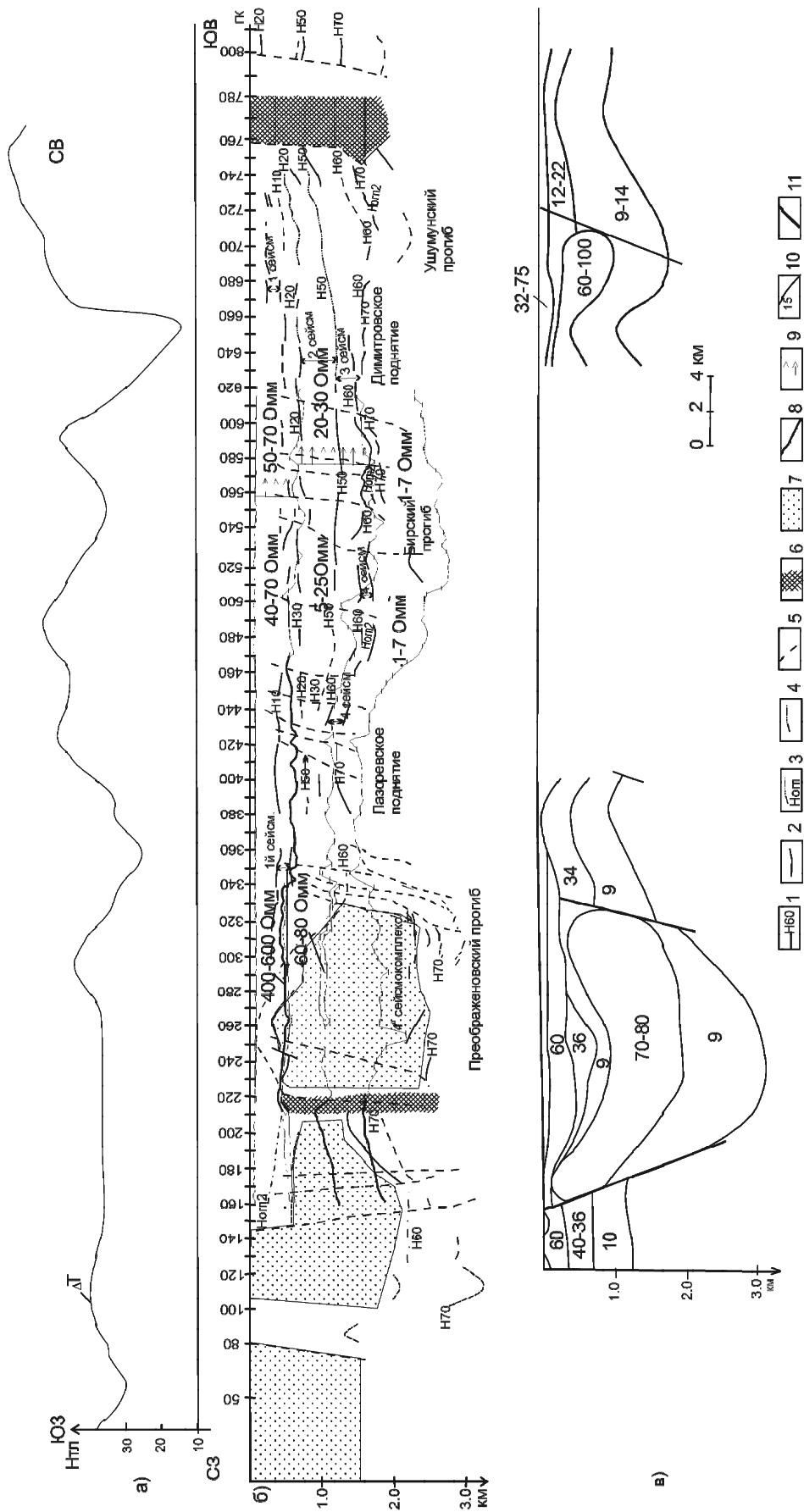


Рис. 9. Результаты геофизических работ в Бирофельском грабене по продольному профилю: а) высокоточной магниторазведки; б) сейсмо-разведочных и электроразведочных работ методом ДНМЭ; в) электроразведочные работы методом ВЭЗ. 1 – опорные отражающие границы; 2 – промежуточные отражающие границы; 3 – преломляющие границы; 4 – участки отождествления отражающих границ; 5 – тектонические нарушения; 6 – зоны разломов; 7 – "немая толща"; 8 – геоэлектрические границы по данным ДНМЭ; 9 – зона аномалии ДНМЭ; 10 – геоэлектрические горизонты по данным ВЭЗ и значения их удельных сопротивлений (Ом·м); 11 – разломы по данным ВЭЗ.

лежами нефти и газа неправомерно, вероятнее всего, здесь фиксируется отклик видоизмененных пород, объем которых значительно превышает размеры залежи [17].

Лобэйский грабен. Грабен односторонний с крутым юго-восточным бортом и пологим северо-западным. Длина его 20 км, ширина 5–15 км, площадь – 200 км². Мощность осадочных отложений, по данным ВЭЗ, более 2000 м. Сейсморазведочные работы в грабене не проводились. Глубоких скважин нет, осадочное выполнение изучено бурением углеразведочных скважин до глубины 500 м. В верхней части разреза вскрыты песчано-галечниковые и песчано-глинистые отложения руслово-пойменного и болотно-озерного комплексов. Ниже скважинами вскрыта толща переслаивающихся плотных и пористых базальтов, мощностью 40 метров, предположительно миоценового возраста [3].

Самарский грабен. Грабен односторонний, с крутым юго-восточным бортом и пологим северо-западным. Длина грабена – более 35 км, ширина – 12–15 км, площадь – порядка 450 км². Мощность осадочного чехла более 2000 м. Грабен изучен крайне слабо.

Дитурский грабен. Грабен асимметричный, с крутым юго-восточным бортом и пологим северо-западным. Длина грабена – 40 км, ширина – 5–12 км. Площадь грабена порядка 300 км². Мощность осадочного чехла, по данным сейсморазведки и ВЭЗ, достигает 3000 м. Грабен пересечен одним сейсморазведочным профилем. В осадочном чехле выделено пять сейсмокомплексов. Стратиграфический диапазон верхних четырех сейсмокомплексов аналогичен сейсмокомплексам в Бирофельдском грабене. Сейсмокомплекс V отождествляется с отложениями мелового возраста (К?), мощность его достигает 800 м.

В магнитном поле разломы, ограничивающие Самарский, Лобэйский и Дитурский грабены четко не фиксируются. Однако в пределах грабенов выявлены многочисленные поперечные разломы.

Данные магниторазведочных работ позволяют предположить более широкое развитие вулканогенных пород миоценового возраста в Лобэйском, Самарском и Дитурском грабенах. Глубина залегания этих магнитоактивных вулканогенных толщ относительно небольшая и не превышает сотни метров. Наличие пород с различной ориентировкой суммарного вектора намагничивания позволяет предположить, по крайней мере, не менее двух этапов формирования эффузивной толщи. Общая площадь развития неогеновых вулканитов оценивается в 500 км² [17].

Результаты электроразведочных работ методом ВЭЗ

В западной части Среднеамурского бассейна в разные годы были выполнены электроразведочные работы методом ВЭЗ в достаточно большом объеме. Было переинтерпретировано порядка 300 точек ВЭЗ по методике, описанной в [14]. Ввиду отсутствия скважин глубокого бурения и каротажа, для определения удельного сопротивления геоэлектрических горизонтов и исключения искажений в бортовых частях грабенов производилось закрепление удельных сопротивлений горизонтов по точкам ВЭЗ, расположенным в местах, заведомо удаленных от бортов грабена, и на тех кривых ВЭЗ, где принцип эквивалентности применим в узких пределах.

Геоэлектрический разрез осадочного чехла западной части Среднеамурского бассейна довольно сложный. Отмечаются кривые ВЭЗ типов КQQH, KQH, KQKH, KHKH с нерасчлененной правой частью (HKN). Однако для большей части бассейна характерны пятислойные кривые типа KQH. В осадочном чехле грабенов выделяется три основных геоэлектрических горизонта (без учета маломощных горизонтов в верхней части разреза): высокоомный (в разрезе типа К), относительно высокоомный (в разрезе типа Q) и низкоомный (в разрезе типа H). Низкоомный надопорный горизонт, выделенный в нижней части разреза осадочного чехла грабенов, распространен повсеместно и достаточно четко проявлен, поэтому он принят в качестве маркирующего горизонта.

Сопротивление выделенных горизонтов изменяется по площади. Наиболее низкие сопротивления отмечаются в восточной части Бирофельдского грабена, в районе скважины 1/3 ОК. Низкоомный маркирующий горизонт характеризуется удельным сопротивлением 5–10 Ом·м, относительно высокоомный горизонт имеет сопротивление порядка 22 Ом·м, высокоомный горизонт – 36 Ом·м. Наиболее высокие значения удельного сопротивления наблюдаются в Самарском, Лобэйском, Башмакском грабенах.

Из-за отсутствия глубоких скважин литологическая и стратиграфическая привязка геоэлектрических горизонтов выполнена условно. На исследованной территории пробурена лишь одна скважина – 1/3ОК (1379 м), которая позволила связать низкоомный маркирующий горизонт с удельным сопротивлением порядка 5–10 Ом·м в Бирофельдском грабене с преимущественно песчаными (достаточно обводненными) отложениями чернореченской свиты (рис. 10). Преимущественно глинисто-алевритовые отложения озерно-болотной

фации бирофельдской свиты и нижней подсвиты ушумунской свиты характеризуются удельным электрическим сопротивлением порядка 22 Ом·м (относительно высокоомный горизонт в разрезе типа Q). Отложения верхней подсвиты ушумунской свиты, представленные переслаиваниями песков, глин, алевролитов, отмечаются сопротивлением порядка 36 Ом·м (высокоомный горизонт в разрезе типа K).

Высокоомный горизонт с удельным сопротивлением 300–400 Ом·м (Самарский и Лобэйский грабены – скв. 1, скв. 5) отождествляется с песчано-галечниковыми отложениями приамурской свиты, относительно высокоомный горизонт с сопротивлением 100–170 Ом·м – с отложениями головинской свиты, представленной базальтами, песками, глинами и алевролитами. Низкоомный горизонт в этой части бассейна скважинами не вскрыт. Относительно низкие значения удельного сопротивления маркирующего горизонта позволяют предполагать преимущественно песчано-глинисто-алевритовый его состав.

Для анализа параметров выделенных геоэлектрических горизонтов (мощности, удельного электрического сопротивления, гипсометрических отметок кровли) по площади был построен комплект карт, отдельные из которых здесь приводятся (рис. 8, 11, 12).

Мощность осадочных отложений на российской территории несколько ниже, чем в грабене Танюань (рис. 8). Нужно иметь в виду, что методом ВЭЗ в данном случае определялась минимально возможная глубина залегания фундамента, и поэтому мощность осадочных отложений грабенов может быть и несколько больше. Мощность осадочного чехла в Самарском, Лобэйском и Преображенском грабенах более 2000–2100 м, Башмакском – 1500 м, Дитурском и Бирофельдском – до 3000 м.

Максимальные мощности в грабенах отмечаются вдоль разломов разной ориентировки или на пересечении нескольких разломов. Максимальная мощность осадочного чехла в Лобэйском грабене наблюдается на пересечении разломов северо-восточного, субширотного и северо-западного простирания. В Самарском грабене максимальная мощность осадочного чехла отмечается вдоль разлома северо-восточного простирания, в Дитурском грабене – вдоль субширотного разлома, в Преображенском грабене – вдоль разлома северо-западного направления. В западной части Бирофельдского грабена максимальная мощность осадочного чехла отмечается на пересечении разломов северо-восточного и субмеридионального простирания, в Башмакском грабене – вдоль разломов субмеридионального и северо-западного простирания. По смещению изолиний мощности в

Самарском грабене наблюдается правосторонний сдвиг (рис. 8).

Мощность низкоомного маркирующего горизонта максимальна в Дитурском грабене – 2000 м, в Самарском грабене она составляет 1500 м, в Бирофельдском, Преображенском, Башмакском грабене – 1000 м, Лобэйском – 500 м (рис. 11).

Удельное электрическое сопротивление низкоомного маркирующего горизонта изменяется по площади (рис. 12). Наиболее низкие сопротивления характерны для Бирофельдского грабена (менее 10 Ом·м), для Дитурского и Преображенского грабена – 15 Ом·м, для Самарского, Лобэйского – 20–30 Ом·м, Башмакского грабена – порядка 40 Ом·м. Так как одноуровневые горизонты, как правило, обводнены одинаково, а степень минерализации подземных вод мало влияет на удельное электрическое сопротивление ввиду того, что в данном районе подземные воды в основном пресные, то различия сопротивлений низкоомного горизонта связаны, вероятнее всего, с различным литологическим составом пород, выполняющих нижнюю часть грабенов. Тесная связь между удельным электрическим сопротивлением пород и их литологией позволяет выделять электроразведкой крупные литологические комплексы в разрезе осадочных отложений, что имеет важное значение в нефтяной геологии. В настоящее время электроразведка применяется в нефтяной геологии как на этапах первичной оценки перспективности площадей на обнаружение месторождений нефти и газа, так и для непосредственного обнаружения залежей [9].

Поведение геоэлектрических горизонтов в вертикальном разрезе демонстрируется на системе взаимоувязанных разрезов, пересекающих Самарский, Лобэйский, Дитурский и Преображенский грабены (рис. 13). Сопротивление выделенного в нижней части разреза маркирующего горизонта изменяется от 10–15 Ом·м в Дитурском и Преображенском грабене до 22–42 Ом·м в Самарском грабене. Вышележащий относительно высокоомный горизонт характеризуется достаточно выдержанным уровнем удельного электрического сопротивления – 100–170 Ом·м. Удельное электрическое сопротивление высокоомного горизонта изменяется от 170–200 Ом·м в Дитурском грабене до 270–360 Ом·м в Лобэйском и Самарском грабенах (профиль I). На профиле II в Лобэйском грабене выявлены высокоомные отложения (300 Ом·м) внутри низкоомного горизонта. Эти данные позволяют в первом приближении оценить литологический состав разреза осадочного чехла.

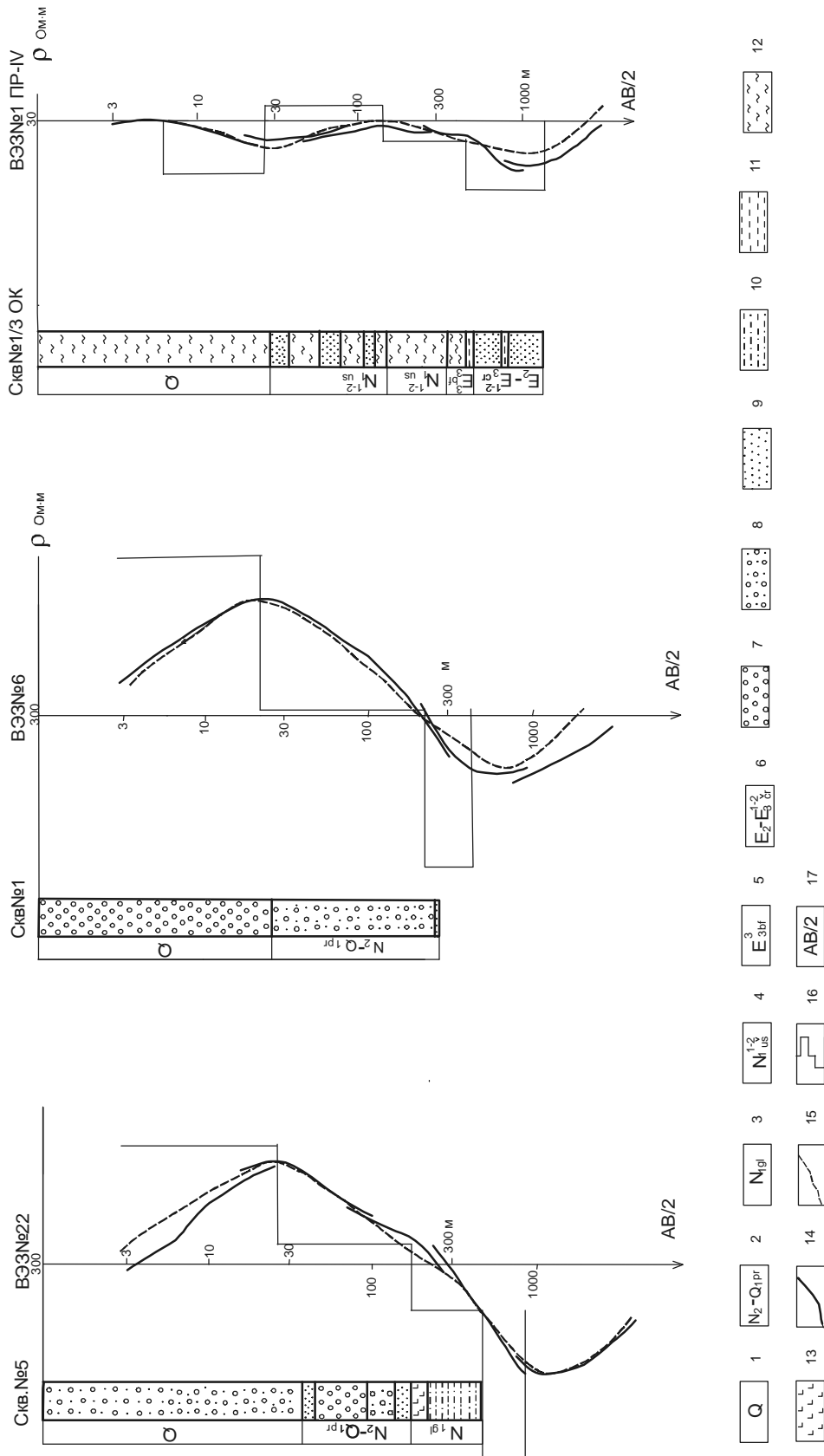


Рис. 10. Параметрические ВЭЗ около буровых скважин. Положение скважин см. на рис. 8.

1–6 – отложения: 1 – четвертичные, 2 – приамурской свиты, 3 – головинской свиты, 4 – ушумунской свиты, 5 – бирюфельдской свиты, 6 – чернореченской свиты; 7 – галечник; 8 – галька с песком; 9 – песок; 10 – песчаный алевроит; 11 – алевроит; 12 – глина; 13 – базальты; 14 – кривые ВЭЗ; 15 – теоретически рассчитанная кривая ВЭЗ; 16 – результаты интерпретации кривых ВЭЗ; 17 – полуразнос установки ВЭЗ.

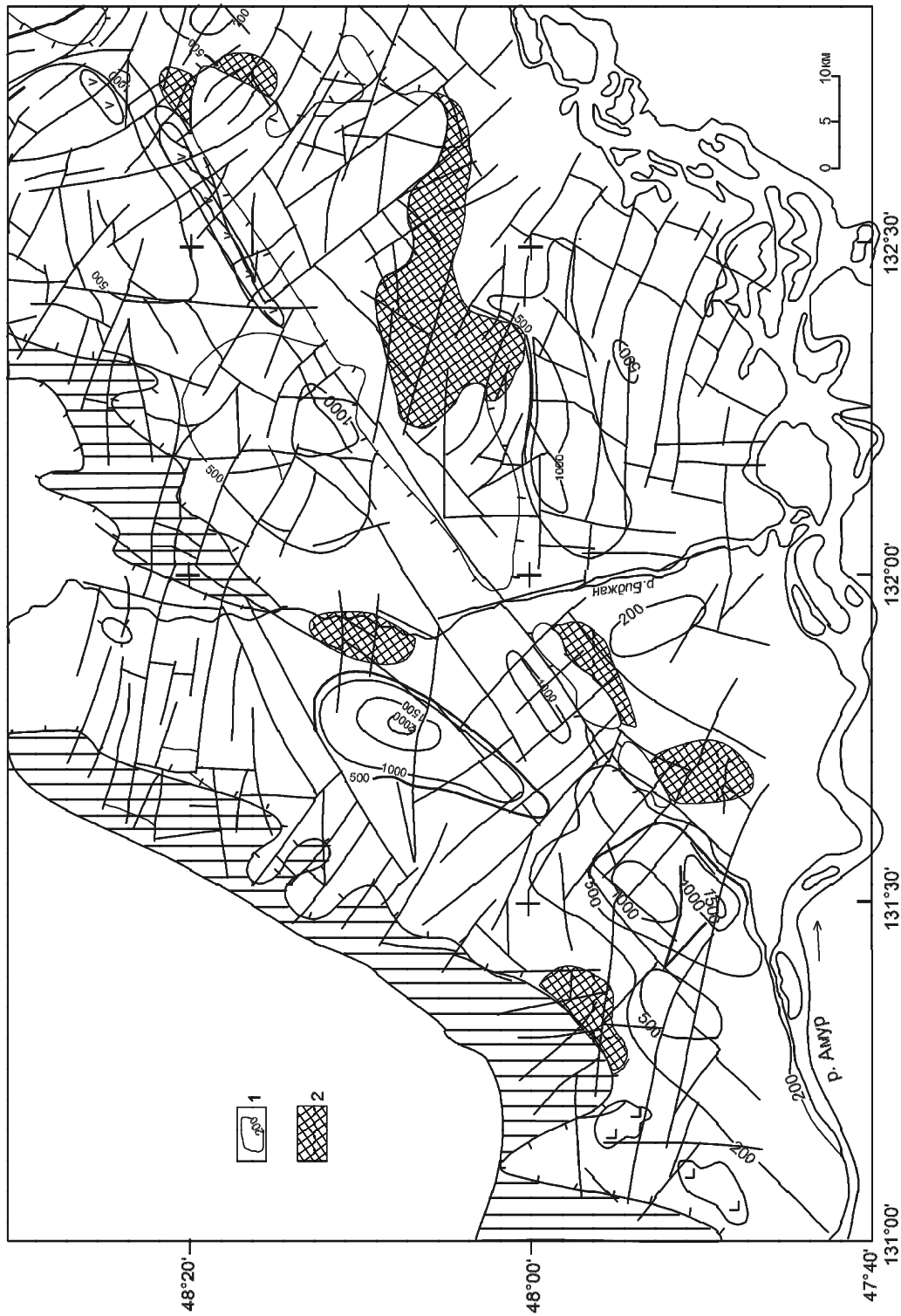


Рис. 11. Карта мощности маркирующего горизонта.

1 – изолинии мощности маркирующего горизонта в метрах; 2 – близко расположенные к поверхности выходы пород фундамента по данным ВЭЗ. Остальные условные обозначения см. на рис. 8.

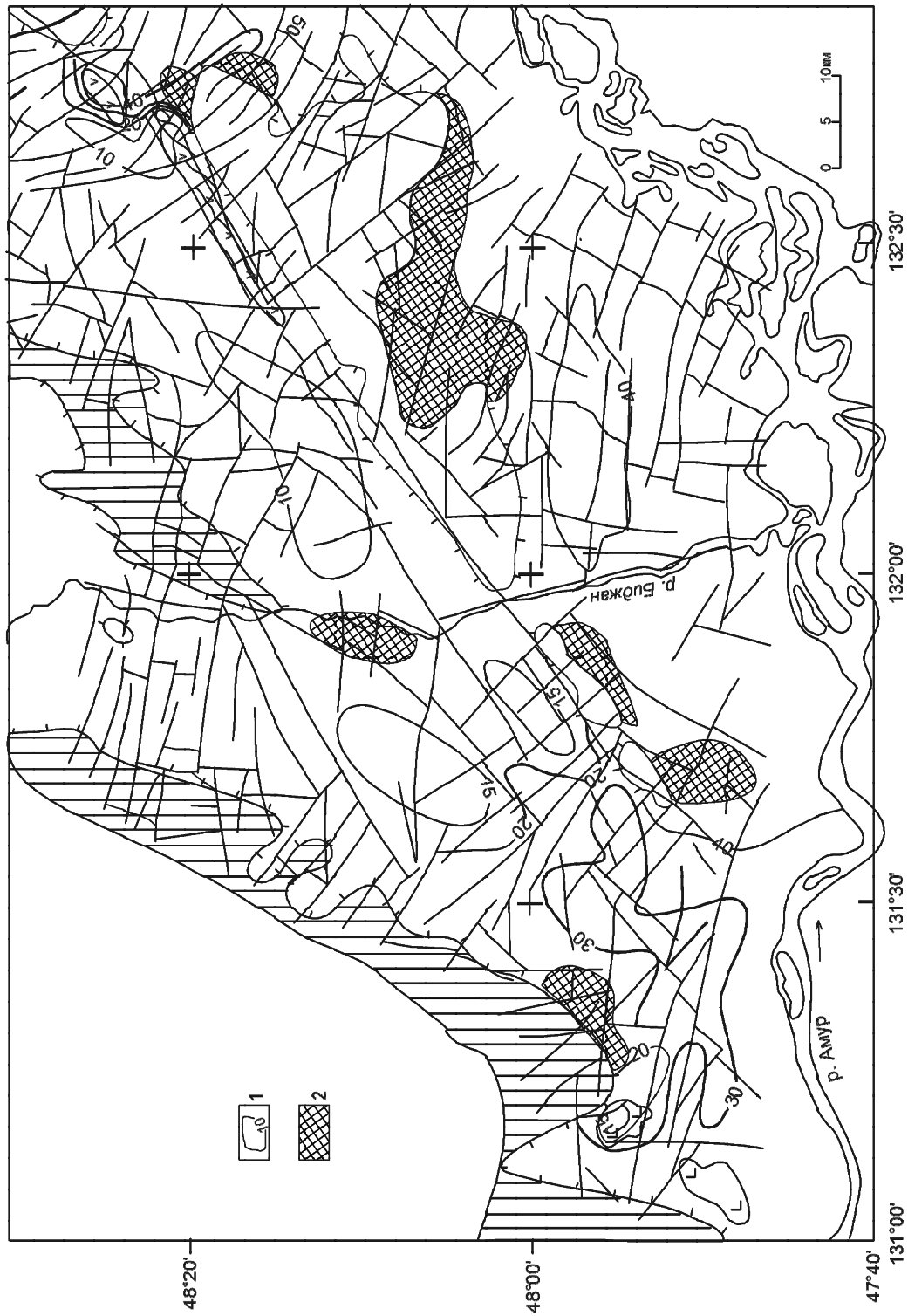
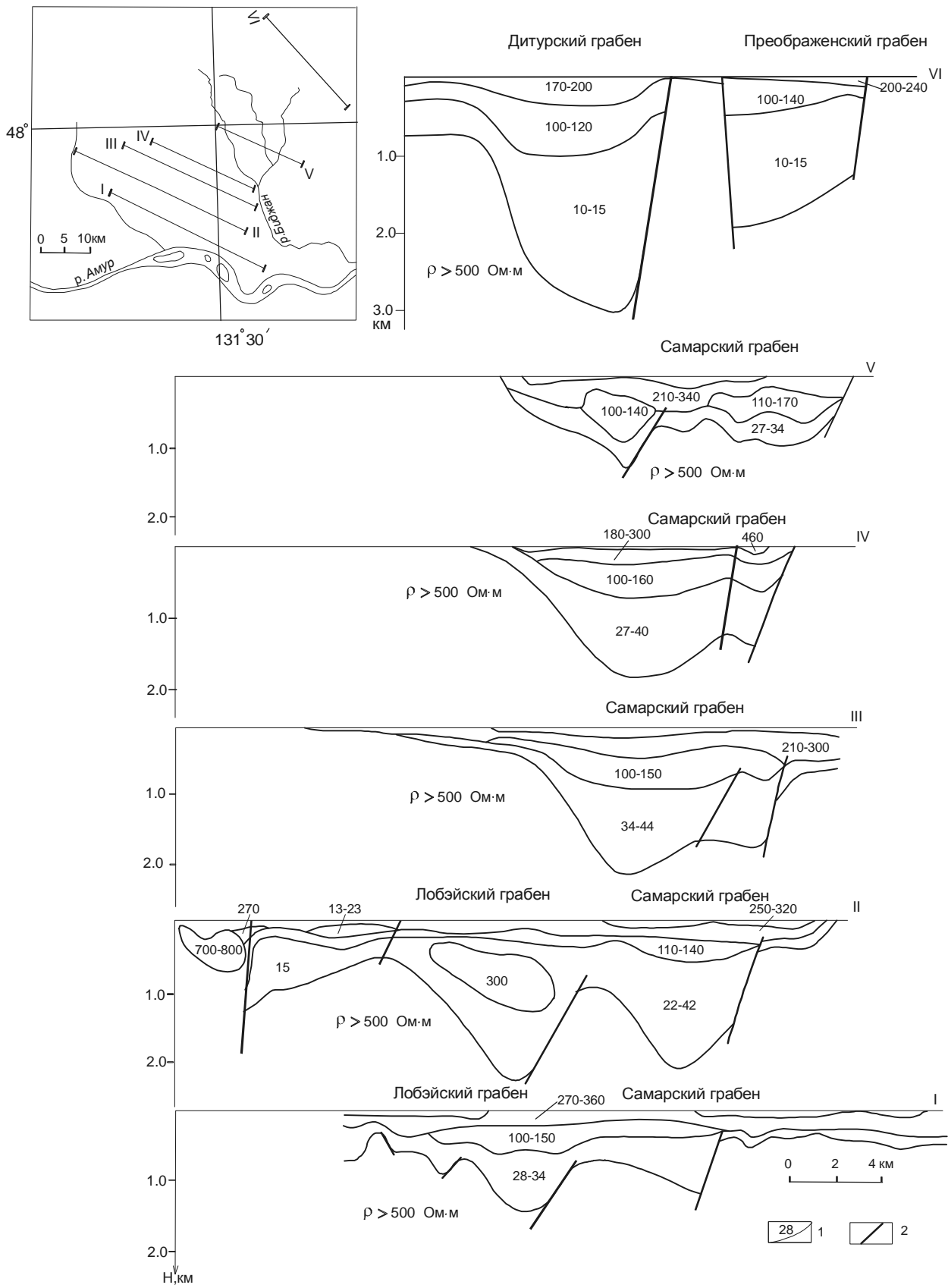


Рис. 12. Карта удельного электрического сопротивления маркирующего горизонта.

1 – изолинии удельного электрического сопротивления (Ом·м); 2 – близко расположенные к поверхности выходы пород фундамента по данным ВЭЗ. Остальные условные обозначения см. на рис. 8.



Перспективы нефтегазоносности

Изложенный материал показывает различную степень геолого-геофизической изученности российских и китайских грабенов. Однако в меру имеющегося фактического материала и в сравнении с хорошо изученными китайскими грабенами можно выделить ряд факторов, на которые следует обратить внимание при оценке перспектив нефтегазоносности этих структур. Как показано выше, важное значение для определения перспектив нефтегазоносности грабенов в Восточном Китае имеет выделение трансферных разломов или зон и достаточно мощных толщ нефтематеринских пород, представленных тонкозернистыми отложениями озерных систем.

Разломы северо-западного простирания, которые установлены в хорошо изученном грабене Танюань и представляют интерес при определении перспектив нефтегазоносности грабенов, впервые были выделены в грабенах Лобэй-Бирофельдского звена недавно по результатам высокоточных аэромагнито-разведочных работ масштаба 1:50 000 [14]. Такие разломы давно выделены в сопредельных структурах, например, в Переяславском грабене, расположенном в восточной части Среднеамурского бассейна [19], и в других структурах Приамурья [18], но не была ясна их роль в локализации залежей углеводородов. По данным ВЭЗ трансферные разломы возможно выделять по изменению структурного рисунка осадочного чехла, по коленообразным перегибам изолиний мощности осадочного чехла, а также между отдельными прогибами по аналогии с китайскими данными. Эти разломы показаны как предполагаемые на рис. 8.

Изменение структурного рисунка осадочного чехла хорошо демонстрируется на системе разрезов (рис. 13). Как видно, наблюдается такая же зональность, как и в грабене Танюань – с восточной стороны отмечается прогиб, в центральной части – поднятие и потом прогиб, в западной части – зона пологого склона (рис. 13). Мощность осадочных отложений над центральным поднятием примерно такая же, как и на китайской территории – около 1000 м (профиль II). Между профилями II и III отмечается изменение структурного плана осадочного чехла. На профилях I и II структурный план представлен двумя односторонними грабенами – Лобэйским и Самарским. На профиле III отмечается один грабен с центральным поднятием. Возможно наличие поперечного северо-

западного разлома между профилями II и III, контролирующего изменение структурного плана осадочного чехла, который является поперечным к основному разлому северо-восточного направления, т.е. северо-западным. На профиле VI структурный план опять изменяется и представлен двумя грабенами – односторонним Дитурским и двусторонним Преображенским. Кроме того, наблюдается достаточно резкое увеличение сопротивления маркирующего горизонта от 10–15 Ом·м на профиле VI до 27–34 Ом·м на профиле V. Т. о. можно предполагать наличие поперечного разлома между профилями V и VI. Выделенные трансферные разломы по данным ВЭЗ удовлетворительно совпадают с некоторыми поперечными разломами, выделенными по данным высокоточных магниторазведочных работ.

Северо-западные разломы могут быть выявлены и в других частях осадочного бассейна, например, в Бирофельдском грабене, где внутри грабена по данным сейсморазведки выделено два поднятия. Трансферные разломы часто контролируют поднятия внутри рифтовых структур.

Нефтематеринские породы в грабене Танюань представлены алевроито-глинистыми отложениями фаций глубокого и относительно глубокого озера. Из-за слабой изученности юго-западной части Среднеамурского бассейна подобные отложения скважинами не вскрыты. Отложения озерно-болотного комплекса бирофельдской свиты, вскрытые скважиной 1/3ОК, имеют незначительную мощность и могут быть отнесены к отложениям мелкого озера. Ниже вскрыты преимущественно песчаные отложения руслово-пойменного комплекса чернореченской свиты.

Для осадочных отложений песчано-глинистого состава характерны наиболее низкие значения удельного электрического сопротивления. Глинистые породы отличаются в основном низкими и сравнительно постоянными значениями удельного сопротивления, в то время как сопротивление песков и песчаников сильно зависит от степени водонасыщенности и минерализации пластовых и поровых вод. Песчаные отложения, насыщенные сильно солоноватыми и солеными водами, могут иметь значения удельных сопротивлений, сопоставимые со значениями удельных сопротивлений глинистых отложений [16]. Зависимость удельного сопротивления песчано-глинистых отложений от содержания в них песчаного материала изучалась для осадочных отложений о. Сахалин [1].

Рис. 13. Геоэлектрические разрезы в пределах Лобэйского, Самарского, Дитурского и Преображенского грабенов.

1 – геоэлектрические горизонты и их удельные сопротивления (Ом·м); 2 – разломы.

Глинистые отложения характеризуются наиболее низкими значениями удельного сопротивления – 4–8 Ом·м. По мере насыщения песчаным материалом удельное сопротивление песчано-глинистых отложений увеличивается и достигает 14–100 Ом·м преимущественно песчаных отложений. В районе исследования такая закономерность не подтвердилась, минимальные значения удельных сопротивлений характерны для преимущественно песчаных отложений чернореченской свиты. Необходимо проведение дополнительных геофизических и гидрологических работ для изучения связи с литологическим составом пород их удельного электрического сопротивления.

В Лобэйском, Самарском, Дитурском, Преображенском грабенах, в западной части Бирофельдского грабена два верхних горизонта (высокоомный и относительно высокоомный) нефтематеринские породы включать не могут, так как песчано-алеврито-глинистый состав озерных отложений предполагает достаточно низкий уровень удельного сопротивления. Наиболее перспективным на обнаружение нефтематеринских пород является низкоомный маркирующий горизонт. Участки максимальной мощности маркирующего низкоомного горизонта будут являться наиболее перспективными на обнаружение отложений озерных систем.

ВЫВОДЫ

Сравнительный анализ грабенов Цзя-И звена, расположенных на китайской территории, и грабенов Лобэй-Бирофельдского звена на российской территории, принадлежащих единой системе разломов Тан-Лу, показал многие черты сходства. Главное отличие – несравнимая степень изученности: очень детальная в Китае (в том числе 33 скважины пробурено вблизи границы с Россией) и неравномерная и слабая в России (всею одна неглубокая скважина).

Тем не менее, строение грабенов при всем их многообразии в целом сходное, что позволяет предполагать присутствие всех тех закономерностей структуры грабенов, стратиграфической последовательности, типов строения прогибов второго порядка, особенностей локализации углеводородов, соотношения нефтематеринских пород, резервуаров и покрышек, которые установлены для грабенов Цзя-И звена, и расположенных северо-восточнее грабенах Лобэй-Бирофельдского звена (в частности, в Бирофельдском грабене).

Глубина грабенов Лобэй-Бирофельдского звена несколько меньше. Однако, как свидетельствуют данные скважин, пробуренных в грабене Танюань до глубины 2100–2700 м, даже в этом интервале присутствуют нередко две нефтяные системы. Это позволя-

ет прогнозировать присутствие нефтяных систем и в российских грабенах глубиной 2–3 км (Самарском, Дитурском, Бирофельдском).

Особенно важным представляется выявление трансферных разломов и их зон в грабенах Лобэй-Бирофельдского звена, поскольку в грабенах звена Цзя-И (Танюань, Фанчжен) с ними связаны нефтегазоносные структуры.

После проведенного сравнительного анализа более четко высветились те проблемы, на которые следует обратить особое внимание.

Используя комплексную интерпретацию геолого-геофизических данных следует: 1) отбраковать участки развития вулканогенных образований; 2) изучить детальную структуру (каркас) грабенов с выделением локальных погружений размером порядка 5×15 км; 3) с густотой 20–30 км выявить трансферные разломы и зоны; 4) на имеющихся сейсмопрофилях провести секвенсстратиграфический, сейсмофациальный анализ; 5) попытаться оконтурить зоны некомпенсированного прогибания, заполненные песчано-глинистыми озерными осадками. Проведя эту работу, можно будет выбрать места заложения поисковых скважин.

Работа выполнена при поддержке РФФИ и Правительства Хабаровского края (проект 04-05-97016).

ЛИТЕРАТУРА

1. Альперович И.М., Никифоров В.М. Электропроводность осадочной толщи о. Сахалин // Тихоокеан. геология. 1984. № 2. С. 67–76.
2. Ахмадулин В.А., Камаев Н.М., Черныш Л.Н., Черныш С.Г. Особенности строения и перспективы нефтегазоносности западной зоны Среднеамурской впадины (в пределах территории ЕАО) // Перспективы нефтегазоносности Среднеамурской впадины. Биробиджан: ИКАРП, 1996. С. 6–21.
3. Варнавский В.Г. Палеогеновые и неогеновые отложения Средне-Амурской впадины. М.: Наука, 1971. 183 с.
4. Варнавский В.Г., Малышев Ю.Ф. Восточно-Азиатский грабеновый пояс // Тихоокеан. геология. 1986. № 3. С. 3–13.
5. Варнавский В.Г., Крапивенцева В.В., Кириллова Г.Л., Кузнецов В.Е. Перспективы газоносности рифтогенных структур Лобэй-Бирофельдского звена системы разломов Танлу (Приамурье) // Тихоокеан. геология. 1997. Т. 16, №2. С. 93–102.
6. Геологическая карта Российской Федерации. 1:1000000. ВСЕГЕИ. 1990.
7. Геология провинции Хэйлунцзян: Объяснительная записка к геологической карте м-ба 1:1000000.1993. (На кит. яз. с англ. реф.).
8. Калашникова А.С., Лазарев А.П., Трондин В.И. Сейсморазведочные работы МОГТ на территории Еврейской Автономной Области // Геофизика. 1999. Спец. вып. к 50-летию "Иркутскгеофизики". С. 29–32.
9. Каменецкий Ф.М., Мамаев В.А. Аэроэлектроразведка и малоглубинная наземная электроразведка при прогнози-

- ровании месторождений углеводородов // Геофизика. 1996. № 2. С. 24-40.
10. Кириллова Г.Л. Структура кайнозойских осадочных бассейнов зоны сочленения Восточной Азии с Тихим океаном. Владивосток: ДВО РАН, 1992. 144 с.
 11. Кириллова Г.Л., Лю Чжаоцзюнь, Ван Сымин, Варнавский В.Г., Крапивенцева В.В. Стратиграфическая корреляция верхнемезозойских – кайнозойских разрезов Среднеамурского (Саньцзян) осадочного бассейна // Тихоокеан. геология. 1996. Т. 15, № 6. С. 81–102.
 12. Кириллова Г.Л., Лю Чжаоцзюнь. Геологическое строение и нефтегазоносность бассейна Саньцзян (КНР) в связи с оценкой перспектив Приамурья // Перспективы развития и освоения топливно-энергетической базы Дальневосточного экономического региона, углеводородных ресурсов шельфа морей Северо-Востока и Дальнего Востока России. СПб.: ВНИГРИ, 1998. С. 228–233.
 13. Мазарович А.О. Краткий толковый словарь англо- и русскоязычных терминов по тектонике и геоморфологии океана. М.: Науч. мир, 2000. 120 с.
 14. Меркулова Т.В., Манилов Ю.Ф. К вопросу о строении юго-западной части Средне-Амурской впадины // Тихоокеан. геология. 1998. Т. 17, № 4. С. 116–120.
 15. Нефтегазоносность юга Дальнего Востока и сопредельных регионов (Сопоставительный анализ) / Буряк В.А., Бакулин Ю.И., Беспалов В.Я., Врублевский А.А. и др. Хабаровск, 1998. 282 с.
 16. Петрофизика: Справочник. Кн. I. Горные породы и полезные ископаемые / Под ред. Н.Б. Дортман. М.: Недра, 1992. 390 с.
 17. Структуры и нефтегазоносность западной части Среднеамурской впадины / А.А. Врублевский, В.А. Ахмадулин, В.А. Буряк, В.Н. Воропаев, В.Н. Гуров, А.А. Злоказов и др. Владивосток, 1999. 86 с.
 18. Шерман С.И., Сорокин А.П., Черемных А.В. Новый подход к тектоническому районированию Приамурья по фрактальной размерности разломов земной коры // Докл. АН. 2001. Т. 381, № 3. С. 388–392.
 19. Ярославцева Н.И., Камаев Н.М., Лойтер П.П. Тектоника Оборо-Уссурийского прогиба (по геофизическим данным) // Тихоокеан. геология. 1989. № 6. С. 54–60.
 20. Dou Lirong, Li Wei, Fang Xiang. Genetic classification and distribution characteristics of continental petroleum systems in China // Petroleum Exploration and Development. 1996. V 23, N 1. P. 92–98.
 21. Frostick L.E., Steel R.J. Sedimentation in divergent plate-margin basins // Tectonic Control and Signatures in Sedimentary Successions. Special Publication Number 20 of the International Association of Sedimentologists. Ed. by L.E. Frostick and R.J. Steel. Blackwell Scientific Publications. 1993. P. 111–128.
 22. Luo Qun, Bai Xinhua, Zhang Shulin. Seismic data interpretation technology for complex regions and its application in the Tangyuan fault depression // Experimental Petroleum Geology. 1998. V. 20, N1. P. 30–37.
 23. Luo Qun, Bai Xinhua, Liu Xiaodong. Fill sequence and its petroleum geology significance in secondary sag in Tangyuan fault-depression // Xinjiang petroleum Geology. 1998. V. 19, N 2. P. 145–148.
 24. Qiu Zhong Jian. Experience and learning of oil and gas exploration in China // ACTA PETROLEI SINICA V. 20, N 1. 1999. P. 1–7.
 25. The Tancheng- Lujiang wrench fault system // Ed. by Xu Jiawei Chichester, England: John Wiley and Sons. 1993. 279 p.
 26. Wang Kongwei, Chen Shoutian & Lui Ligang // Characteristics of transmission fault belt and its petroleum geological significance in the Tertiary basin of East part of Heilongjiang province // Petroleum Geology & Oil field Development in Daqing. 1998. V. 17, N. 4. P. 1–3.
 27. Wang Qinghai, Zhang Fan. Research on the relation of structural activity and sedimentation in Tangyuan fault depression of Yi-Shu graben // J. Daqing Petroleum Inst. 1993. V. 17. N 4. P. 9–11. (in Chinese with English abstract).
 28. Zhang Hong. Evolution of Northern segment of the Tan-Lu fault system in Mesozoic // Workshop of the 30th IGC, Beijing, 1996. P. 28–31.

Поступила в редакцию 1 августа 2004 г.

Рекомендована к печати Ю.Ф. Малышевым

T.V. Merkulova, G.L. Kirillova

The structure and prospects for oil and gas content in the northern sector of the Itun-Ilan branch of the Tan-Lu fault

A comparative analysis was made of Cenozoic grabens of the Tan-Lu system within the San-Jiang-Middle Amur Basin located at the boundary between Russia and China. A detailed study was made of the results of geologic-geophysical work and parameters controlling localization of oil and gas-bearing structures in the Tangyuan graben, where oil and gas deposits have been discovered. It is shown that transfer (transverse) fault and graben zones with uncompensated sedimentation are important for determining oil and gas potential, in which oil source rocks of lacustrine origin may be present. An analysis was made of geologic-geophysical evidence of the less studied grabens of the Lobei-Birofeldian link in the territory of Russia aimed at evaluation of their oil and gas potential.

**СТРОЕНИЕ И ПЕРСПЕКТИВЫ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ СЕВЕРНЫХ ЗВЕНЬЕВ
ИТУН-ИЛАНЬСКОЙ ВЕТВИ РАЗЛОМОВ ТАН-ЛУ***Т.В. Меркулова, Г.Л. Кириллова**Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, г. Хабаровск*

Выполнен сравнительный анализ кайнозойских грабенов системы Тан-Лу в пределах Саньцзян-Среднеамурского бассейна, расположенного на границе России и КНР. Детально рассмотрены результаты геолого-геофизических работ, параметры, контролирующие локализацию нефтегазоносных структур в грабене Танюань, где уже открыты месторождения нефти и газа. Показано, что важную роль для определения перспектив нефтегазоносности имеют трансферные (поперечные) зоны разломов и прогибы с некомпенсированным осадконакоплением, в которых возможно наличие нефтематеринских пород озерного происхождения. Проведен анализ геолого-геофизических данных менее изученных грабенов Лобэй-Бирофельдского звена на территории России с целью оценки их перспектив нефтегазоносности.

Ключевые слова: рифтогенез, трансферные разломы, нефтегазоносность.

ВВЕДЕНИЕ

Огромный эмпирический материал, собранный и обобщенный по современным (оз. Байкал, Африканские грабены) и древним (рифты Красного, Северного морей, бассейны Западно-Сибирский, Сунляо, Бохайвань) рифтогенным бассейнам мира, существенно расширил и во многом изменил существовавшие до сих пор представления о строении, истории развития, перспективах обнаружения нефти, газа, газогидратов в рифтогенных бассейнах, в частности, в малых, которые лишь в стадию пострифтового погружения покрываются общим осадочным чехлом, а в рифтовую стадию развиваются индивидуально, формируя собственные изолированные нефтяные системы. Изменился подход и к континентальным озерным отложениям, заполняющим на рифтогенной стадии малые рифтовые бассейны. Опыт китайских ученых, подтвержденный детальной сейсморазведкой и бурением, показал, что бассейны Бохайвань и Сунляо на рифтогенной стадии состояли из 30–50 изолированных рифтов-грабенов, заполненных озерными осадками с высоким содержанием органического вещества.

Открытие нефтяных и газовых месторождений в неморских отложениях позволило увеличить добычу нефтяной продукции в Китае со 120 тыс. тонн до 160 млн тонн [24].

Небольшие по площади грабены в юго-западной части Среднеамурского бассейна (СБ) счита-

лись мало перспективными на обнаружение месторождений углеводородного сырья, в связи с чем изученность этих грабенов довольно низкая. Однако недавно на территории северо-восточного Китая в грабене Танюань, который имеет продолжение в юго-западной части Среднеамурского бассейна России, открыто два промышленных месторождения газа. Грабен Танюань довольно хорошо изучен. В пределах его выполнены сейсморазведочные работы, пробурены стратиграфические и разведочные скважины. На основе выполненных работ выявлены особенности геологического строения, имеющие важное значение для образования, накопления и сохранности углеводородного сырья.

Кайнозойские грабены на границе России и Китая являются структурными элементами Илань-Итунской ветви системы глубинных разломов Тан-Лу [25, 28 и др.], являющейся, в свою очередь, частью Восточно-Азиатского рифтового пояса [4]. Для них характерны сходные черты геологического строения: грабены, в основном, односторонние (крутой юго-восточный борт и пологий – северо-западный), ориентировка грабенов преимущественно северо-восточная, выполнены они пресноводно-континентальными угленосными отложениями с прослоями вулканитов [2, 5, 11].

Все вышесказанное позволяет использовать геолого-геофизические критерии нефтегазоносности, выявленные в хорошо изученном грабене Танюань, для оценки перспектив слабо изученных грабенов западной части Среднеамурского бассейна.

ИЛАНЬ-ИТУНСКАЯ ВЕТВЬ СДВИГОВОЙ СИСТЕМЫ ТАН-ЛУ

Сдвиговая система Тан-Лу простирается более чем на 5000 км и состоит из нескольких ветвей и звеньев. Илань-Итунская ветвь прослеживается от залива Бохайвань до р. Амур и далее, и состоит из грабенов северо-восточного простирания (рис. 1). Непосредственно к российской границе подходит грабен Танюань, характеристике которого и будет уделено основное внимание (рис. 2).

Стратиграфия кайнозойских и меловых толщ бассейна Саньцзян, составной частью которого и является грабен Танюань Илань-Итунской ветви разломов Тан-Лу, приведена в ряде работ [7, 11, 15]. В северо-восточном Китае палеоцен-эоценовые отложения несогласно залегают на подстилающих отложениях и распространены ограниченно в приразломных депрессиях Хэйлунцзян, Илань-Шулань и Дуньхуа-Мишань. Они представлены тремя формациями: ф. Уюнь (палеоцен) мощностью 700 м, ф. Даляньхэ и ф. Хуанхуа (палеоцен-эоцен) общей мощностью до 2000 м. Состав формаций довольно однообразный. В нижней и верхней частях преобладают пески и песчаные галечники, а в средней – пески, глины, уголь. Только в верхней части ф. Даляньхэ отмечены мощные слои глин.

Во впадине Саньцзян кайнозойский разрез начинается эоцен-раннеолигоценовой формацией Баоцюаньлин, мощностью 1300 м. Как правило, в нижней части она сложена песчаными галечниками, в средней – тонкими песками, глинами, углями, нефтяными сланцами, в верхней – песками и песчаными галечниками. В отдельных палеогеновых толщах выделяются прослой вулканитов. Выше залегают миоценовая формация Фуцзинь мощностью 100–600 м. Она сложена песками, глинами с линзами угля в нижней части и песчаными галечниками в верхней части. Иногда в верхней части фиксируются покровы базальтов мощностью до 40 м [11].

В разрезах скважин грабена Танюань, которые будут приведены ниже, не дается подразделение на формации, однако состав толщ описан достаточно детально. Эоценовые отложения мощностью от 1900 до 2400 м разделены на 5 пачек, олигоценовые мощностью 200–300 м – на 6 пачек.

ГРАБЕН ТАНИУАНЬ

Грабен Танюань является структурным элементом второго порядка, находящимся в северной оконечности звена Цзя-И Илань-Итунской ветви сдвиговой системы Тан-Лу. Площадь его порядка 3320 км². Грабен был изучен сейсморазведкой (27 попе-

речных профилей через 4 км и 3 продольных профиля через 8 км), пробурены стратиграфические и разведочные скважины.

Единого мнения о тектонотипе кайнозойских бассейнов Илань-Итунской ветви Тан-Лу нет. Одни исследователи считают, что грабен Танюань образовался в результате двухфазного рифтогенеза в эоцене и миоцене [27]. Другие авторы [20], анализируя сейсмостратиграфические профили в грабене, пришли к выводу о преобладающей роли сдвигов в формировании впадины (тип pull-apart). Ими выделено три седиментационные системы, соответствующие трем стадиям развития этого бассейна. Первая стадия – начальное прогибание с некомпенсированным осадконакоплением; вторая стадия – стабильный присдвиговый бассейн с компенсированным осадконакоплением; третья стадия – сжатие при избытке осадков.

Вероятнее всего, на рассматриваемый участок системы разломов Тан-Лу распространяются закономерности, установленные в хорошо изученном бассейне Бохайвань, расположенном на южном фланге ветви Илань-Итун системы Тан-Лу. Здесь доказано, что сначала проявился рифтогенез в результате подъема мантийного диапира, а затем – сдвиговые дислокации. В процессе формирования и эволюции грабены подвергались неоднократному воздействию тектонических движений, выраженных в растяжении, сжатии, сдвиге, подъеме, в результате чего образовались сложные системы разломов [10].

В грабене Танюань выделяется две системы разломов [23]: северо-восточная и секущая ее северо-западная (рис. 2). Отмечается большая роль сдвиговых дислокаций, при которых образовались небольшие ромбовидные в плане и корытообразные в разрезе прогибы. В результате создан структурный каркас в виде четырех продольных зон и пяти поперечных блоков [23]. С востока на запад располагается восточная зона прогибов, центральная зона поднятий, западная зона прогибов и западная зона склонов. В пределах зон выделено восемь прогибов (рис. 2). Мощность осадочных отложений чехла грабена Танюань порядка 5000–6000 м, в зонах поднятий и склонов – порядка 1000 м (рис. 3). Для грабена Танюань наиболее типичны полуграбены, ограниченные с востока главным сбросом, вдоль которого сформировался щелевой грабен с максимальной мощностью осадков.

В работе [22], посвященной интерпретации данных сейсморазведки в сложных районах, для Илань-Итунской ветви системы Тан-Лу приведены различные модели группирования разломов в разрезе (рис. 4). Показано разнообразие группирования разломов,

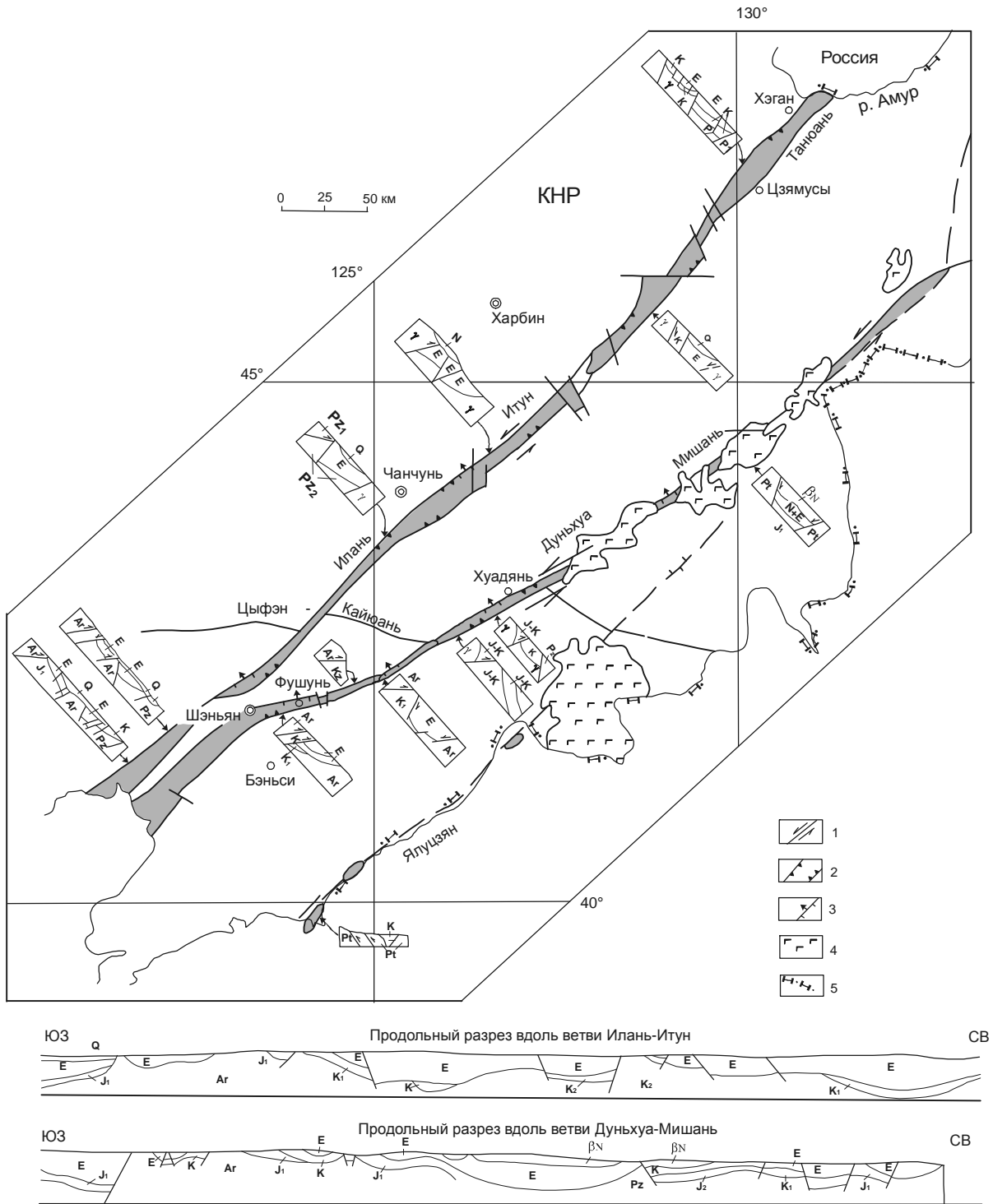


Рис. 1. Строение грабенов северных ветвей (Илань-Итун и Дуньхуа-Мишань) системы сдвигов Тан-Лу [28]. На плане: 1 – сдвиги; 2 – сбросы; 3 – обратные сбросы; 4 – неогеновые базальты; 5 – государственные границы.

образующих самые разнообразные комбинации. Подобные структуры встречаются и в грабенах Лобэй-Бирофельдского звена, что установлено по данным сейсморазведки и электроразведки [3, 15].

В результате исследований грабена Танюань выявлено, что большую роль в формировании ловушек имеют северо-западные трансферные разломы, поперечные по отношению к генеральному северо-восточному простиранию грабена и контролирующую

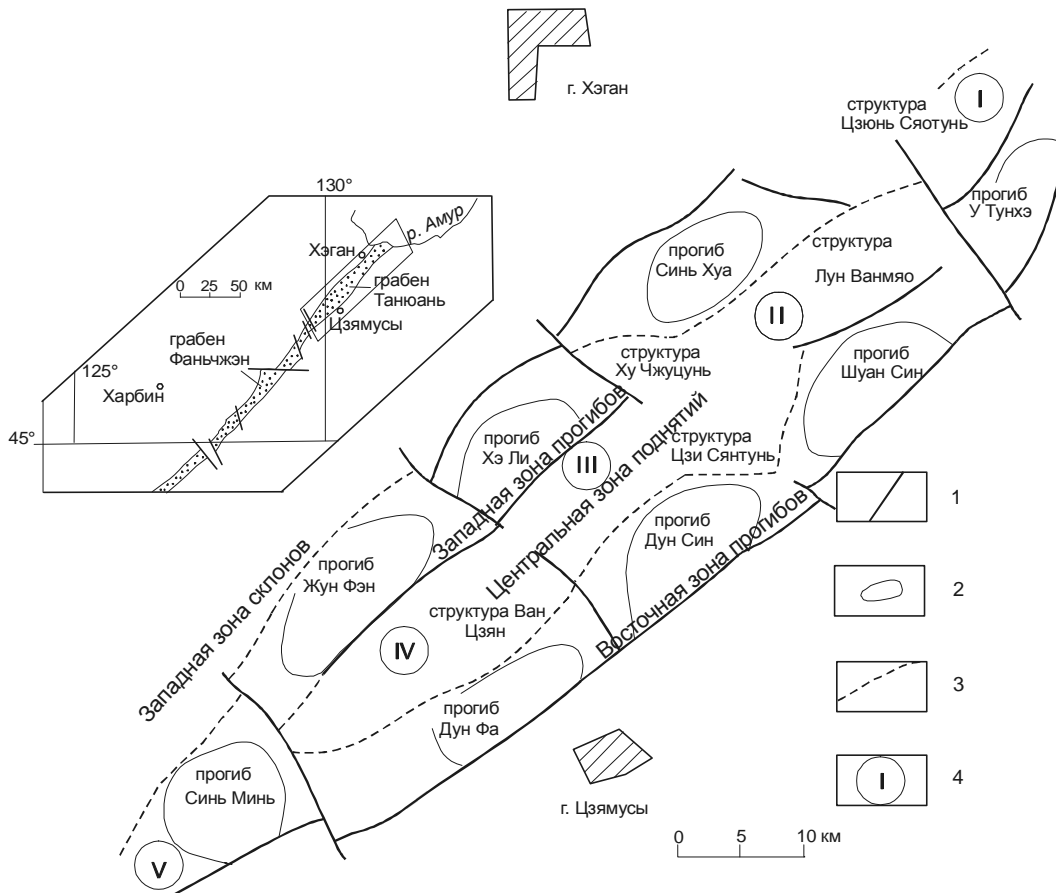


Рис. 2. Структурная схема грабена Танюань [23].

1 – разломы; 2 – прогибы второго порядка; 3 – границы прогибов и поднятий; 4 – номера блоков.

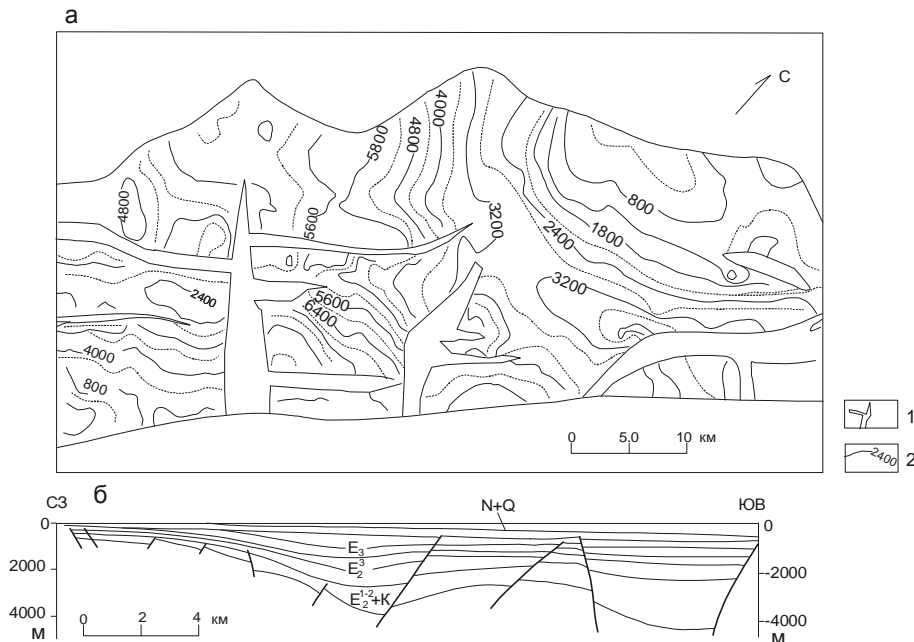


Рис. 3. Строение грабена Танюань [23].

а – изолинии мощности осадочного чехла на плане, б – поперечный разрез; 1 – разломы, 2 – изолинии мощности осадочного чехла в м.

№	Модели группировки сбросов	Объяснения	Примеры
1		При растягивающем, растягивающе-крутящем напряжениях фундамент разрывается, возникает группа граничных сбросов	Танюань, Лишу
2		При растягивающем, растягивающе-крутящем напряжениях возникают граничные разломы, при последующем сжатии или сжатии-кручении возникают вторичные встречные сбросы	Танюань, Бохайский залив
3		При растягивающем, растягивающе-крутящем напряжениях возникают граничные разломы, при последующем сжатии или сжатии-кручении возникают вторичные сбросы	Лишу, Дэхуй, Бохайский залив
4		При длительной деятельности граничных разломов возникает группа сбросов	Танюань, Лишу
5		По граничным разломам толщи подвергаются инверсии, после чего возникает группа вторичных сбросов	Лишу, Танюань, Хучжуцунь
6		Ранние граничные разломы и сбросы подвергаются сжатию и инверсии, возникает группа взбросов	Лишу, Танюань, Ляохэ
7		Ранние граничные разломы и их антитетические сбросы подвергаются последующему сжатию и сжатию-кручению	Танюань, Лишу, Дэхуй
8		Прямая пальмовая структура, образованная сжатием-кручением или сдвигом	Лишу, Дэхуй, Танюань
9		Обратная пальмовая структура, образованная растягиванием-кручением	Лишу, Дэхуй, Итун
10		При сжатии-кручении возникает прямая пальмовая структура, при последующем сжатии – наложенная разломная форма взброса	Танюань
11		Группа разломов на своде антиклинали, возникшая при инверсии толщ.	Лишу
12		Группа разломов, образованная синтетическими сбросами.	Лишу, Бохайский залив
13		Группа параллельных сбросов по склону на пологом склоне грабена	Лишу, Танюань
14		Группа сбросов против склона на пологом склоне грабена	Лишу, Танюань
15		Взбросо-надвиги фундамента на пологом склоне грабена	Лишу, Танюань
16		Структура "выжимания" фундамента	Лишу

Рис. 4. Распространенные модели группирования разломов в грабенах системы Тан-Лу [22].

щие изменение структурного рисунка осадочного чехла грабенов [26]. В последние годы этому типу структур, выявленных во многих рифтогенных структурах и называемых при наличии единичного разлома трансферным разломом, а при наличии нескольких разломов – трансферными зонами или зонами аккомодации, уделяется большое внимание [13, 21]. К такому типу в грабене Танюань относятся четыре разлома северо-западного направления, из них наиболее хорошо изучены два.

На рис.5 показаны разрезы осадочного чехла в северной части грабена Танюань, для которых характерен разный структурный рисунок. Для профиля 1 характерно наличие двух синхронных полуграбенов. Далее структурный рисунок изменяется, и на профиле 2 можно видеть единичный грабен с центральным поднятием. На профиле 3 структурный рисунок выражен просто единичным полуграбеном, нарушенным разломами. Между этими частями с тремя разными структурными рисунками осадочного чехла выделяются два поперечных разлома.

Скважина Цзи 1 в грабене Танюань, дающая промышленный приток газа, заложена в зоне разлома такого типа (рис. 6). Поперечный разлом контролирует распространение нефтегазоматеринских пород, а также локальные структуры, являющиеся оптимальными для образования нефтегазовых залежей. Подобная же ситуация имеет место в расположенном южнее грабене Фаньчжэн (рис. 2, врезка), где поперечный разлом контролирует самую крупную структурную ловушку. Вдоль зон поперечных разломов образуются поднятия с шлейфами озерных турбидитов, переходящих в глубоководные фации. Промышленные газовые залежи в скважине Фан 3 в грабене Фаньчжэн приурочены именно к турбидитовым пескам фации глубокого озера и контролируются поперечным разломом. В этой скважине в интервале 2850–3100 м турбидитовые пески имеют мощ-

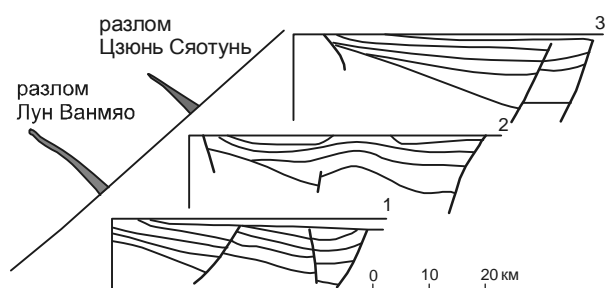


Рис. 5. Положение трансферных разломов в северной части грабена Танюань [25].

Пояснения в тексте.

ность около 250 м. В то же время зоны разломов такого типа является областью разрядки тектонического напряжения и местом, к которому мигрируют нефть и газ.

Типы прогибов в грабене Танюань

Перспектива обнаружения залежей углеводородного сырья зависит от наличия нефтематеринских пород, формирующихся в разных условиях прогибания. Исходя из разной активности разломов, разного характера движений блоков фундамента, особенностей накопления толщ в работе [23] выделены три типа прогибов – некомпенсированный (Дун Син), компенсированный (Шуан Син) и промежуточный тип (Жун Фэн) – и произведено сравнение распределения в них нефтематеринских толщ и возможных резервуаров и покрышек в этих типах (рис. 7 а, б, в).

Некомпенсированный прогиб Дун Син является наиболее перспективным на обнаружение углеводородного сырья. К западу от него находится структура Цзи Сянтунь, в которой обнаружены газовые залежи. Данные бурения выявили в этом прогибе шесть подразделений, характеризующихся разнообразными фациями (рис. 7а). В целом скорость погружения прогиба больше, чем скорость накопления осадков. Прогиб долгое время находился в некомпенсированном состоянии. Характерны отложения фаций глубокого и относительно глубокого озера. Мощность темноцветных глинистых пород в скв.2 достигает 633 м.

Структурное положение, в котором находится прогиб Шуан Син, отличается от обстановки прогиба Дун Син. Вследствие того, что в прогиб Шуан Син поступали осадки как с западного склона так и с ле-

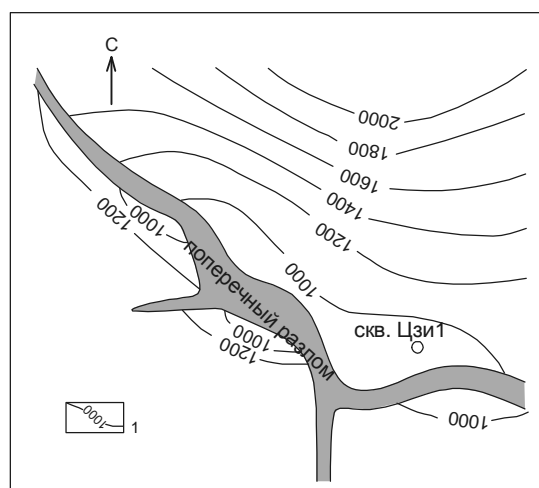


Рис. 6. Трансферный разлом в районе скважины Цзи1 [25].

1 – изолинии мощности осадочного чехла в м.

ки жачего крыла северо-восточного разлома, скорость осадконакопления была больше, чем скорость погружения бассейна. Прогиб заполнен в основном крупнообломочными отложениями, отмечаются многочисленные пласты угля (рис. 7б). Для такого прогиба не характерны тонкозернистые породы, угольные пласты многочисленны, но мощность их небольшая. Прогиб Синь Хуа также относится к этому типу. Подобные прогибы, по мнению китайских геологов, не перспективны для обнаружения месторождений нефти и газа.

Прогиб Жун Фэн находится в юго-западной части грабена Танюань, западнее центральной зоны поднятий. Из-за большой скорости седиментации в обстановке относительно глубокого озера (E_2^2) накопилась мощная пачка тонкозернистых пород. В одной из скважин мощность темноцветных глинистых пород (E_2^2) достигает 600 м (рис. 7в). Перспективы обнаружения углеводородов средние.

Закономерности распределения нефтематеринских пород, резервуаров и покрышек

В прогибе Дун Син выделены мощные толщи нефтематеринских пород, резервуары и покрышки (рис. 7а). В связи с тем, что прогиб долго находился в некомпенсированном состоянии, развиты мощные толщи нефтематеринских пород, одновременно наблюдаются следы частых трансгрессий и регрессий. Прогибы такого типа являются наиболее перспективными на обнаружение углеводородного сырья.

В прогибах компенсированного типа мощность тонкозернистых нефтематеринских пород невелика. Отсутствует полная система нефтематеринские породы–резервуар–покрышка. Например, в прогибе Шуан Син развит только один этаж нефтегазоносности (рис. 7б). Прогибы такого типа не перспективны на обнаружение месторождений углеводородов.

В прогибах смешанного типа в результате частой смены трансгрессий и регрессий образуется несколько этажей нефтегазоносности. И чем длительнее стадия некомпенсированного прогибания, тем мощнее слои темноцветных глинистых пород и выше их способность генерировать углеводороды. Например, в прогибе Жун Фэн (рис. 7в) развиты два седиментационных цикла, сформированы два этажа нефтегазоносности. Перспективы обнаружения месторождений углеводородного сырья в прогибах такого типа несколько хуже, чем в прогибах типа Дун Син, но лучше, чем в прогибах типа Шуан Син. Породы покрышки (E_2^4) представлены алевролитами, способность которых к экранирова-

нию несколько ниже, чем у пород покрышек в прогибе Дун Син, но лучше, чем в прогибе Шуан-Син. В одной из скважин в структуре Ван Цзян встречено явное нефтегазовое проявление, но не получен промышленный приток.

Таким образом, наиболее перспективными для образования углеводородного сырья являются прогибы некомпенсированного типа, которые более благоприятны для накопления мощных толщ нефтематеринских пород. Многократные циклы трансгрессии–регрессии способствуют образованию нескольких этажей нефтегазоносности.

Кайнозойские отложения грабена Танюань, как считают ряд китайских ученых, могут быть перспективны как на газ, так и на нефть, генерированную углем [12, 15]. Они делают такое заключение на основе анализа данных по содержанию $C_{орг.}$ хлороформенного битумоида "А" и его компонентов, элементов керогена, отражательной способности витринита, изотопного анализа, пиролизной хроматографии, в сравнении с аналогичными бассейнами.

ЛОБЭЙ-БИРОФЕЛЬДСКОЕ ЗВЕНО ИЛАНЬ-ИТУНСКОЙ ВЕТВИ СДВИГОВОЙ СИСТЕМЫ ТАН-ЛУ

Система сдвигов Тан-Лу прослеживается и на территорию России. Китайские исследователи [25, 28] неоднократно отмечали, что система Тан-Лу имеет структуру "рыбьей кости", т.е. имеет многочисленные ответвления. Подобную же структуру она имеет и на территории России (рис. 8). Одна ветвь имеет северо-восточное простирание, совпадающее с направлением Курской системы, и представлена двумя грабенами (Бирофельдский, Преображенский). Другая ветвь, Куканская [6], имеет ССВ простирание и состоит из кулисообразно сочленяющихся грабенов (Лобэйский, Самарский, Дитурский) и разделяющих их поднятий. Особняком стоит Башмакский грабен субширотного простирания, принадлежащий Бикинской системе разломов (рис. 8). Грабены выполнены кайнозойскими, а возможно и мезозойскими континентальными отложениями. Стратиграфия кайнозойских отложений подробно изложена в работах [3, 5, 11, 15, 17]. Ниже приведена краткая геолого-геофизическая характеристика наиболее крупных грабенов Лобэй-Бирофельдского звена.

Краткая характеристика грабенов

Бирофельдский грабен. Грабен – односторонний, с крутым юго-восточным и пологим северо-западным бортом. На юго-востоке он ограничен одним из разломов Курской системы разломов северо-восточного простирания. Грабен также рассечен систе-

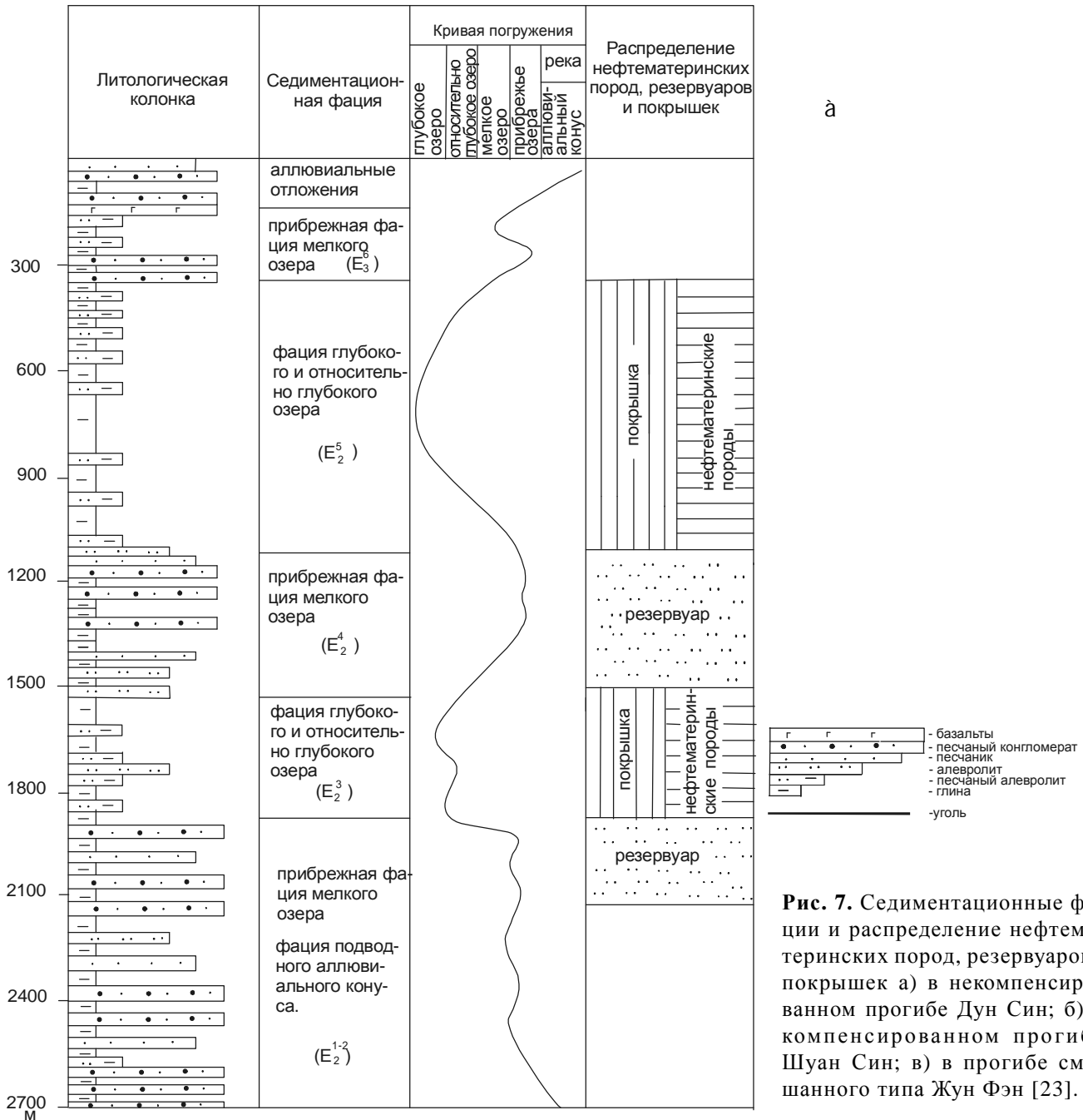


Рис. 7. Седиментационные фа-
ции и распределение нефтематеринских пород, резервуаров, покрышек а) в некомпенсированном прогибе Дун Син; б) в компенсированном прогибе Шуан Син; в) в прогибе смешанного типа Жун Фэн [23].

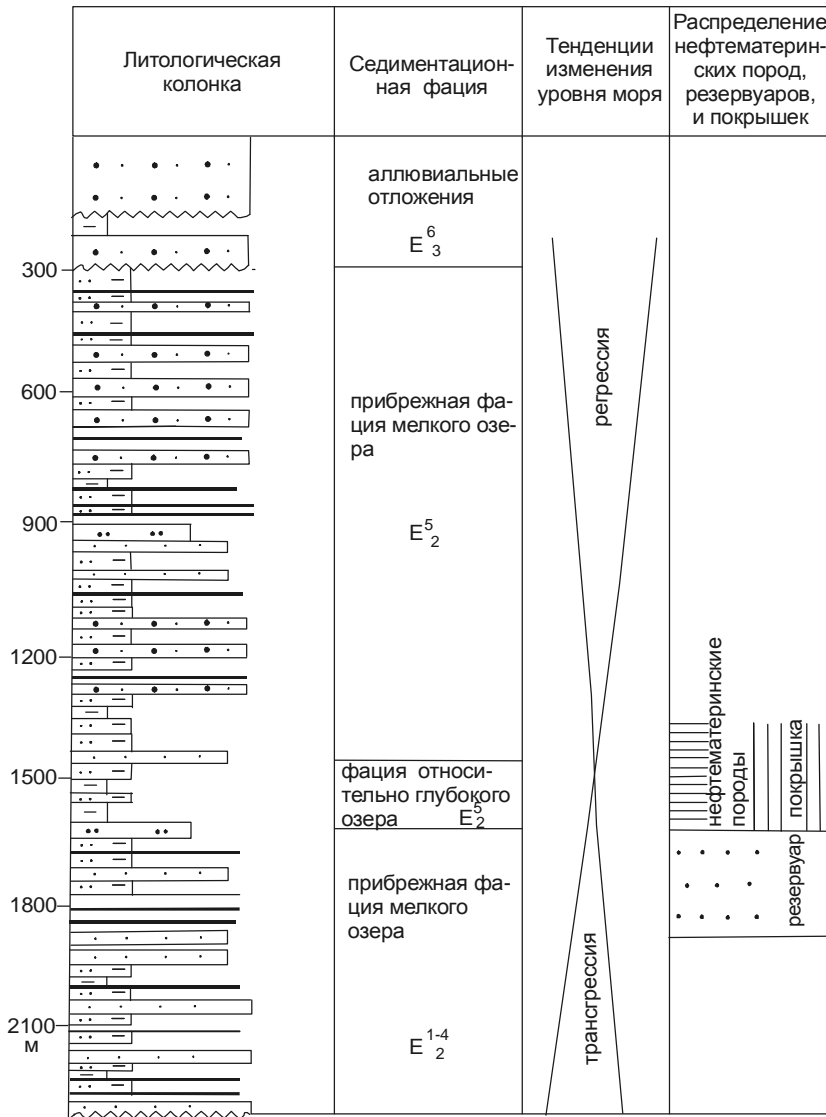
мой коротких поперечных разломов северо-западного и субширотного простирания. Длина грабена 70 км, ширина – 12–15 км, площадь грабена – порядка 900 км². Грабен выполнен кайнозойскими озерно-аллювиальными отложениями. Возможно наличие в наиболее погруженных частях грабена меловых осадочных и осадочно-вулканогенных образований.

Бирофельдский грабен изучен лучше других. В его северо-восточной части разведано Ушумунское буроугольное месторождение, там же пробурена самая глубокая скважина 1/3 ОК (1379 м). В пределах грабена были выполнены гравиметрические, элект-

роразведочные, высокоточные магниторазведочные и сейсморазведочные работы методом ОГТ [8].

По результатам сейсморазведочных работ на продольном профиле в грабене выделяется три прогиба – Ушумунский, Бирский, Преображенский, разделенных двумя поднятиями – Димитровским и Лазаревским. Димитровское поднятие имеет ширину 7.3 км, амплитуду 200–300 м. Лазаревское поднятие имеет ширину 14.7 км, амплитуду 750–1250 м (рис. 9).

На временных разрезах в пределах Бирофельдского грабена выделяются четыре основных сейсмокомплекса, слагающих осадочную часть разреза. Так



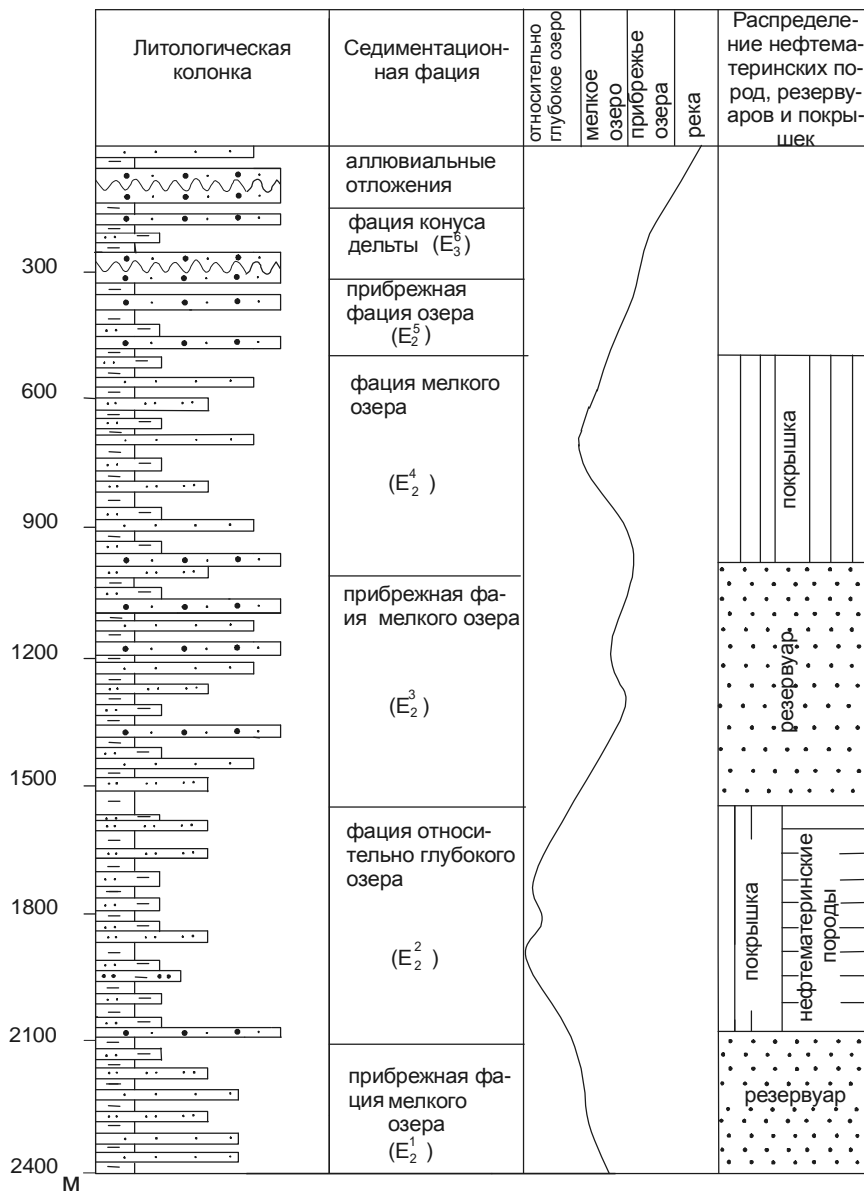
а

Рис. 7. (Продолжение).

как глубокое бурение и сейсмокаротажные исследования отсутствуют, стратиграфическая привязка сейсмокомплексов выполнена условно [8]: сейсмокомплекс I – неоген-палеогеновая толща (мощность – 250–750 м); сейсмокомплекс II – палеогеновые отложения (до 700 м); сейсмокомплекс III – нижнепалеогеновая часть разреза (450 м); сейсмокомплекс IV – верхнемеловые отложения (300 м). Иногда в пределах Бирофельдского грабена третий и четвертый сейсмокомплексы объединены в единый комплекс, тогда их суммарная мощность достигает 1100–1200 м. По мере продвижения с северо-востока на юго-запад мощность осадочных отложений IV сейсмокомплекса увеличивается и толща становится "немой" (отражающие границы отсутствуют), что связывается с вулканогенным характером отложений [8]. В низах сейсмокомплекса IV, ниже "немой" толщи появляется сейсмическая запись, которая может характеризовать

осадочные отложения. По данным ВЭЗ, на этих глубинах выделяется проводящий горизонт (9 Ом·м), что также указывает на осадочный характер отложений, вероятно, песчано-глинистого состава. Возможно, породы сейсмокомплекса IV в пределах зоны раздува мощности имеют вулканогенный состав. По данным высокоточных магниторазведочных работ западная часть Бирофельдского грабена характеризуется однородным спокойным магнитным полем, что свидетельствует об идентичности петромагнитных свойств пород фундамента и осадочного заполнения, а также об отсутствии проявлений сильно магнитных вулканитов (рис. 9).

В целом внутри контура Бирофельдского грабена магнитное поле спокойное и слабодифференцированное, однако ближе к юго-восточному борту, к востоку от р. Бол. Ушумун характер магнитного поля резко меняется – появляются интенсивные аномалии



â

Рис. 7. (Окончание).

обоих знаков. Это объясняется наличием в разрезе осадочной толщи вулканогенных образований. Наиболее вероятное их положение – в основании разреза. По данным магниторазведочных работ, верхняя кромка на левом берегу р. Бол. Ушумун размещается на глубине более 1400 м, нижняя кромка – на глубине 2000 м. В связи с тем, что по гравиметрическим данным глубина грабена в данном месте 2,5 км, реальная глубина может быть значительно больше. Под вулканогенными образованиями могут залегать осадочные породы раннепалеогенового или поздне мелового возраста [17].

Четко выраженные продольные сбросы внутри грабена по данным магниторазведки не установлены, однако впервые выявлена довольно густая сеть поперечных разломов [17].

По сейсмическим профилям были выполнены электроразведочные работы методом ДНМЭ (дифференциально-нормированный метод электроразведки). Этот метод предназначен не только для структурных построений, но и для прямых поисков углеводородов. Результаты электроразведочных работ на качественном уровне по порядку глубин и поведению границ соответствуют результатам сейсморазведки. В пределах сейсмических профилей 1, 4, 5 [17] выделена аномалия, характерная для залежей углеводородов. В аномальной зоне отмечается увеличение коэффициента поляризуемости относительно фоновых значений, уменьшение показателя степени и времени релаксации и некоторое возрастание удельного сопротивления. Однако однозначно увязывать такого типа аномалии с за-

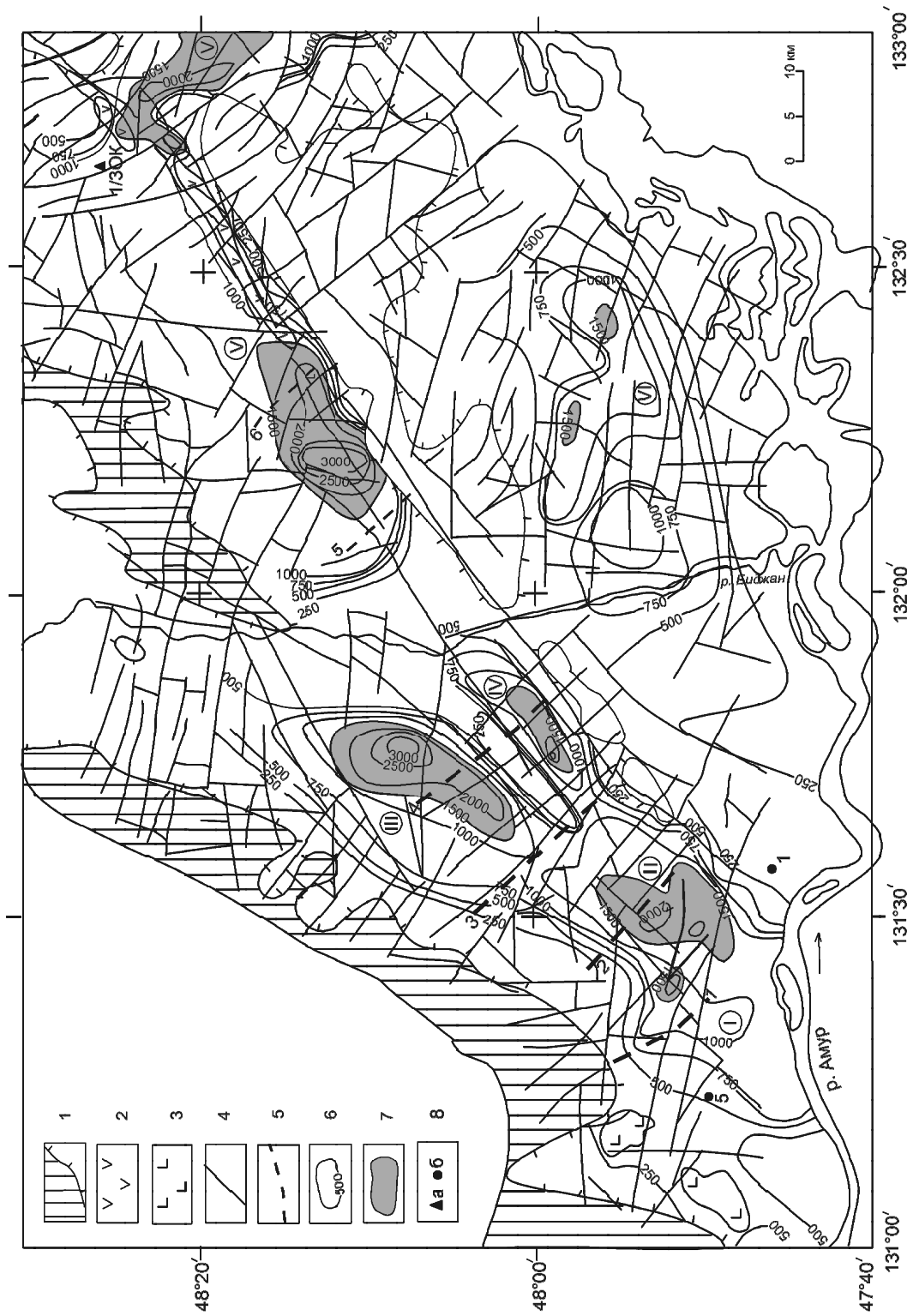


Рис. 8. Система грабенов Лобэй-Бирофельдского звена.

1 – выходы пород фундамента; 2 – вулканогенные образования кислого состава; 3 – вулканогенные образования основного состава; 4 – разломы, установленные по данным аэромагниторадиометрических работ; 5 – разломы предполагаемые; 6 – изолинии мощности (м); 7 – глубокие (=1500 м) области грабенов; 8 – скважины и их номер: опорно-картировочные (а), углепоисковые (б).

Грабены: I – Лобэйский, II – Самарский, III – Дитурский, IV – Преображенский, V – Бирофельдский, VI – Башмакский.

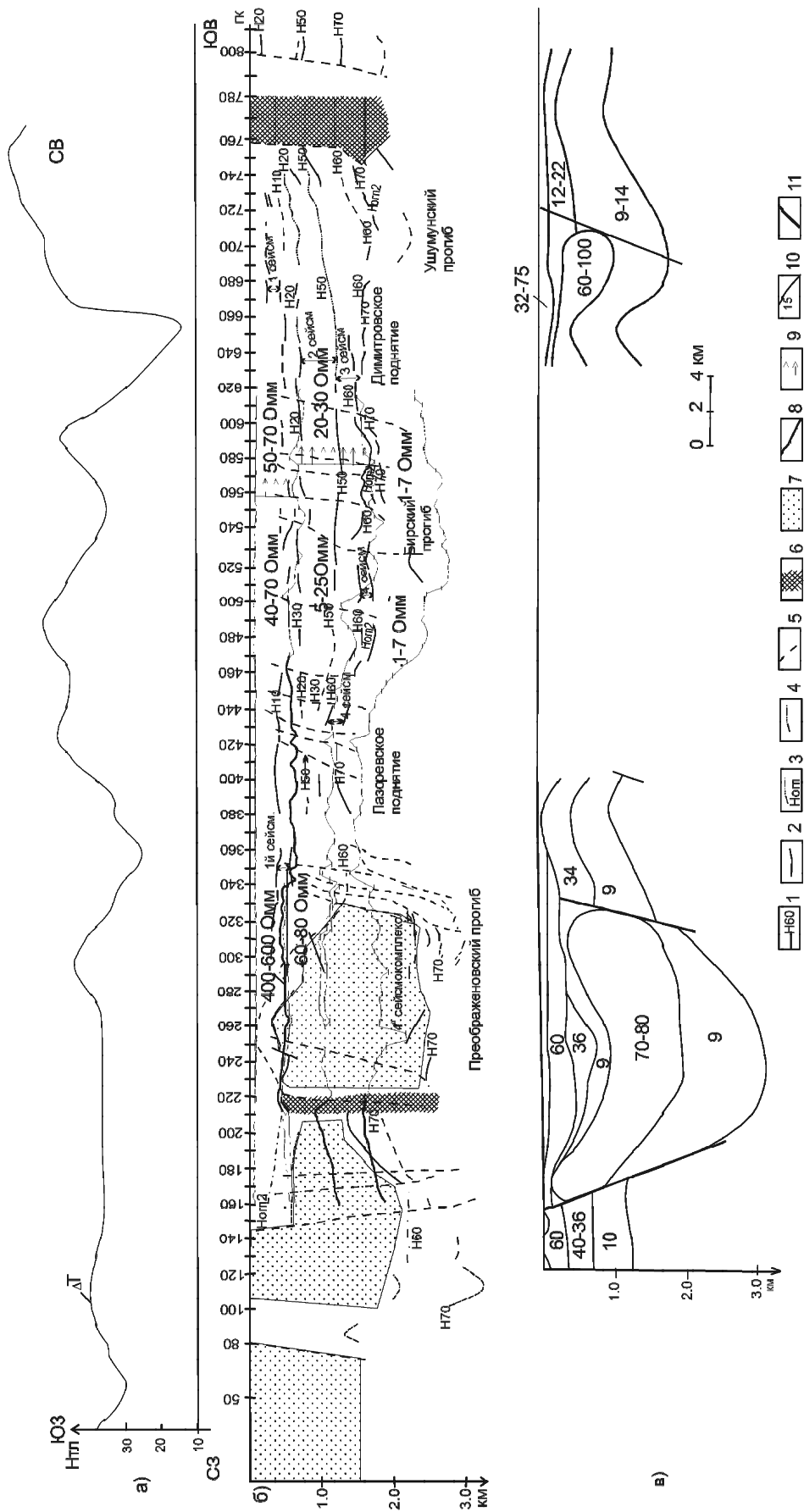


Рис. 9. Результаты геофизических работ в Бирофельском грабене по продольному профилю: а) высокоточной магниторазведки; б) сейсмо-разведочных и электроразведочных работ методом ДНМЭ; в) электроразведочные работы методом ВЭЗ. 1 – опорные отражающие границы; 2 – промежуточные отражающие границы; 3 – преломляющие границы; 4 – участки отождествления отражающих границ; 5 – тектонические нарушения; 6 – зоны разломов; 7 – "немая толща"; 8 – геоэлектрические границы по данным ДНМЭ; 9 – зона аномалии ДНМЭ; 10 – геоэлектрические горизонты по данным ВЭЗ и значения их удельных сопротивлений (Ом-м); 11 – разломы по данным ВЭЗ.

лежами нефти и газа неправомерно, вероятнее всего, здесь фиксируется отклик видоизмененных пород, объем которых значительно превышает размеры залежи [17].

Лобэйский грабен. Грабен односторонний с крутым юго-восточным бортом и пологим северо-западным. Длина его 20 км, ширина 5–15 км, площадь – 200 км². Мощность осадочных отложений, по данным ВЭЗ, более 2000 м. Сейсморазведочные работы в грабене не проводились. Глубоких скважин нет, осадочное выполнение изучено бурением углеразведочных скважин до глубины 500 м. В верхней части разреза вскрыты песчано-галечниковые и песчано-глинистые отложения руслово-пойменного и болотно-озерного комплексов. Ниже скважинами вскрыта толща переслаивающихся плотных и пористых базальтов, мощностью 40 метров, предположительно миоценового возраста [3].

Самарский грабен. Грабен односторонний, с крутым юго-восточным бортом и пологим северо-западным. Длина грабена – более 35 км, ширина – 12–15 км, площадь – порядка 450 км². Мощность осадочного чехла более 2000 м. Грабен изучен крайне слабо.

Дитурский грабен. Грабен асимметричный, с крутым юго-восточным бортом и пологим северо-западным. Длина грабена – 40 км, ширина – 5–12 км. Площадь грабена порядка 300 км². Мощность осадочного чехла, по данным сейсморазведки и ВЭЗ, достигает 3000 м. Грабен пересечен одним сейсморазведочным профилем. В осадочном чехле выделено пять сейсмокомплексов. Стратиграфический диапазон верхних четырех сейсмокомплексов аналогичен сейсмокомплексам в Бирофельдском грабене. Сейсмокомплекс V отождествляется с отложениями мелового возраста (К?), мощность его достигает 800 м.

В магнитном поле разломы, ограничивающие Самарский, Лобэйский и Дитурский грабены четко не фиксируются. Однако в пределах грабенов выявлены многочисленные поперечные разломы.

Данные магниторазведочных работ позволяют предположить более широкое развитие вулканогенных пород миоценового возраста в Лобэйском, Самарском и Дитурском грабенах. Глубина залегания этих магнитоактивных вулканогенных толщ относительно небольшая и не превышает сотни метров. Наличие пород с различной ориентировкой суммарного вектора намагничивания позволяет предположить, по крайней мере, не менее двух этапов формирования эффузивной толщи. Общая площадь развития неогеновых вулканитов оценивается в 500 км² [17].

Результаты электроразведочных работ методом ВЭЗ

В западной части Среднеамурского бассейна в разные годы были выполнены электроразведочные работы методом ВЭЗ в достаточно большом объеме. Было переинтерпретировано порядка 300 точек ВЭЗ по методике, описанной в [14]. Ввиду отсутствия скважин глубокого бурения и каротажа, для определения удельного сопротивления геоэлектрических горизонтов и исключения искажений в бортовых частях грабенов производилось закрепление удельных сопротивлений горизонтов по точкам ВЭЗ, расположенным в местах, заведомо удаленных от бортов грабена, и на тех кривых ВЭЗ, где принцип эквивалентности применим в узких пределах.

Геоэлектрический разрез осадочного чехла западной части Среднеамурского бассейна довольно сложный. Отмечаются кривые ВЭЗ типов КQQН, КQH, КQНКН, КНКН с нерасчлененной правой частью (НКН). Однако для большей части бассейна характерны пятислойные кривые типа КQH. В осадочном чехле грабенов выделяется три основных геоэлектрических горизонта (без учета маломощных горизонтов в верхней части разреза): высокоомный (в разрезе типа К), относительно высокоомный (в разрезе типа Q) и низкоомный (в разрезе типа Н). Низкоомный надпорный горизонт, выделенный в нижней части разреза осадочного чехла грабенов, распространен повсеместно и достаточно четко проявлен, поэтому он принят в качестве маркирующего горизонта.

Сопротивление выделенных горизонтов изменяется по площади. Наиболее низкие сопротивления отмечаются в восточной части Бирофельдского грабена, в районе скважины 1/3 ОК. Низкоомный маркирующий горизонт характеризуется удельным сопротивлением 5–10 Ом·м, относительно высокоомный горизонт имеет сопротивление порядка 22 Ом·м, высокоомный горизонт – 36 Ом·м. Наиболее высокие значения удельного сопротивления наблюдаются в Самарском, Лобэйском, Башмакском грабенах.

Из-за отсутствия глубоких скважин литологическая и стратиграфическая привязка геоэлектрических горизонтов выполнена условно. На исследованной территории пробурена лишь одна скважина – 1/3ОК (1379 м), которая позволила связать низкоомный маркирующий горизонт с удельным сопротивлением порядка 5–10 Ом·м в Бирофельдском грабене с преимущественно песчаными (достаточно обводненными) отложениями чернореченской свиты (рис. 10). Преимущественно глинисто-алевритовые отложения озерно-болотной

фации бирофельдской свиты и нижней подсвиты ушумунской свиты характеризуются удельным электрическим сопротивлением порядка 22 Ом·м (относительно высокоомный горизонт в разрезе типа Q). Отложения верхней подсвиты ушумунской свиты, представленные переслаиваниями песков, глин, алевроитов, отмечаются сопротивлением порядка 36 Ом·м (высокоомный горизонт в разрезе типа K).

Высокоомный горизонт с удельным сопротивлением 300–400 Ом·м (Самарский и Лобэйский грабены – скв. 1, скв. 5) отождествляется с песчано-галечниковыми отложениями приамурской свиты, относительно высокоомный горизонт с сопротивлением 100–170 Ом·м – с отложениями головинской свиты, представленной базальтами, песками, глинами и алевроитами. Низкоомный горизонт в этой части бассейна скважинами не вскрыт. Относительно низкие значения удельного сопротивления маркирующего горизонта позволяют предполагать преимущественно песчано-глинисто-алевритовый его состав.

Для анализа параметров выделенных геоэлектрических горизонтов (мощности, удельного электрического сопротивления, гипсометрических отметок кровли) по площади был построен комплект карт, отдельные из которых здесь приводятся (рис. 8, 11, 12).

Мощность осадочных отложений на российской территории несколько ниже, чем в грабене Танюань (рис. 8). Нужно иметь в виду, что методом ВЭЗ в данном случае определялась минимально возможная глубина залегания фундамента, и поэтому мощность осадочных отложений грабенов может быть и несколько больше. Мощность осадочного чехла в Самарском, Лобэйском и Преображенском грабенах более 2000–2100 м, Башмакском – 1500 м, Дитурском и Бирофельдском – до 3000 м.

Максимальные мощности в грабенах отмечаются вдоль разломов разной ориентировки или на пересечении нескольких разломов. Максимальная мощность осадочного чехла в Лобэйском грабене наблюдается на пересечении разломов северо-восточного, субширотного и северо-западного простирания. В Самарском грабене максимальная мощность осадочного чехла отмечается вдоль разлома северо-восточного простирания, в Дитурском грабене – вдоль субширотного разлома, в Преображенском грабене – вдоль разлома северо-западного направления. В западной части Бирофельдского грабена максимальная мощность осадочного чехла отмечается на пересечении разломов северо-восточного и субмеридионального простирания, в Башмакском грабене – вдоль разломов субмеридионального и северо-западного простирания. По смещению изолиний мощности в

Самарском грабене наблюдается правосторонний сдвиг (рис. 8).

Мощность низкоомного маркирующего горизонта максимальна в Дитурском грабене – 2000 м, в Самарском грабене она составляет 1500 м, в Бирофельдском, Преображенском, Башмакском грабене – 1000 м, Лобэйском – 500 м (рис. 11).

Удельное электрическое сопротивление низкоомного маркирующего горизонта изменяется по площади (рис. 12). Наиболее низкие сопротивления характерны для Бирофельдского грабена (менее 10 Ом·м), для Дитурского и Преображенского грабена – 15 Ом·м, для Самарского, Лобэйского – 20–30 Ом·м, Башмакского грабена – порядка 40 Ом·м. Так как одноуровневые горизонты, как правило, обводнены одинаково, а степень минерализации подземных вод мало влияет на удельное электрическое сопротивление ввиду того, что в данном районе подземные воды в основном пресные, то различия сопротивлений низкоомного горизонта связаны, вероятнее всего, с различным литологическим составом пород, выполняющих нижнюю часть грабенов. Тесная связь между удельным электрическим сопротивлением пород и их литологией позволяет выделять электроразведкой крупные литологические комплексы в разрезе осадочных отложений, что имеет важное значение в нефтяной геологии. В настоящее время электроразведка применяется в нефтяной геологии как на этапах первичной оценки перспективности площадей на обнаружение месторождений нефти и газа, так и для непосредственного обнаружения залежей [9].

Поведение геоэлектрических горизонтов в вертикальном разрезе демонстрируется на системе взаимовязанных разрезов, пересекающих Самарский, Лобэйский, Дитурский и Преображенский грабены (рис. 13). Сопротивление выделенного в нижней части разреза маркирующего горизонта изменяется от 10–15 Ом·м в Дитурском и Преображенском грабене до 22–42 Ом·м в Самарском грабене. Вышележащий относительно высокоомный горизонт характеризуется достаточно выдержанным уровнем удельного электрического сопротивления – 100–170 Ом·м. Удельное электрическое сопротивление высокоомного горизонта изменяется от 170–200 Ом·м в Дитурском грабене до 270–360 Ом·м в Лобэйском и Самарском грабенах (профиль I). На профиле II в Лобэйском грабене выявлены высокоомные отложения (300 Ом·м) внутри низкоомного горизонта. Эти данные позволяют в первом приближении оценить литологический состав разреза осадочного чехла.

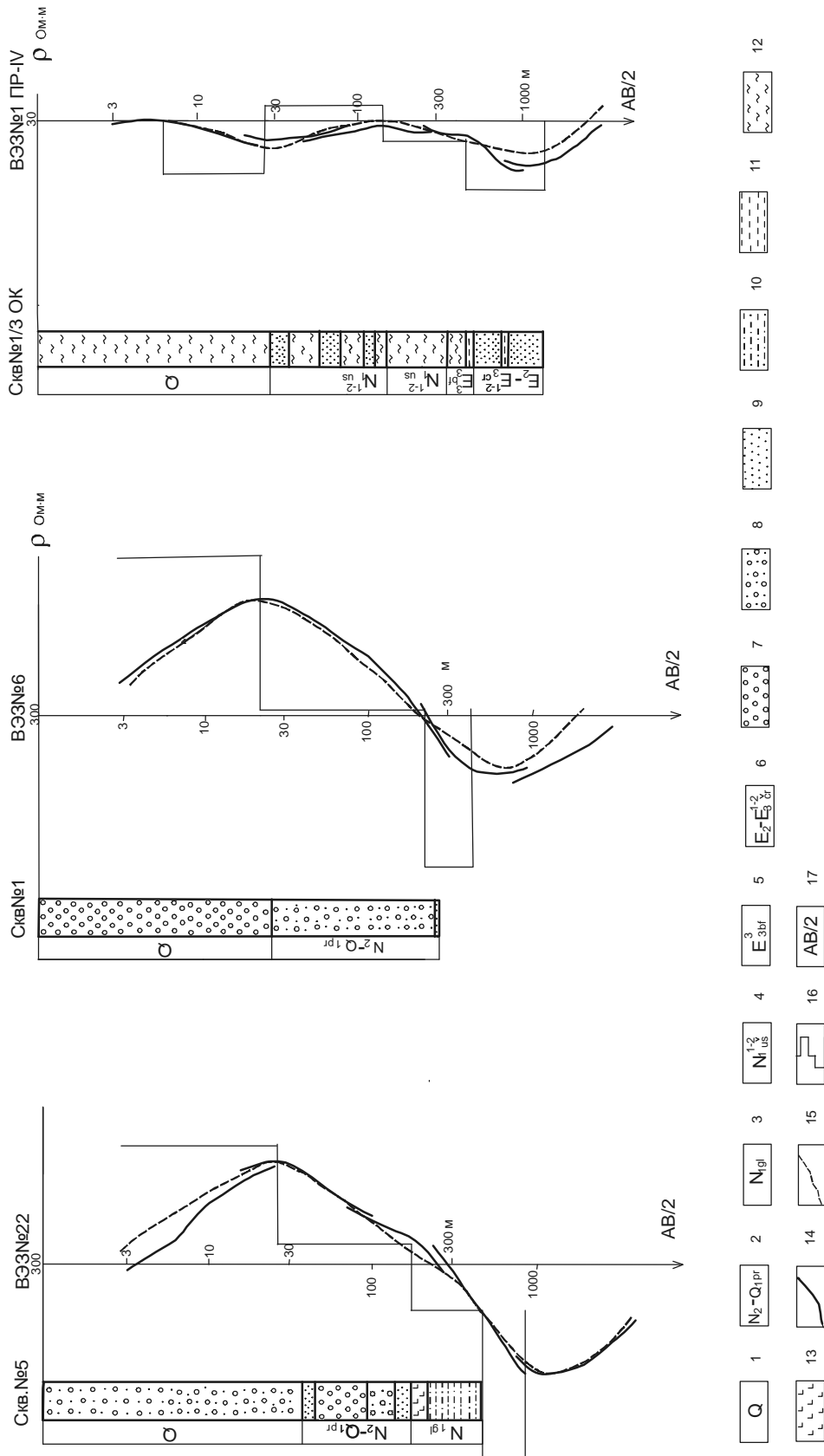


Рис. 10. Параметрические ВЭЗ около буровых скважин. Положение скважин см. на рис. 8.

1–6 – отложения: 1 – четвертичные, 2 – приамурской свиты, 3 – головинской свиты, 4 – ушумунской свиты, 5 – бирюфельдской свиты, 6 – чернореченской свиты; 7 – галечник; 8 – галька с песком; 9 – песок; 10 – песчаный алевроит; 11 – алевроит; 12 – глина; 13 – базальты; 14 – кривые ВЭЗ; 15 – теоретически рассчитанная кривая ВЭЗ; 16 – результаты интерпретации кривых ВЭЗ; 17 – полуразнос установки ВЭЗ.

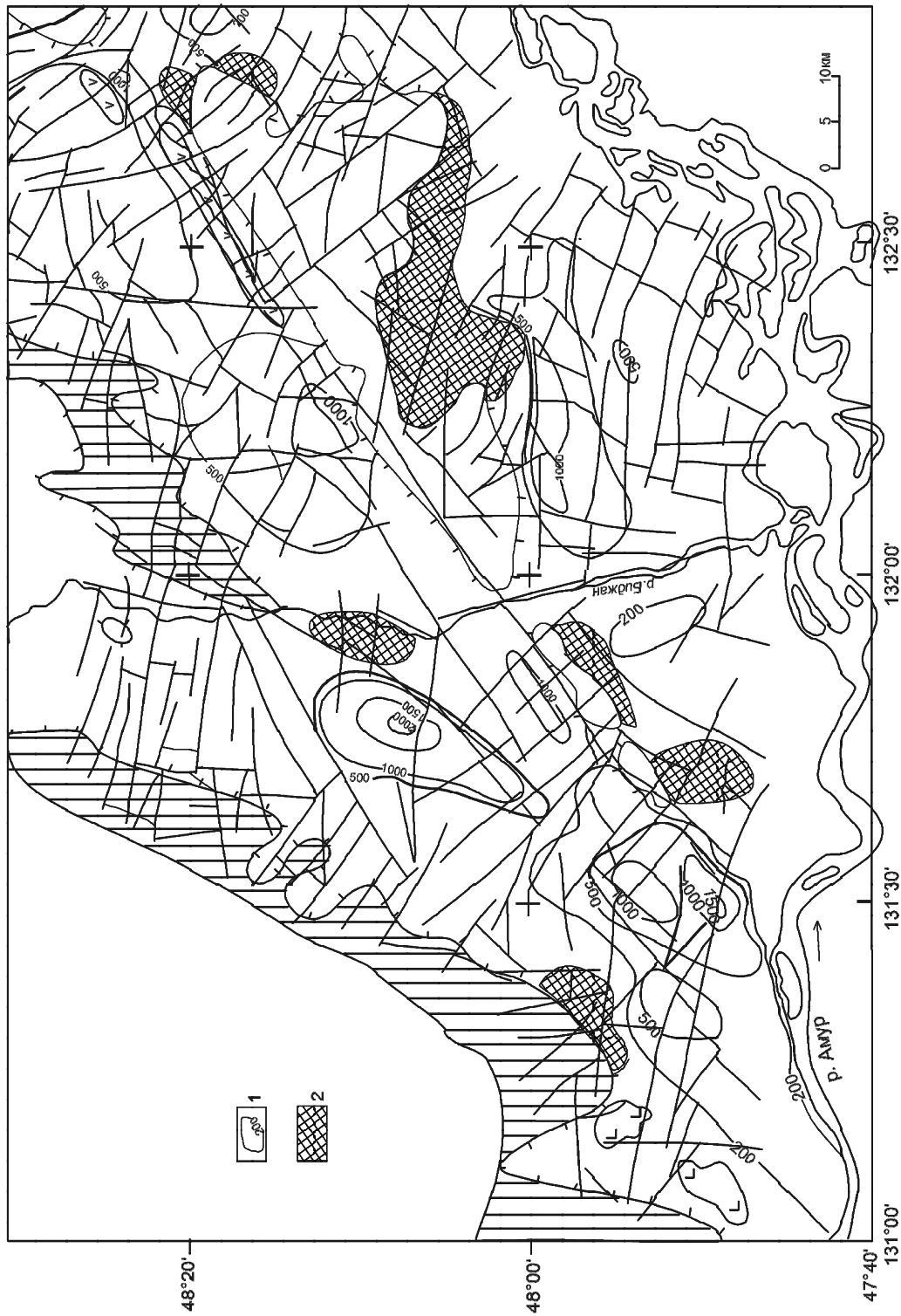


Рис. 11. Карта мощности маркирующего горизонта.

1 – изолинии мощности маркирующего горизонта в метрах; 2 – близко расположенные к поверхности выходы пород фундамента по данным ВЭЗ. Остальные условные обозначения см. на рис. 8.

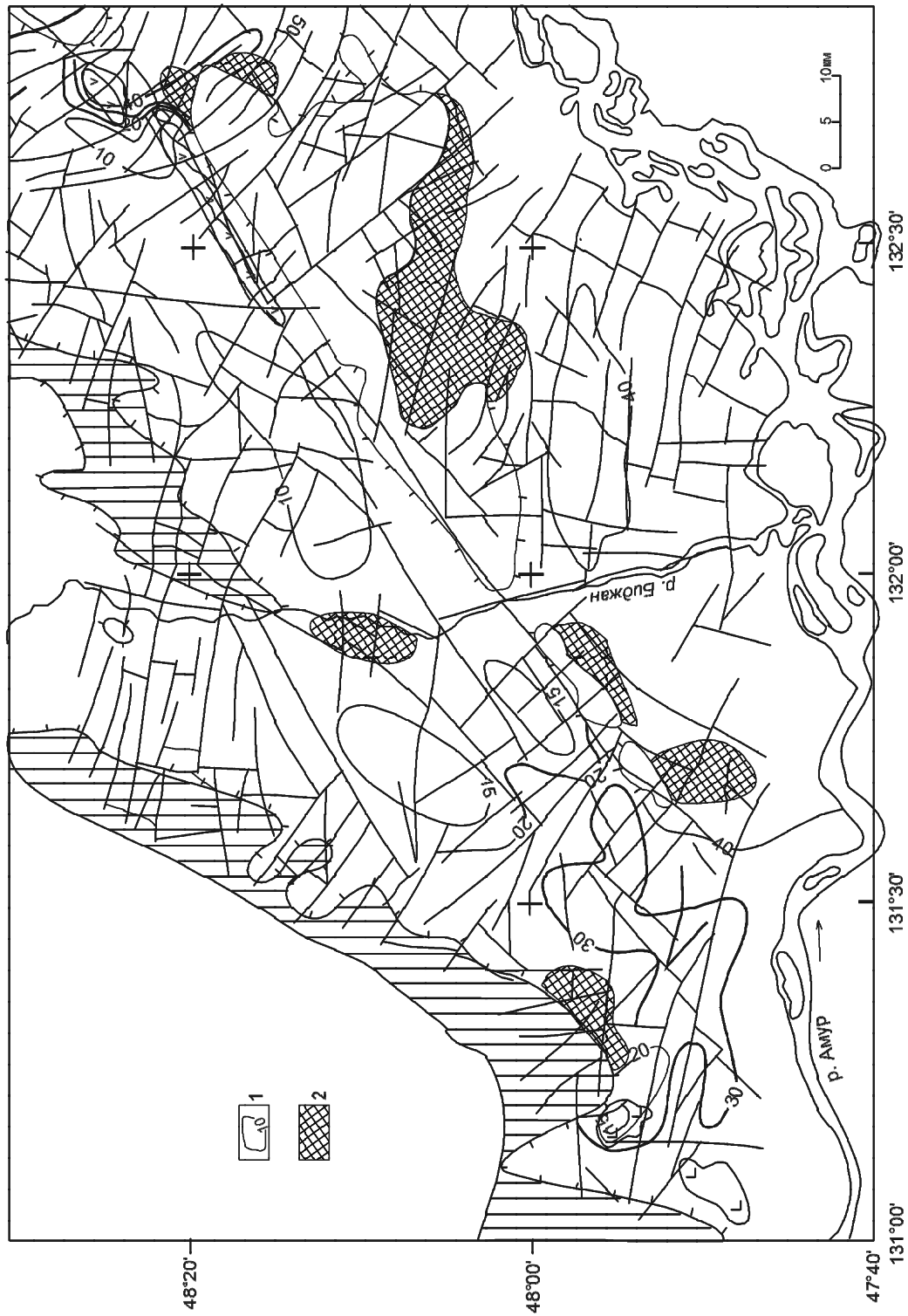
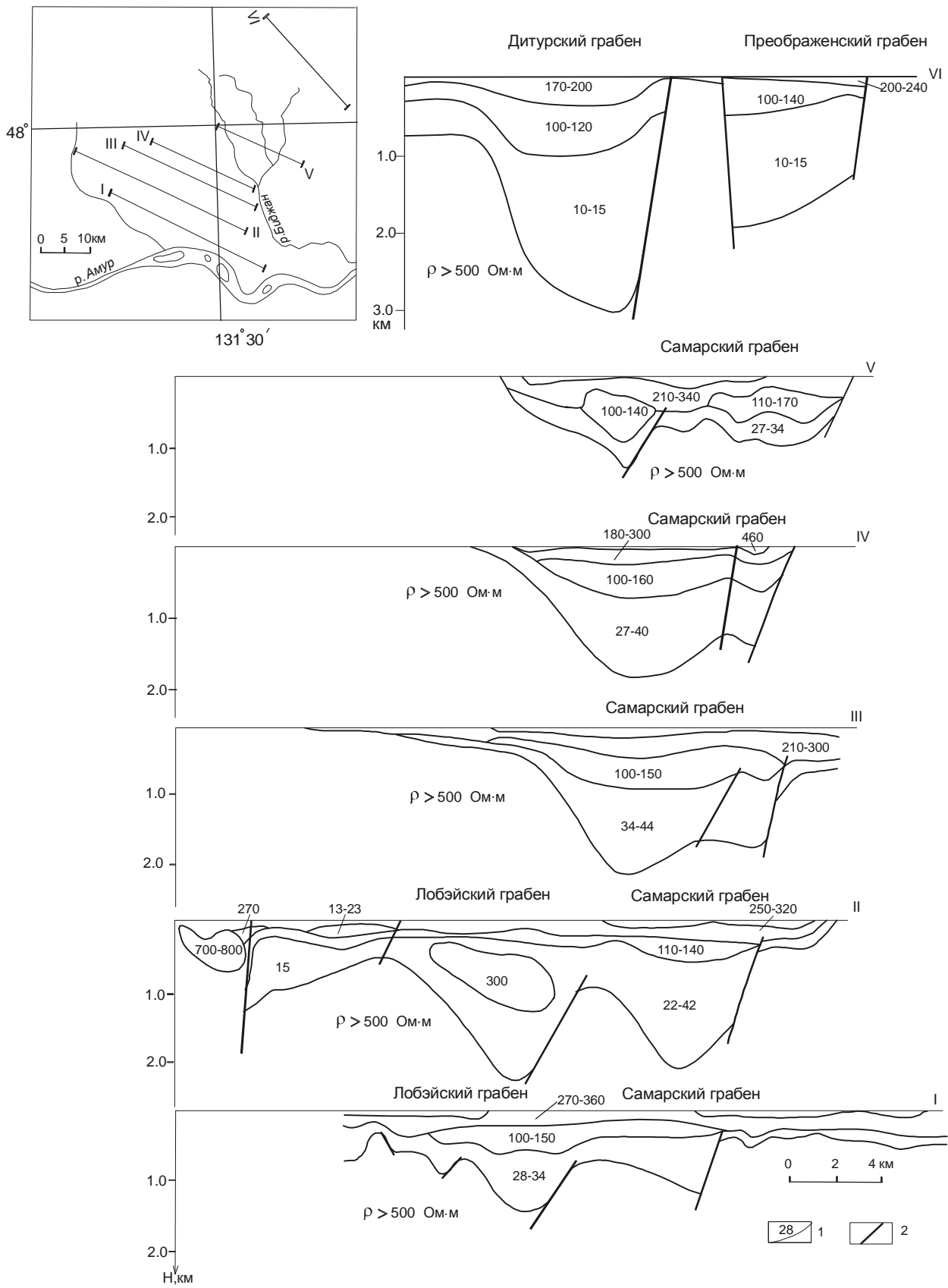


Рис. 12. Карта удельного электрического сопротивления маркирующего горизонта. 1 – изолинии удельного электрического сопротивления (Ом·м); 2 – близко расположенные к поверхности выходы пород фундамента по данным ВЭЗ. Остальные условные обозначения см. на рис. 8.



Перспективы нефтегазоносности

Изложенный материал показывает различную степень геолого-геофизической изученности российских и китайских грабенов. Однако в меру имеющегося фактического материала и в сравнении с хорошо изученными китайскими грабенами можно выделить ряд факторов, на которые следует обратить внимание при оценке перспектив нефтегазоносности этих структур. Как показано выше, важное значение для определения перспектив нефтегазоносности грабенов в Восточном Китае имеет выделение трансферных разломов или зон и достаточно мощных толщ нефтематеринских пород, представленных тонкозернистыми отложениями озерных систем.

Разломы северо-западного простирания, которые установлены в хорошо изученном грабене Танюань и представляют интерес при определении перспектив нефтегазоносности грабенов, впервые были выделены в грабенах Лобэй-Бирофельдского звена недавно по результатам высокоточных аэромагнито-разведочных работ масштаба 1:50 000 [14]. Такие разломы давно выделены в сопредельных структурах, например, в Переяславском грабене, расположенном в восточной части Среднеамурского бассейна [19], и в других структурах Приамурья [18], но не была ясна их роль в локализации залежей углеводородов. По данным ВЭЗ трансферные разломы возможно выделять по изменению структурного рисунка осадочного чехла, по коленообразным перегибам изолиний мощности осадочного чехла, а также между отдельными прогибами по аналогии с китайскими данными. Эти разломы показаны как предполагаемые на рис. 8.

Изменение структурного рисунка осадочного чехла хорошо демонстрируется на системе разрезов (рис. 13). Как видно, наблюдается такая же зональность, как и в грабене Танюань – с восточной стороны отмечается прогиб, в центральной части – поднятие и потом прогиб, в западной части – зона пологого склона (рис. 13). Мощность осадочных отложений над центральным поднятием примерно такая же, как и на китайской территории – около 1000 м (профиль II). Между профилями II и III отмечается изменение структурного плана осадочного чехла. На профилях I и II структурный план представлен двумя односторонними грабенами – Лобэйским и Самарским. На профиле III отмечается один грабен с центральным поднятием. Возможно наличие поперечного северо-

западного разлома между профилями II и III, контролирующего изменение структурного плана осадочного чехла, который является поперечным к основному разлому северо-восточного направления, т.е. северо-западным. На профиле VI структурный план опять изменяется и представлен двумя грабенами – односторонним Дитурским и двусторонним Преображенским. Кроме того, наблюдается достаточно резкое увеличение сопротивления маркирующего горизонта от 10–15 Ом·м на профиле VI до 27–34 Ом·м на профиле V. Т. о. можно предполагать наличие поперечного разлома между профилями V и VI. Выделенные трансферные разломы по данным ВЭЗ удовлетворительно совпадают с некоторыми поперечными разломами, выделенными по данным высокоточных магниторазведочных работ.

Северо-западные разломы могут быть выявлены и в других частях осадочного бассейна, например, в Бирофельдском грабене, где внутри грабена по данным сейсморазведки выделено два поднятия. Трансферные разломы часто контролируют поднятия внутри рифтовых структур.

Нефтематеринские породы в грабене Танюань представлены алевроито-глинистыми отложениями фаций глубокого и относительно глубокого озера. Из-за слабой изученности юго-западной части Среднеамурского бассейна подобные отложения скважинами не вскрыты. Отложения озерно-болотного комплекса бирофельдской свиты, вскрытые скважиной 1/3ОК, имеют незначительную мощность и могут быть отнесены к отложениям мелкого озера. Ниже вскрыты преимущественно песчаные отложения руслово-пойменного комплекса чернореченской свиты.

Для осадочных отложений песчано-глинистого состава характерны наиболее низкие значения удельного электрического сопротивления. Глинистые породы отличаются в основном низкими и сравнительно постоянными значениями удельного сопротивления, в то время как сопротивление песков и песчаников сильно зависит от степени водонасыщенности и минерализации пластовых и поровых вод. Песчаные отложения, насыщенные сильно солоноватыми и солеными водами, могут иметь значения удельных сопротивлений, сопоставимые со значениями удельных сопротивлений глинистых отложений [16]. Зависимость удельного сопротивления песчано-глинистых отложений от содержания в них песчаного материала изучалась для осадочных отложений о. Сахалин [1].

Рис. 13. Геоэлектрические разрезы в пределах Лобэйского, Самарского, Дитурского и Преображенского грабенов.

1 – геоэлектрические горизонты и их удельные сопротивления (Ом·м); 2 – разломы.

Глинистые отложения характеризуются наиболее низкими значениями удельного сопротивления – 4–8 Ом·м. По мере насыщения песчаным материалом удельное сопротивление песчано-глинистых отложений увеличивается и достигает 14–100 Ом·м преимущественно песчаных отложений. В районе исследования такая закономерность не подтвердилась, минимальные значения удельных сопротивлений характерны для преимущественно песчаных отложений чернореченской свиты. Необходимо проведение дополнительных геофизических и гидрологических работ для изучения связи с литологическим составом пород их удельного электрического сопротивления.

В Лобэйском, Самарском, Дитурском, Преображенском грабенах, в западной части Бирофельдского грабена два верхних горизонта (высокоомный и относительно высокоомный) нефтематеринские породы включать не могут, так как песчано-алеврито-глинистый состав озерных отложений предполагает достаточно низкий уровень удельного сопротивления. Наиболее перспективным на обнаружение нефтематеринских пород является низкоомный маркирующий горизонт. Участки максимальной мощности маркирующего низкоомного горизонта будут являться наиболее перспективными на обнаружение отложений озерных систем.

ВЫВОДЫ

Сравнительный анализ грабенов Цзя-И звена, расположенных на китайской территории, и грабенов Лобэй-Бирофельдского звена на российской территории, принадлежащих единой системе разломов Тан-Лу, показал многие черты сходства. Главное отличие – несравнимая степень изученности: очень детальная в Китае (в том числе 33 скважины пробурено вблизи границы с Россией) и неравномерная и слабая в России (всею одна неглубокая скважина).

Тем не менее, строение грабенов при всем их многообразии в целом сходное, что позволяет предполагать присутствие всех тех закономерностей структуры грабенов, стратиграфической последовательности, типов строения прогибов второго порядка, особенностей локализации углеводородов, соотношения нефтематеринских пород, резервуаров и покрышек, которые установлены для грабенов Цзя-И звена, и расположенных северо-восточнее грабенах Лобэй-Бирофельдского звена (в частности, в Бирофельдском грабене).

Глубина грабенов Лобэй-Бирофельдского звена несколько меньше. Однако, как свидетельствуют данные скважин, пробуренных в грабене Танюань до глубины 2100–2700 м, даже в этом интервале присутствуют нередко две нефтяные системы. Это позволя-

ет прогнозировать присутствие нефтяных систем и в российских грабенах глубиной 2–3 км (Самарском, Дитурском, Бирофельдском).

Особенно важным представляется выявление трансферных разломов и их зон в грабенах Лобэй-Бирофельдского звена, поскольку в грабенах звена Цзя-И (Танюань, Фанчжен) с ними связаны нефтегазоносные структуры.

После проведенного сравнительного анализа более четко высветились те проблемы, на которые следует обратить особое внимание.

Используя комплексную интерпретацию геолого-геофизических данных следует: 1) отбраковать участки развития вулканогенных образований; 2) изучить детальную структуру (каркас) грабенов с выделением локальных погружений размером порядка 5×15 км; 3) с густотой 20–30 км выявить трансферные разломы и зоны; 4) на имеющихся сейсмопрофилях провести секвенсстратиграфический, сейсмофациальный анализ; 5) попытаться оконтурить зоны некомпенсированного прогибания, заполненные песчано-глинистыми озерными осадками. Проведя эту работу, можно будет выбрать места заложения поисковых скважин.

Работа выполнена при поддержке РФФИ и Правительства Хабаровского края (проект 04-05-97016).

ЛИТЕРАТУРА

1. Альперович И.М., Никифоров В.М. Электропроводность осадочной толщи о. Сахалин // Тихоокеан. геология. 1984. № 2. С. 67–76.
2. Ахмадулин В.А., Камаев Н.М., Черныш Л.Н., Черныш С.Г. Особенности строения и перспективы нефтегазоносности западной зоны Среднеамурской впадины (в пределах территории ЕАО) // Перспективы нефтегазоносности Среднеамурской впадины. Биробиджан: ИКАРП, 1996. С. 6–21.
3. Варнавский В.Г. Палеогеновые и неогеновые отложения Средне-Амурской впадины. М.: Наука, 1971. 183 с.
4. Варнавский В.Г., Малышев Ю.Ф. Восточно-Азиатский грабеновый пояс // Тихоокеан. геология. 1986. № 3. С. 3–13.
5. Варнавский В.Г., Крапивенцева В.В., Кириллова Г.Л., Кузнецов В.Е. Перспективы газоносности рифтогенных структур Лобэй-Бирофельдского звена системы разломов Танлу (Приамурье) // Тихоокеан. геология. 1997. Т. 16, №2. С. 93–102.
6. Геологическая карта Российской Федерации. 1:1000000. ВСЕГЕИ. 1990.
7. Геология провинции Хэйлунцзян: Объяснительная записка к геологической карте м-ба 1:1000000.1993. (На кит. яз. с англ. реф.).
8. Калашникова А.С., Лазарев А.П., Трондин В.И. Сейсморазведочные работы МОГТ на территории Еврейской Автономной Области // Геофизика. 1999. Спец. вып. к 50-летию "Иркутскгеофизики". С. 29–32.
9. Каменецкий Ф.М., Мамаев В.А. Аэроэлектроразведка и малоглубинная наземная электроразведка при прогнози-

- ровании месторождений углеводородов // Геофизика. 1996. № 2. С. 24-40.
10. Кириллова Г.Л. Структура кайнозойских осадочных бассейнов зоны сочленения Восточной Азии с Тихим океаном. Владивосток: ДВО РАН, 1992. 144 с.
 11. Кириллова Г.Л., Лю Чжаоцзюнь, Ван Сымин, Варнавский В.Г., Крапивенцева В.В. Стратиграфическая корреляция верхнемезозойских – кайнозойских разрезов Среднеамурского (Саньцзян) осадочного бассейна // Тихоокеан. геология. 1996. Т. 15, № 6. С. 81–102.
 12. Кириллова Г.Л., Лю Чжаоцзюнь. Геологическое строение и нефтегазоносность бассейна Саньцзян (КНР) в связи с оценкой перспектив Приамурья // Перспективы развития и освоения топливно-энергетической базы Дальневосточного экономического региона, углеводородных ресурсов шельфа морей Северо-Востока и Дальнего Востока России. СПб.: ВНИГРИ, 1998. С. 228–233.
 13. Мазарович А.О. Краткий толковый словарь англо- и русскоязычных терминов по тектонике и геоморфологии океана. М.: Науч. мир, 2000. 120 с.
 14. Меркулова Т.В., Манилов Ю.Ф. К вопросу о строении юго-западной части Средне-Амурской впадины // Тихоокеан. геология. 1998. Т. 17, № 4. С. 116–120.
 15. Нефтегазоносность юга Дальнего Востока и сопредельных регионов (Сопоставительный анализ) / Буряк В.А., Бакулин Ю.И., Беспалов В.Я., Врублевский А.А. и др. Хабаровск, 1998. 282 с.
 16. Петрофизика: Справочник. Кн. I. Горные породы и полезные ископаемые / Под ред. Н.Б. Дортман. М.: Недра, 1992. 390 с.
 17. Структуры и нефтегазоносность западной части Средне-амурской впадины / А.А. Врублевский, В.А. Ахмадулин, В.А. Буряк, В.Н. Воропаев, В.Н. Гуров, А.А. Злоказов и др. Владивосток, 1999. 86 с.
 18. Шерман С.И., Сорокин А.П., Черемных А.В. Новый подход к тектоническому районированию Приамурья по фрактальной размерности разломов земной коры // Докл. АН. 2001. Т. 381, № 3. С. 388–392.
 19. Ярославцева Н.И., Камаев Н.М., Лойтер П.П. Тектоника Оборо-Уссурийского прогиба (по геофизическим данным) // Тихоокеан. геология. 1989. № 6. С. 54–60.
 20. Dou Lirong, Li Wei, Fang Xiang. Genetic classification and distribution characteristics of continental petroleum systems in China // Petroleum Exploration and Development. 1996. V 23, N 1. P. 92–98.
 21. Frostick L.E., Steel R.J. Sedimentation in divergent plate-margin basins // Tectonic Control and Signatures in Sedimentary Successions. Special Publication Number 20 of the International Association of Sedimentologists. Ed. by L.E. Frostick and R.J. Steel. Blackwell Scientific Publications. 1993. P. 111–128.
 22. Luo Qun, Bai Xinhua, Zhang Shulin. Seismic data interpretation technology for complex regions and its application in the Tangyuan fault depression // Experimental Petroleum Geology. 1998. V. 20, N1. P. 30–37.
 23. Luo Qun, Bai Xinhua, Liu Xiaodong. Fill sequence and its petroleum geology significance in secondary sag in Tangyuan fault-depression // Xinjiang petroleum Geology. 1998. V. 19, N 2. P. 145–148.
 24. Qiu Zhong Jian. Experience and learning of oil and gas exploration in China // ACTA PETROLEI SINICA V. 20, N 1. 1999. P. 1–7.
 25. The Tancheng- Lujiang wrench fault system // Ed. by Xu Jiawei Chichester, England: John Wiley and Sons. 1993. 279 p.
 26. Wang Kongwei, Chen Shoutian & Lui Ligang // Characteristics of transmission fault belt and its petroleum geological significance in the Tertiary basin of East part of Heilongjiang province // Petroleum Geology & Oil field Development in Daqing. 1998. V. 17, N. 4. P. 1–3.
 27. Wang Qinghai, Zhang Fan. Research on the relation of structural activity and sedimentation in Tangyuan fault depression of Yi-Shu graben // J. Daqing Petroleum Inst. 1993. V. 17. N 4. P. 9–11. (in Chinese with English abstract).
 28. Zhang Hong. Evolution of Northern segment of the Tan-Lu fault system in Mesozoic // Workshop of the 30th IGC, Beijing, 1996. P. 28–31.

Поступила в редакцию 1 августа 2004 г.

Рекомендована к печати Ю.Ф. Малышевым

T.V. Merkulova, G.L. Kirillova

The structure and prospects for oil and gas content in the northern sector of the Itun-Ilan branch of the Tan-Lu fault

A comparative analysis was made of Cenozoic grabens of the Tan-Lu system within the San-Jiang-Middle Amur Basin located at the boundary between Russia and China. A detailed study was made of the results of geologic-geophysical work and parameters controlling localization of oil and gas-bearing structures in the Tangyuan graben, where oil and gas deposits have been discovered. It is shown that transfer (transverse) fault and graben zones with uncompensated sedimentation are important for determining oil and gas potential, in which oil source rocks of lacustrine origin may be present. An analysis was made of geologic-geophysical evidence of the less studied grabens of the Lobei-Birofeldian link in the territory of Russia aimed at evaluation of their oil and gas potential.

**СТРОЕНИЕ И ПЕРСПЕКТИВЫ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ СЕВЕРНЫХ ЗВЕНЬЕВ
ИТУН-ИЛАНЬСКОЙ ВЕТВИ РАЗЛОМОВ ТАН-ЛУ***Т.В. Меркулова, Г.Л. Кириллова**Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, г. Хабаровск*

Выполнен сравнительный анализ кайнозойских грабенов системы Тан-Лу в пределах Саньцзян-Среднеамурского бассейна, расположенного на границе России и КНР. Детально рассмотрены результаты геолого-геофизических работ, параметры, контролирующие локализацию нефтегазоносных структур в грабене Танюань, где уже открыты месторождения нефти и газа. Показано, что важную роль для определения перспектив нефтегазоносности имеют трансферные (поперечные) зоны разломов и прогибы с некомпенсированным осадконакоплением, в которых возможно наличие нефтематеринских пород озерного происхождения. Проведен анализ геолого-геофизических данных менее изученных грабенов Лобэй-Бирофельдского звена на территории России с целью оценки их перспектив нефтегазоносности.

Ключевые слова: рифтогенез, трансферные разломы, нефтегазоносность.

ВВЕДЕНИЕ

Огромный эмпирический материал, собранный и обобщенный по современным (оз. Байкал, Африканские грабены) и древним (рифты Красного, Северного морей, бассейны Западно-Сибирский, Сунляо, Бохайвань) рифтогенным бассейнам мира, существенно расширил и во многом изменил существовавшие до сих пор представления о строении, истории развития, перспективах обнаружения нефти, газа, газогидратов в рифтогенных бассейнах, в частности, в малых, которые лишь в стадию пострифтового погружения покрываются общим осадочным чехлом, а в рифтовую стадию развиваются индивидуально, формируя собственные изолированные нефтяные системы. Изменился подход и к континентальным озерным отложениям, заполняющим на рифтогенной стадии малые рифтовые бассейны. Опыт китайских ученых, подтвержденный детальной сейсморазведкой и бурением, показал, что бассейны Бохайвань и Сунляо на рифтогенной стадии состояли из 30–50 изолированных рифтов-грабенов, заполненных озерными осадками с высоким содержанием органического вещества.

Открытие нефтяных и газовых месторождений в неморских отложениях позволило увеличить добычу нефтяной продукции в Китае со 120 тыс. тонн до 160 млн тонн [24].

Небольшие по площади грабены в юго-западной части Среднеамурского бассейна (СБ) счита-

лись мало перспективными на обнаружение месторождений углеводородного сырья, в связи с чем изученность этих грабенов довольно низкая. Однако недавно на территории северо-восточного Китая в грабене Танюань, который имеет продолжение в юго-западной части Среднеамурского бассейна России, открыто два промышленных месторождения газа. Грабен Танюань довольно хорошо изучен. В пределах его выполнены сейсморазведочные работы, пробурены стратиграфические и разведочные скважины. На основе выполненных работ выявлены особенности геологического строения, имеющие важное значение для образования, накопления и сохранности углеводородного сырья.

Кайнозойские грабены на границе России и Китая являются структурными элементами Илань-Итунской ветви системы глубинных разломов Тан-Лу [25, 28 и др.], являющейся, в свою очередь, частью Восточно-Азиатского рифтового пояса [4]. Для них характерны сходные черты геологического строения: грабены, в основном, односторонние (крутой юго-восточный борт и пологий – северо-западный), ориентировка грабенов преимущественно северо-восточная, выполнены они пресноводно-континентальными угленосными отложениями с прослоями вулканитов [2, 5, 11].

Все вышесказанное позволяет использовать геолого-геофизические критерии нефтегазоносности, выявленные в хорошо изученном грабене Танюань, для оценки перспектив слабо изученных грабенов западной части Среднеамурского бассейна.

ИЛАНЬ-ИТУНСКАЯ ВЕТВЬ СДВИГОВОЙ СИСТЕМЫ ТАН-ЛУ

Сдвиговая система Тан-Лу простирается более чем на 5000 км и состоит из нескольких ветвей и звеньев. Илань-Итунская ветвь прослеживается от залива Бохайвань до р. Амур и далее, и состоит из грабен северо-восточного простирания (рис. 1). Непосредственно к российской границе подходит грабен Танюань, характеристике которого и будет уделено основное внимание (рис. 2).

Стратиграфия кайнозойских и меловых толщ бассейна Саньцзян, составной частью которого и является грабен Танюань Илань-Итунской ветви разломов Тан-Лу, приведена в ряде работ [7, 11, 15]. В северо-восточном Китае палеоцен-эоценовые отложения несогласно залегают на подстилающих отложениях и распространены ограниченно в приразломных депрессиях Хэйлунцзян, Илань-Шулань и Дуньхуа-Мишань. Они представлены тремя формациями: ф. Уюнь (палеоцен) мощностью 700 м, ф. Даляньхэ и ф. Хуанхуа (палеоцен-эоцен) общей мощностью до 2000 м. Состав формаций довольно однообразный. В нижней и верхней частях преобладают пески и песчаные галечники, а в средней – пески, глины, уголь. Только в верхней части ф. Даляньхэ отмечены мощные слои глин.

Во впадине Саньцзян кайнозойский разрез начинается эоцен-раннеолигоценовой формацией Баоюаньлин, мощностью 1300 м. Как правило, в нижней части она сложена песчаными галечниками, в средней – тонкими песками, глинами, углями, нефтяными сланцами, в верхней – песками и песчаными галечниками. В отдельных палеогеновых толщах выделяются прослой вулканитов. Выше залегают миоценовая формация Фуцзинь мощностью 100–600 м. Она сложена песками, глинами с линзами угля в нижней части и песчаными галечниками в верхней части. Иногда в верхней части фиксируются покровы базальтов мощностью до 40 м [11].

В разрезах скважин грабена Танюань, которые будут приведены ниже, не дается подразделение на формации, однако состав толщ описан достаточно детально. Эоценовые отложения мощностью от 1900 до 2400 м разделены на 5 пачек, олигоценовые мощностью 200–300 м – на 6 пачек.

ГРАБЕН ТАНЮАНЬ

Грабен Танюань является структурным элементом второго порядка, находящимся в северной оконечности звена Цзя-И Илань-Итунской ветви сдвиговой системы Тан-Лу. Площадь его порядка 3320 км². Грабен был изучен сейсморазведкой (27 попе-

речных профилей через 4 км и 3 продольных профиля через 8 км), пробурены стратиграфические и разведочные скважины.

Единого мнения о тектонотипе кайнозойских бассейнов Илань-Итунской ветви Тан-Лу нет. Одни исследователи считают, что грабен Танюань образовался в результате двухфазного рифтогенеза в эоцене и миоцене [27]. Другие авторы [20], анализируя сейсмостратиграфические профили в грабене, пришли к выводу о преобладающей роли сдвигов в формировании впадины (тип pull-apart). Ими выделено три седиментационные системы, соответствующие трем стадиям развития этого бассейна. Первая стадия – начальное прогибание с некомпенсированным осадконакоплением; вторая стадия – стабильный присдвиговый бассейн с компенсированным осадконакоплением; третья стадия – сжатие при избытке осадков.

Вероятнее всего, на рассматриваемый участок системы разломов Тан-Лу распространяются закономерности, установленные в хорошо изученном бассейне Бохайвань, расположенном на южном фланге ветви Илань-Итун системы Тан-Лу. Здесь доказано, что сначала проявился рифтогенез в результате подъема мантийного диапира, а затем – сдвиговые дислокации. В процессе формирования и эволюции грабены подвергались неоднократному воздействию тектонических движений, выраженных в растяжении, сжатии, сдвиге, подъеме, в результате чего образовались сложные системы разломов [10].

В грабене Танюань выделяется две системы разломов [23]: северо-восточная и секущая ее северо-западная (рис. 2). Отмечается большая роль сдвиговых дислокаций, при которых образовались небольшие ромбовидные в плане и корытообразные в разрезе прогибы. В результате создан структурный каркас в виде четырех продольных зон и пяти поперечных блоков [23]. С востока на запад располагается восточная зона прогибов, центральная зона поднятий, западная зона прогибов и западная зона склонов. В пределах зон выделено восемь прогибов (рис. 2). Мощность осадочных отложений чехла грабена Танюань порядка 5000–6000 м, в зонах поднятий и склонов – порядка 1000 м (рис. 3). Для грабена Танюань наиболее типичны полуграбены, ограниченные с востока главным сбросом, вдоль которого сформировался щелевой грабен с максимальной мощностью осадков.

В работе [22], посвященной интерпретации данных сейсморазведки в сложных районах, для Илань-Итунской ветви системы Тан-Лу приведены различные модели группирования разломов в разрезе (рис. 4). Показано разнообразие группирования разломов,

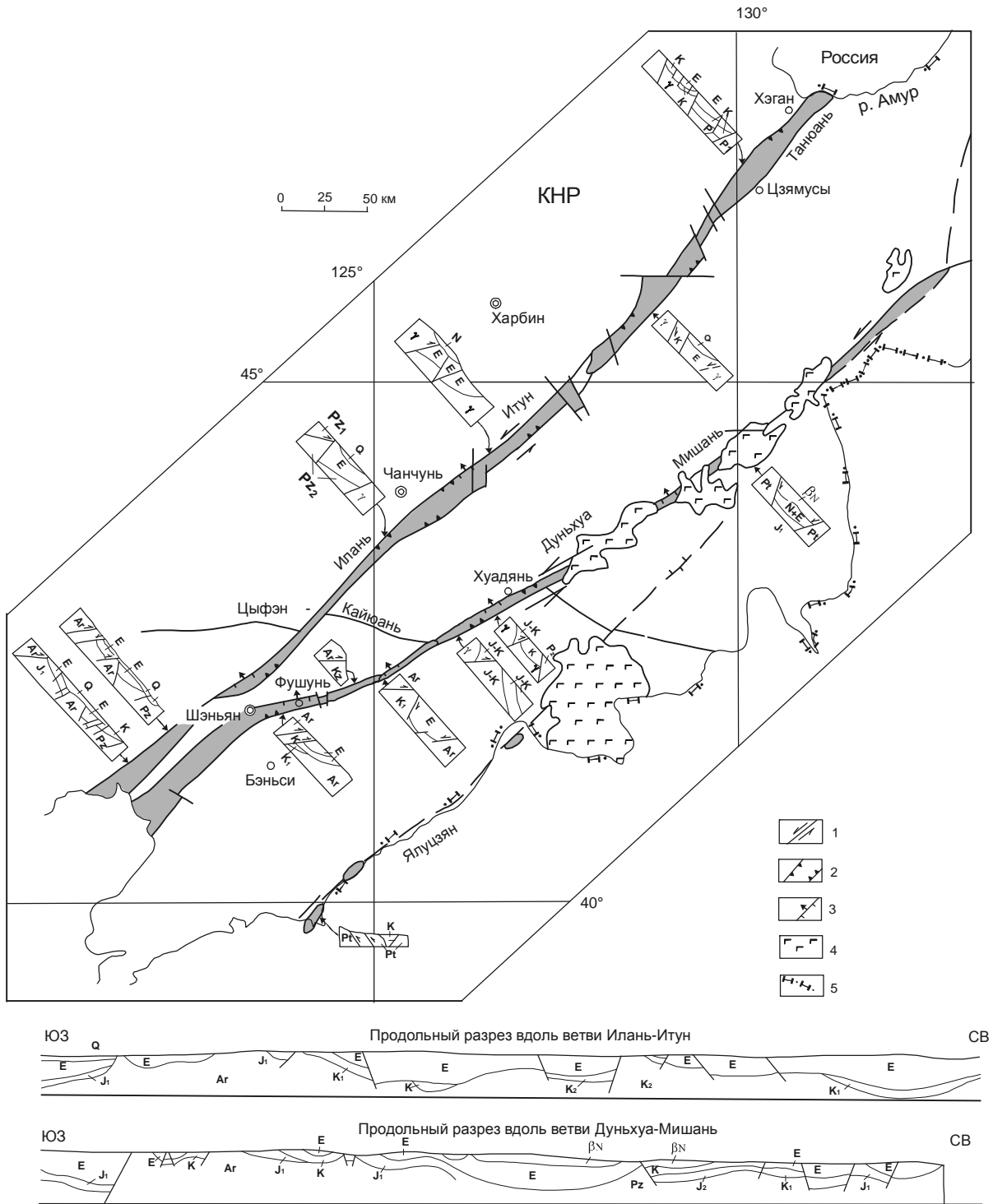


Рис. 1. Строение грабенов северных ветвей (Илань-Итун и Дуньхуа-Мишань) системы сдвигов Тан-Лу [28]. На плане: 1 – сдвиги; 2 – сбросы; 3 – обратные сбросы; 4 – неогеновые базальты; 5 – государственные границы.

образующих самые разнообразные комбинации. Подобные структуры встречаются и в грабенах Лобэй-Бирофельдского звена, что установлено по данным сейсморазведки и электроразведки [3, 15].

В результате исследований грабена Танюань выявлено, что большую роль в формировании ловушек имеют северо-западные трансферные разломы, поперечные по отношению к генеральному северо-восточному простиранию грабена и контролирующую

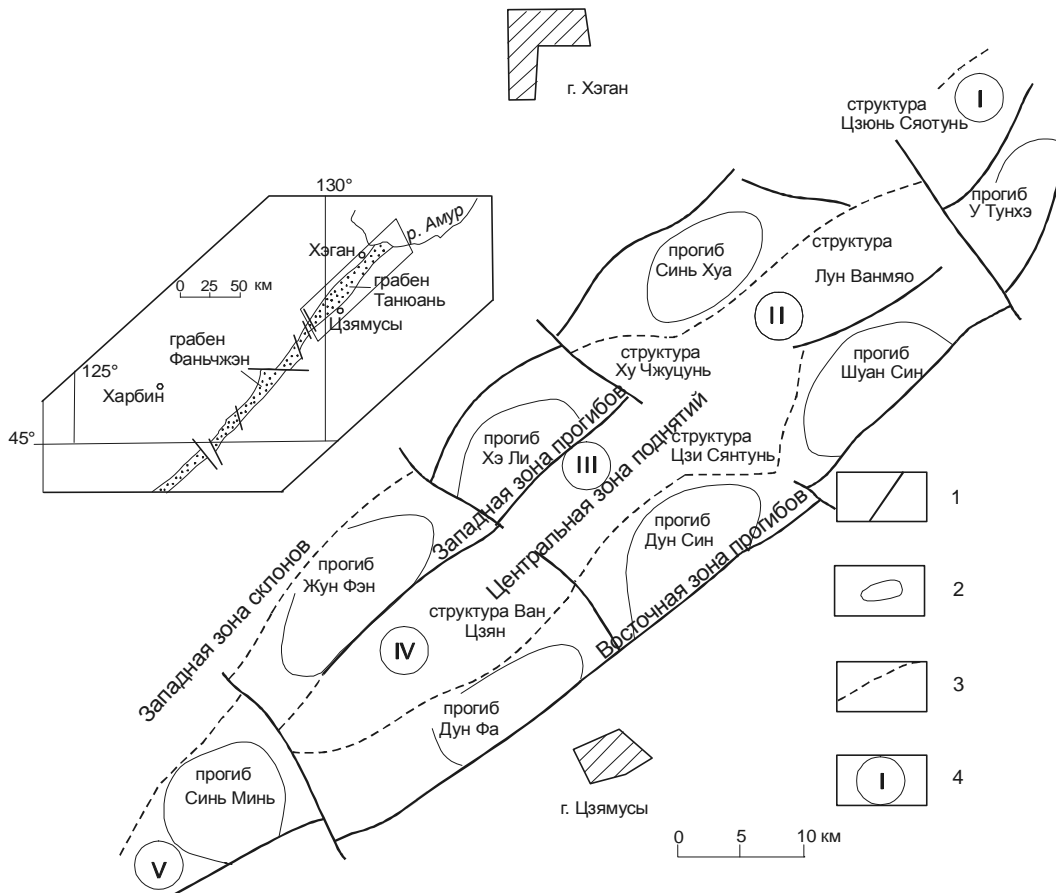


Рис. 2. Структурная схема грабена Танюань [23].

1 – разломы; 2 – прогибы второго порядка; 3 – границы прогибов и поднятий; 4 – номера блоков.

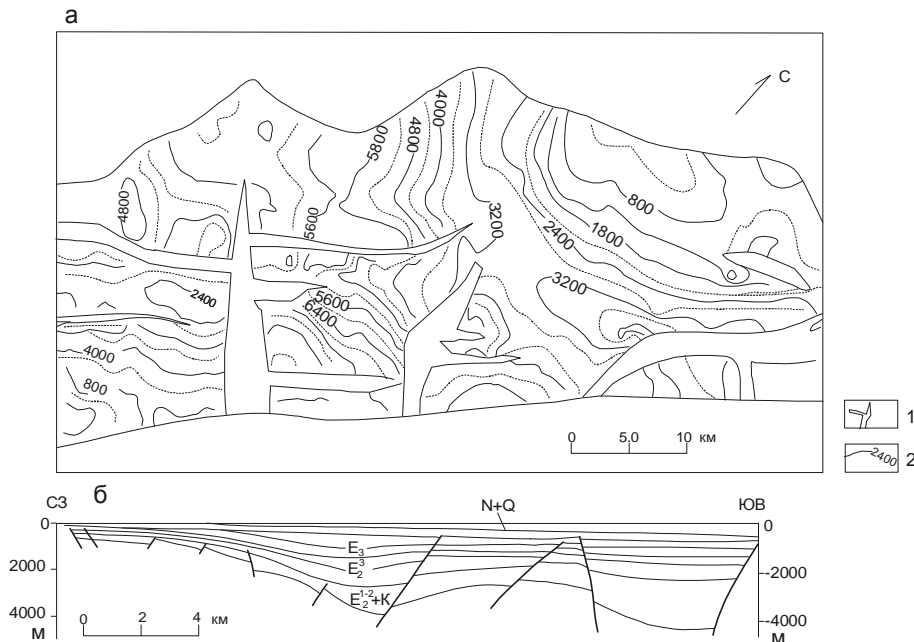


Рис. 3. Строение грабена Танюань [23].

а – изолинии мощности осадочного чехла на плане, б – поперечный разрез; 1 – разломы, 2 – изолинии мощности осадочного чехла в м.

№	Модели группировки сбросов	Объяснения	Примеры
1		При растягивающем, растягивающе-крутящем напряжениях фундамент разрывается, возникает группа граничных сбросов	Танюань, Лишу
2		При растягивающем, растягивающе-крутящем напряжениях возникают граничные разломы, при последующем сжатии или сжатии-кручении возникают вторичные встречные сбросы	Танюань, Бохайский залив
3		При растягивающем, растягивающе-крутящем напряжениях возникают граничные разломы, при последующем сжатии или сжатии-кручении возникают вторичные сбросы	Лишу, Дэхуй, Бохайский залив
4		При длительной деятельности граничных разломов возникает группа сбросов	Танюань, Лишу
5		По граничным разломам толщи подвергаются инверсии, после чего возникает группа вторичных сбросов	Лишу, Танюань, Хучжуцунь
6		Ранние граничные разломы и сбросы подвергаются сжатию и инверсии, возникает группа сбросов	Лишу, Танюань, Ляохэ
7		Ранние граничные разломы и их антитетические сбросы подвергаются последующему сжатию и сжатию-кручению	Танюань, Лишу, Дэхуй
8		Прямая пальмовая структура, образованная сжатием-кручением или сдвигом	Лишу, Дэхуй, Танюань
9		Обратная пальмовая структура, образованная растягиванием-кручением	Лишу, Дэхуй, Итун
10		При сжатии-кручении возникает прямая пальмовая структура, при последующем сжатии – наложенная разломная форма сброса	Танюань
11		Группа разломов на своде антиклинали, возникшая при инверсии толщ.	Лишу
12		Группа разломов, образованная синтетическими сбросами.	Лишу, Бохайский залив
13		Группа параллельных сбросов по склону на пологом склоне грабена	Лишу, Танюань
14		Группа сбросов против склона на пологом склоне грабена	Лишу, Танюань
15		Взбросо-надвиги фундамента на пологом склоне грабена	Лишу, Танюань
16		Структура "выжимания" фундамента	Лишу

Рис. 4. Распространенные модели группирования разломов в грабенах системы Тан-Лу [22].

щие изменение структурного рисунка осадочного чехла грабенов [26]. В последние годы этому типу структур, выявленных во многих рифтогенных структурах и называемых при наличии единичного разлома трансферным разломом, а при наличии нескольких разломов – трансферными зонами или зонами аккомодации, уделяется большое внимание [13, 21]. К такому типу в грабене Танюань относятся четыре разлома северо-западного направления, из них наиболее хорошо изучены два.

На рис.5 показаны разрезы осадочного чехла в северной части грабена Танюань, для которых характерен разный структурный рисунок. Для профиля 1 характерно наличие двух синхронных полуграбенов. Далее структурный рисунок изменяется, и на профиле 2 можно видеть единичный грабен с центральным поднятием. На профиле 3 структурный рисунок выражен просто единичным полуграбеном, нарушенным разломами. Между этими частями с тремя разными структурными рисунками осадочного чехла выделяются два поперечных разлома.

Скважина Цзи 1 в грабене Танюань, дающая промышленный приток газа, заложена в зоне разлома такого типа (рис. 6). Поперечный разлом контролирует распространение нефтегазоматеринских пород, а также локальные структуры, являющиеся оптимальными для образования нефтегазовых залежей. Подобная же ситуация имеет место в расположенном южнее грабене Фаньчжэн (рис. 2, врезка), где поперечный разлом контролирует самую крупную структурную ловушку. Вдоль зон поперечных разломов образуются поднятия с шлейфами озерных турбидитов, переходящих в глубоководные фации. Промышленные газовые залежи в скважине Фан 3 в грабене Фаньчжэн приурочены именно к турбидитовым пескам фации глубокого озера и контролируются поперечным разломом. В этой скважине в интервале 2850–3100 м турбидитовые пески имеют мощ-

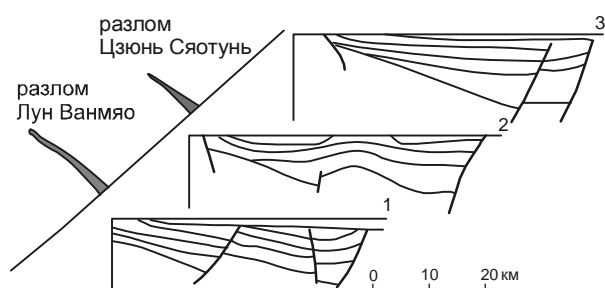


Рис. 5. Положение трансферных разломов в северной части грабена Танюань [25].

Пояснения в тексте.

ность около 250 м. В то же время зоны разломов такого типа является областью разрядки тектонического напряжения и местом, к которому мигрируют нефть и газ.

Типы прогибов в грабене Танюань

Перспектива обнаружения залежей углеводородного сырья зависит от наличия нефтематеринских пород, формирующихся в разных условиях прогибания. Исходя из разной активности разломов, разного характера движений блоков фундамента, особенностей накопления толщ в работе [23] выделены три типа прогибов – некомпенсированный (Дун Син), компенсированный (Шуан Син) и промежуточный тип (Жун Фэн) – и произведено сравнение распределения в них нефтематеринских толщ и возможных резервуаров и покровных в этих типах (рис. 7 а, б, в).

Некомпенсированный прогиб Дун Син является наиболее перспективным на обнаружение углеводородного сырья. К западу от него находится структура Цзи Сянтунь, в которой обнаружены газовые залежи. Данные бурения выявили в этом прогибе шесть подразделений, характеризующихся разнообразными фациями (рис. 7а). В целом скорость погружения прогиба больше, чем скорость накопления осадков. Прогиб долгое время находился в некомпенсированном состоянии. Характерны отложения фаций глубокого и относительно глубокого озера. Мощность темноцветных глинистых пород в скв.2 достигает 633 м.

Структурное положение, в котором находится прогиб Шуан Син, отличается от обстановки прогиба Дун Син. Вследствие того, что в прогиб Шуан Син поступали осадки как с западного склона так и с ле-

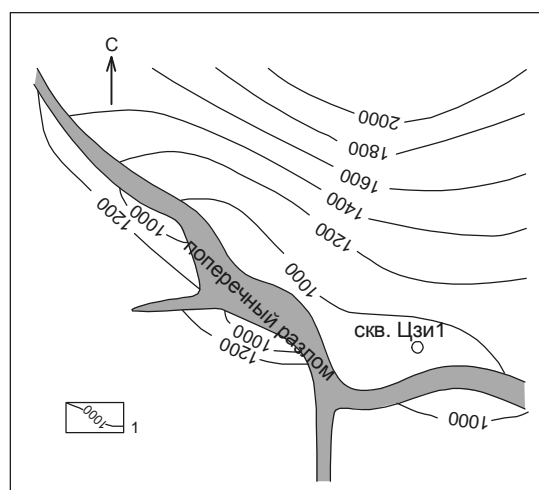


Рис. 6. Трансферный разлом в районе скважины Цзи1 [25].

1 – изолинии мощности осадочного чехла в м.

ки жачего крыла северо-восточного разлома, скорость осадконакопления была больше, чем скорость погружения бассейна. Прогиб заполнен в основном крупнообломочными отложениями, отмечаются многочисленные пласты угля (рис. 7б). Для такого прогиба не характерны тонкозернистые породы, угольные пласты многочисленны, но мощность их небольшая. Прогиб Синь Хуа также относится к этому типу. Подобные прогибы, по мнению китайских геологов, не перспективны для обнаружения месторождений нефти и газа.

Прогиб Жун Фэн находится в юго-западной части грабена Танюань, западнее центральной зоны поднятий. Из-за большой скорости седиментации в обстановке относительно глубокого озера (E_2^2) накопилась мощная пачка тонкозернистых пород. В одной из скважин мощность темноцветных глинистых пород (E_2^2) достигает 600 м (рис. 7в). Перспективы обнаружения углеводородов средние.

Закономерности распределения нефтематеринских пород, резервуаров и покрышек

В прогибе Дун Син выделены мощные толщи нефтематеринских пород, резервуары и покрышки (рис. 7а). В связи с тем, что прогиб долго находился в некомпенсированном состоянии, развиты мощные толщи нефтематеринских пород, одновременно наблюдаются следы частых трансгрессий и регрессий. Прогибы такого типа являются наиболее перспективными на обнаружение углеводородного сырья.

В прогибах компенсированного типа мощность тонкозернистых нефтематеринских пород невелика. Отсутствует полная система нефтематеринские породы–резервуар–покрышка. Например, в прогибе Шуан Син развит только один этаж нефтегазоносности (рис. 7б). Прогибы такого типа не перспективны на обнаружение месторождений углеводородов.

В прогибах смешанного типа в результате частой смены трансгрессий и регрессий образуется несколько этажей нефтегазоносности. И чем длительнее стадия некомпенсированного прогибания, тем мощнее слои темноцветных глинистых пород и выше их способность генерировать углеводороды. Например, в прогибе Жун Фэн (рис. 7в) развиты два седиментационных цикла, сформированы два этажа нефтегазоносности. Перспективы обнаружения месторождений углеводородного сырья в прогибах такого типа несколько хуже, чем в прогибах типа Дун Син, но лучше, чем в прогибах типа Шуан Син. Породы покрышки (E_2^4) представлены алевролитами, способность которых к экранирова-

нию несколько ниже, чем у пород покрышек в прогибе Дун Син, но лучше, чем в прогибе Шуан-Син. В одной из скважин в структуре Ван Цзян встречено явное нефтегазовое проявление, но не получен промышленный приток.

Таким образом, наиболее перспективными для образования углеводородного сырья являются прогибы некомпенсированного типа, которые более благоприятны для накопления мощных толщ нефтематеринских пород. Многократные циклы трансгрессии–регрессии способствуют образованию нескольких этажей нефтегазоносности.

Кайнозойские отложения грабена Танюань, как считают ряд китайских ученых, могут быть перспективны как на газ, так и на нефть, генерированную углем [12, 15]. Они делают такое заключение на основе анализа данных по содержанию $C_{орг.}$ хлороформенного битумоида "А" и его компонентов, элементов керогена, отражательной способности витринита, изотопного анализа, пиролизной хроматографии, в сравнении с аналогичными бассейнами.

ЛОБЭЙ-БИРОФЕЛЬДСКОЕ ЗВЕНО ИЛАНЬ-ИТУНСКОЙ ВЕТВИ СДВИГОВОЙ СИСТЕМЫ ТАН-ЛУ

Система сдвигов Тан-Лу прослеживается и на территорию России. Китайские исследователи [25, 28] неоднократно отмечали, что система Тан-Лу имеет структуру "рыбьей кости", т.е. имеет многочисленные ответвления. Подобную же структуру она имеет и на территории России (рис. 8). Одна ветвь имеет северо-восточное простирание, совпадающее с направлением Курской системы, и представлена двумя грабенами (Бирофельдский, Преображенский). Другая ветвь, Куканская [6], имеет ССВ простирание и состоит из кулисообразно сочленяющихся грабенов (Лобэйский, Самарский, Дитурский) и разделяющих их поднятий. Особняком стоит Башмакский грабен субширотного простирания, принадлежащий Бикинской системе разломов (рис. 8). Грабены выполнены кайнозойскими, а возможно и мезозойскими континентальными отложениями. Стратиграфия кайнозойских отложений подробно изложена в работах [3, 5, 11, 15, 17]. Ниже приведена краткая геолого-геофизическая характеристика наиболее крупных грабенов Лобэй-Бирофельдского звена.

Краткая характеристика грабенов

Бирофельдский грабен. Грабен – односторонний, с крутым юго-восточным и пологим северо-западным бортом. На юго-востоке он ограничен одним из разломов Курской системы разломов северо-восточного простирания. Грабен также рассечен систе-

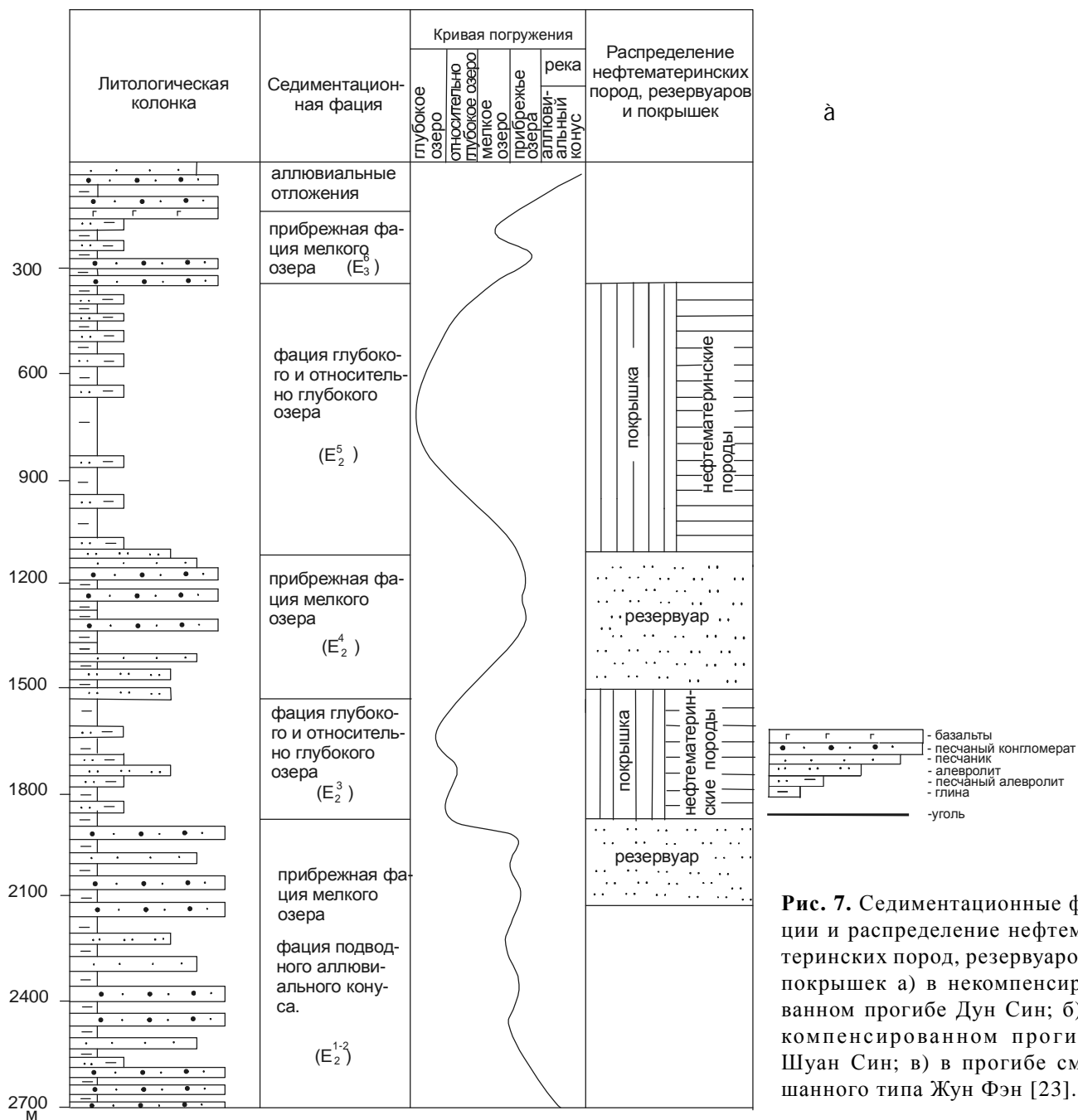


Рис. 7. Седиментационные фации и распределение нефтематеринских пород, резервуаров, покрышек а) в некомпенсированном прогибе Дун Син; б) в компенсированном прогибе Шуан Син; в) в прогибе смешанного типа Жун Фэн [23].

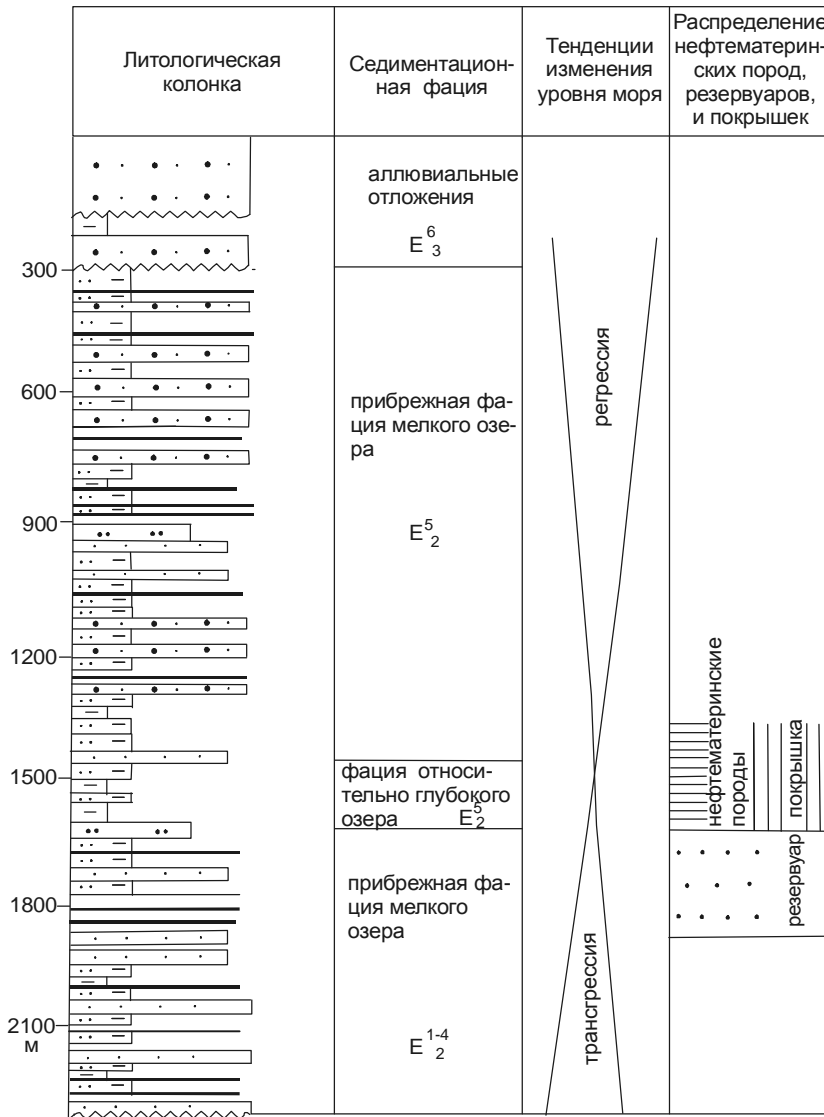
мой коротких поперечных разломов северо-западного и субширотного простирания. Длина грабена 70 км, ширина – 12–15 км, площадь грабена – порядка 900 км². Грабен выполнен кайнозойскими озерно-аллювиальными отложениями. Возможно наличие в наиболее погруженных частях грабена меловых осадочных и осадочно-вулканогенных образований.

Бирофельдский грабен изучен лучше других. В его северо-восточной части разведано Ушумунское бурогольное месторождение, там же пробурена самая глубокая скважина 1/3 ОК (1379 м). В пределах грабена были выполнены гравиметрические, элект-

роразведочные, высокоточные магниторазведочные и сейсморазведочные работы методом ОГТ [8].

По результатам сейсморазведочных работ на продольном профиле в грабене выделяется три прогиба – Ушумунский, Бирский, Преображенский, разделенных двумя поднятиями – Димитровским и Лазаревским. Димитровское поднятие имеет ширину 7.3 км, амплитуду 200–300 м. Лазаревское поднятие имеет ширину 14.7 км, амплитуду 750–1250 м (рис. 9).

На временных разрезах в пределах Бирофельдского грабена выделяются четыре основных сейсмокомплекса, слагающих осадочную часть разреза. Так



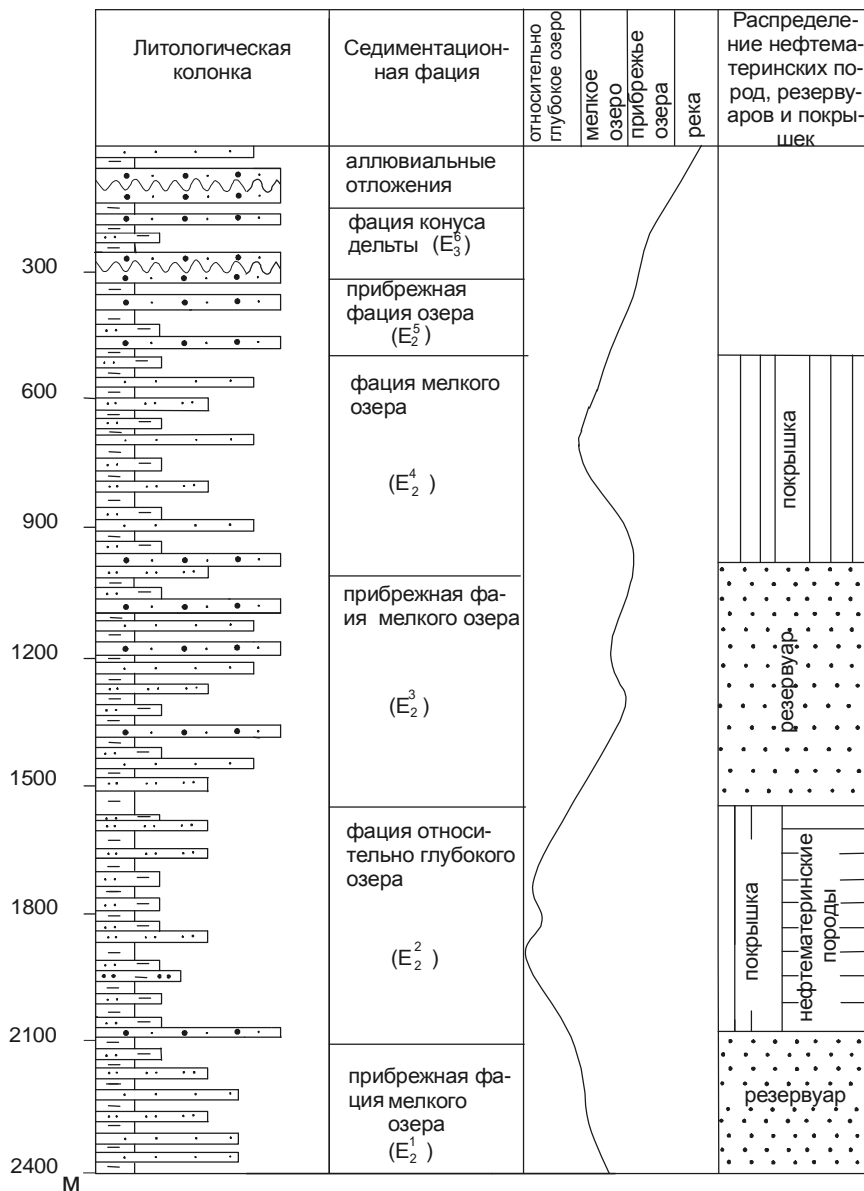
а

Рис. 7. (Продолжение).

как глубокое бурение и сейсмокаротажные исследования отсутствуют, стратиграфическая привязка сейсмокомплексов выполнена условно [8]: сейсмокомплекс I – неоген-палеогеновая толща (мощность – 250–750 м); сейсмокомплекс II – палеогеновые отложения (до 700 м); сейсмокомплекс III – нижнепалеогеновая часть разреза (450 м); сейсмокомплекс IV – верхнемеловые отложения (300 м). Иногда в пределах Бирофельдского грабена третий и четвертый сейсмокомплексы объединены в единый комплекс, тогда их суммарная мощность достигает 1100–1200 м. По мере продвижения с северо-востока на юго-запад мощность осадочных отложений IV сейсмокомплекса увеличивается и толща становится "немой" (отражающие границы отсутствуют), что связывается с вулканогенным характером отложений [8]. В низах сейсмокомплекса IV, ниже "немой" толщи появляется сейсмическая запись, которая может характеризовать

осадочные отложения. По данным ВЭЗ, на этих глубинах выделяется проводящий горизонт (9 Ом·м), что также указывает на осадочный характер отложений, вероятно, песчано-глинистого состава. Возможно, породы сейсмокомплекса IV в пределах зоны раздува мощности имеют вулканогенный состав. По данным высокоточных магниторазведочных работ западная часть Бирофельдского грабена характеризуется однородным спокойным магнитным полем, что свидетельствует об идентичности петромагнитных свойств пород фундамента и осадочного заполнения, а также об отсутствии проявлений сильно магнитных вулканитов (рис. 9).

В целом внутри контура Бирофельдского грабена магнитное поле спокойное и слабодифференцированное, однако ближе к юго-восточному борту, к востоку от р. Бол. Ушумун характер магнитного поля резко меняется – появляются интенсивные аномалии



â

Рис. 7. (Окончание).

обоих знаков. Это объясняется наличием в разрезе осадочной толщи вулканогенных образований. Наиболее вероятное их положение – в основании разреза. По данным магниторазведочных работ, верхняя кромка на левом берегу р. Бол. Ушумун размещается на глубине более 1400 м, нижняя кромка – на глубине 2000 м. В связи с тем, что по гравиметрическим данным глубина грабена в данном месте 2,5 км, реальная глубина может быть значительно больше. Под вулканогенными образованиями могут залегать осадочные породы раннепалеогенового или поздне мелового возраста [17].

Четко выраженные продольные сбросы внутри грабена по данным магниторазведки не установлены, однако впервые выявлена довольно густая сеть поперечных разломов [17].

По сейсмическим профилям были выполнены электроразведочные работы методом ДНМЭ (дифференциально-нормированный метод электроразведки). Этот метод предназначен не только для структурных построений, но и для прямых поисков углеводородов. Результаты электроразведочных работ на качественном уровне по порядку глубин и поведению границ соответствуют результатам сейсморазведки. В пределах сейсмических профилей 1, 4, 5 [17] выделена аномалия, характерная для залежей углеводородов. В аномальной зоне отмечается увеличение коэффициента поляризуемости относительно фоновых значений, уменьшение показателя степени и времени релаксации и некоторое возрастание удельного сопротивления. Однако однозначно увязывать такого типа аномалии с за-



Рис. 8. Система грабенов Лобэй-Бирофельдского звена.

1 – выходы пород фундамента; 2 – вулканогенные образования кислого состава; 3 – вулканогенные образования основного состава; 4 – разломы, установленные по данным аэромагниторадиометрических работ; 5 – разломы предполагаемые; 6 – изолинии мощности (м); 7 – глубокие (=1500 м) области грабенов; 8 – скважины и их номер: опорно-картировочные (а), углепоисковые (б).

Грабены: I – Лобэйский, II – Самарский, III – Дитурский, IV – Преображенский, V – Бирофельдский, VI – Башмакский.

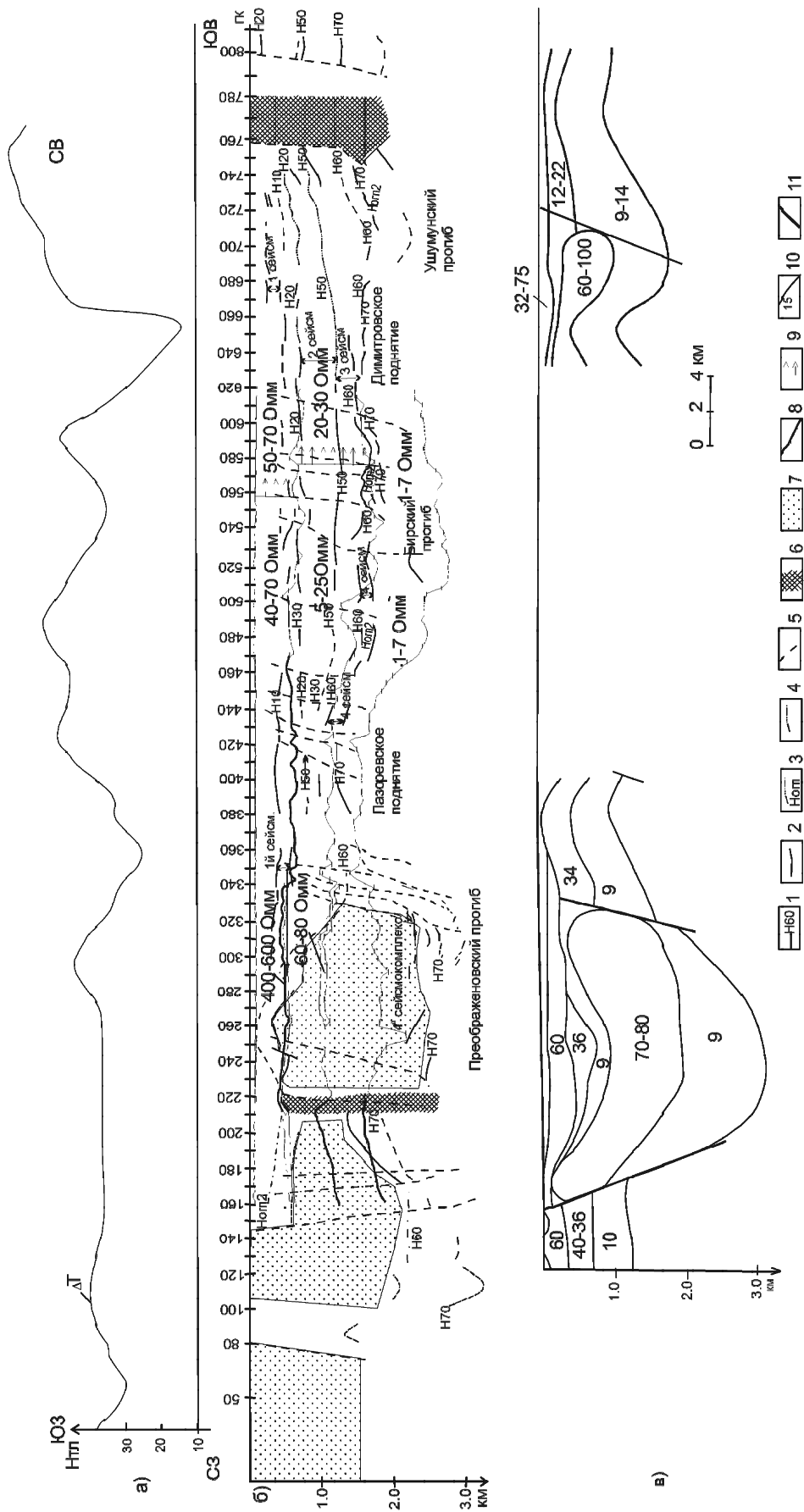


Рис. 9. Результаты геофизических работ в Бирофельском грабене по продольному профилю: а) высокоточной магниторазведки; б) сейсмо-разведочных и электроразведочных работ методом ДНМЭ; в) электроразведочные работы методом ВЭЗ. 1 – опорные отражающие границы; 2 – промежуточные отражающие границы; 3 – преломляющие границы; 4 – участки отождествления отражающих границ; 5 – тектонические нарушения; 6 – зоны разломов; 7 – "немая толща"; 8 – геоэлектрические границы по данным ДНМЭ; 9 – зона аномалии ДНМЭ; 10 – геоэлектрические горизонты по данным ВЭЗ и значения их удельных сопротивлений (Ом·м); 11 – разломы по данным ВЭЗ.

лежами нефти и газа неправомерно, вероятнее всего, здесь фиксируется отклик видоизмененных пород, объем которых значительно превышает размеры залежи [17].

Лобэйский грабен. Грабен односторонний с крутым юго-восточным бортом и пологим северо-западным. Длина его 20 км, ширина 5–15 км, площадь – 200 км². Мощность осадочных отложений, по данным ВЭЗ, более 2000 м. Сейсморазведочные работы в грабене не проводились. Глубоких скважин нет, осадочное выполнение изучено бурением углеразведочных скважин до глубины 500 м. В верхней части разреза вскрыты песчано-галечниковые и песчано-глинистые отложения руслово-пойменного и болотно-озерного комплексов. Ниже скважинами вскрыта толща переслаивающихся плотных и пористых базальтов, мощностью 40 метров, предположительно миоценового возраста [3].

Самарский грабен. Грабен односторонний, с крутым юго-восточным бортом и пологим северо-западным. Длина грабена – более 35 км, ширина – 12–15 км, площадь – порядка 450 км². Мощность осадочного чехла более 2000 м. Грабен изучен крайне слабо.

Дитурский грабен. Грабен асимметричный, с крутым юго-восточным бортом и пологим северо-западным. Длина грабена – 40 км, ширина – 5–12 км. Площадь грабена порядка 300 км². Мощность осадочного чехла, по данным сейсморазведки и ВЭЗ, достигает 3000 м. Грабен пересечен одним сейсморазведочным профилем. В осадочном чехле выделено пять сейсмокомплексов. Стратиграфический диапазон верхних четырех сейсмокомплексов аналогичен сейсмокомплексам в Бирофельдском грабене. Сейсмокомплекс V отождествляется с отложениями мелового возраста (К?), мощность его достигает 800 м.

В магнитном поле разломы, ограничивающие Самарский, Лобэйский и Дитурский грабены четко не фиксируются. Однако в пределах грабенов выявлены многочисленные поперечные разломы.

Данные магниторазведочных работ позволяют предположить более широкое развитие вулканогенных пород миоценового возраста в Лобэйском, Самарском и Дитурском грабенах. Глубина залегания этих магнитоактивных вулканогенных толщ относительно небольшая и не превышает сотни метров. Наличие пород с различной ориентировкой суммарного вектора намагничивания позволяет предположить, по крайней мере, не менее двух этапов формирования эффузивной толщи. Общая площадь развития неогеновых вулканитов оценивается в 500 км² [17].

Результаты электроразведочных работ методом ВЭЗ

В западной части Среднеамурского бассейна в разные годы были выполнены электроразведочные работы методом ВЭЗ в достаточно большом объеме. Было переинтерпретировано порядка 300 точек ВЭЗ по методике, описанной в [14]. Ввиду отсутствия скважин глубокого бурения и каротажа, для определения удельного сопротивления геоэлектрических горизонтов и исключения искажений в бортовых частях грабенов производилось закрепление удельных сопротивлений горизонтов по точкам ВЭЗ, расположенным в местах, заведомо удаленных от бортов грабена, и на тех кривых ВЭЗ, где принцип эквивалентности применим в узких пределах.

Геоэлектрический разрез осадочного чехла западной части Среднеамурского бассейна довольно сложный. Отмечаются кривые ВЭЗ типов КQQН, КQH, КQНКН, КНКН с нерасчлененной правой частью (НКН). Однако для большей части бассейна характерны пятислойные кривые типа КQH. В осадочном чехле грабенов выделяется три основных геоэлектрических горизонта (без учета маломощных горизонтов в верхней части разреза): высокоомный (в разрезе типа К), относительно высокоомный (в разрезе типа Q) и низкоомный (в разрезе типа Н). Низкоомный надпорный горизонт, выделенный в нижней части разреза осадочного чехла грабенов, распространен повсеместно и достаточно четко проявлен, поэтому он принят в качестве маркирующего горизонта.

Сопротивление выделенных горизонтов изменяется по площади. Наиболее низкие сопротивления отмечаются в восточной части Бирофельдского грабена, в районе скважины 1/3 ОК. Низкоомный маркирующий горизонт характеризуется удельным сопротивлением 5–10 Ом·м, относительно высокоомный горизонт имеет сопротивление порядка 22 Ом·м, высокоомный горизонт – 36 Ом·м. Наиболее высокие значения удельного сопротивления наблюдаются в Самарском, Лобэйском, Башмакском грабенах.

Из-за отсутствия глубоких скважин литологическая и стратиграфическая привязка геоэлектрических горизонтов выполнена условно. На исследованной территории пробурена лишь одна скважина – 1/3ОК (1379 м), которая позволила связать низкоомный маркирующий горизонт с удельным сопротивлением порядка 5–10 Ом·м в Бирофельдском грабене с преимущественно песчаными (достаточно обводненными) отложениями чернореченской свиты (рис. 10). Преимущественно глинисто-алевритовые отложения озерно-болотной

фации бирофельдской свиты и нижней подсвиты ушумунской свиты характеризуются удельным электрическим сопротивлением порядка 22 Ом·м (относительно высокоомный горизонт в разрезе типа Q). Отложения верхней подсвиты ушумунской свиты, представленные переслаиваниями песков, глин, алевролитов, отмечаются сопротивлением порядка 36 Ом·м (высокоомный горизонт в разрезе типа K).

Высокоомный горизонт с удельным сопротивлением 300–400 Ом·м (Самарский и Лобэйский грабены – скв. 1, скв. 5) отождествляется с песчано-галечниковыми отложениями приамурской свиты, относительно высокоомный горизонт с сопротивлением 100–170 Ом·м – с отложениями головинской свиты, представленной базальтами, песками, глинами и алевролитами. Низкоомный горизонт в этой части бассейна скважинами не вскрыт. Относительно низкие значения удельного сопротивления маркирующего горизонта позволяют предполагать преимущественно песчано-глинисто-алевритовый его состав.

Для анализа параметров выделенных геоэлектрических горизонтов (мощности, удельного электрического сопротивления, гипсометрических отметок кровли) по площади был построен комплект карт, отдельные из которых здесь приводятся (рис. 8, 11, 12).

Мощность осадочных отложений на российской территории несколько ниже, чем в грабене Танюань (рис. 8). Нужно иметь в виду, что методом ВЭЗ в данном случае определялась минимально возможная глубина залегания фундамента, и поэтому мощность осадочных отложений грабенов может быть и несколько больше. Мощность осадочного чехла в Самарском, Лобэйском и Преображенском грабенах более 2000–2100 м, Башмакском – 1500 м, Дитурском и Бирофельдском – до 3000 м.

Максимальные мощности в грабенах отмечаются вдоль разломов разной ориентировки или на пересечении нескольких разломов. Максимальная мощность осадочного чехла в Лобэйском грабене наблюдается на пересечении разломов северо-восточного, субширотного и северо-западного простирания. В Самарском грабене максимальная мощность осадочного чехла отмечается вдоль разлома северо-восточного простирания, в Дитурском грабене – вдоль субширотного разлома, в Преображенском грабене – вдоль разлома северо-западного направления. В западной части Бирофельдского грабена максимальная мощность осадочного чехла отмечается на пересечении разломов северо-восточного и субмеридионального простирания, в Башмакском грабене – вдоль разломов субмеридионального и северо-западного простирания. По смещению изолиний мощности в

Самарском грабене наблюдается правосторонний сдвиг (рис. 8).

Мощность низкоомного маркирующего горизонта максимальна в Дитурском грабене – 2000 м, в Самарском грабене она составляет 1500 м, в Бирофельдском, Преображенском, Башмакском грабене – 1000 м, Лобэйском – 500 м (рис. 11).

Удельное электрическое сопротивление низкоомного маркирующего горизонта изменяется по площади (рис. 12). Наиболее низкие сопротивления характерны для Бирофельдского грабена (менее 10 Ом·м), для Дитурского и Преображенского грабена – 15 Ом·м, для Самарского, Лобэйского – 20–30 Ом·м, Башмакского грабена – порядка 40 Ом·м. Так как одноуровневые горизонты, как правило, обводнены одинаково, а степень минерализации подземных вод мало влияет на удельное электрическое сопротивление ввиду того, что в данном районе подземные воды в основном пресные, то различия сопротивлений низкоомного горизонта связаны, вероятнее всего, с различным литологическим составом пород, выполняющих нижнюю часть грабенов. Тесная связь между удельным электрическим сопротивлением пород и их литологией позволяет выделять электроразведкой крупные литологические комплексы в разрезе осадочных отложений, что имеет важное значение в нефтяной геологии. В настоящее время электроразведка применяется в нефтяной геологии как на этапах первичной оценки перспективности площадей на обнаружение месторождений нефти и газа, так и для непосредственного обнаружения залежей [9].

Поведение геоэлектрических горизонтов в вертикальном разрезе демонстрируется на системе взаимоувязанных разрезов, пересекающих Самарский, Лобэйский, Дитурский и Преображенский грабены (рис. 13). Сопротивление выделенного в нижней части разреза маркирующего горизонта изменяется от 10–15 Ом·м в Дитурском и Преображенском грабене до 22–42 Ом·м в Самарском грабене. Вышележащий относительно высокоомный горизонт характеризуется достаточно выдержанным уровнем удельного электрического сопротивления – 100–170 Ом·м. Удельное электрическое сопротивление высокоомного горизонта изменяется от 170–200 Ом·м в Дитурском грабене до 270–360 Ом·м в Лобэйском и Самарском грабенах (профиль I). На профиле II в Лобэйском грабене выявлены высокоомные отложения (300 Ом·м) внутри низкоомного горизонта. Эти данные позволяют в первом приближении оценить литологический состав разреза осадочного чехла.

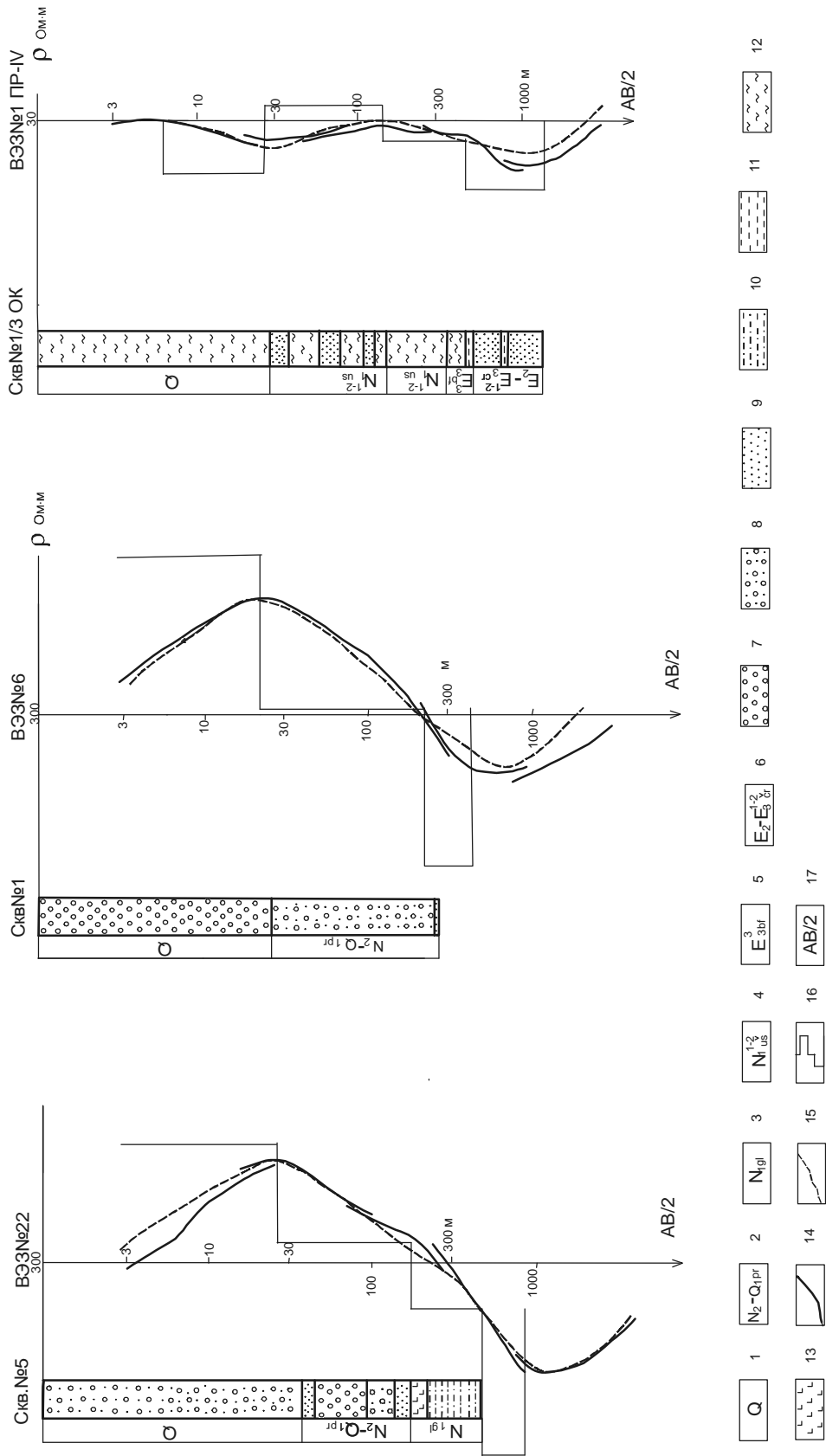


Рис. 10. Параметрические ВЭЗ около буровых скважин. Положение скважин см. на рис. 8.

1–6 – отложения: 1 – четвертичные, 2 – приамурской свиты, 3 – головинской свиты, 4 – ушумунской свиты, 5 – бирюфельдской свиты, 6 – чернореченской свиты; 7 – галечник; 8 – галька с песком; 9 – песок; 10 – песчаный алевроит; 11 – алевроит; 12 – глина; 13 – базальты; 14 – кривые ВЭЗ; 15 – теоретически рассчитанная кривая ВЭЗ; 16 – результаты интерпретации кривых ВЭЗ; 17 – полуразнос установки ВЭЗ.

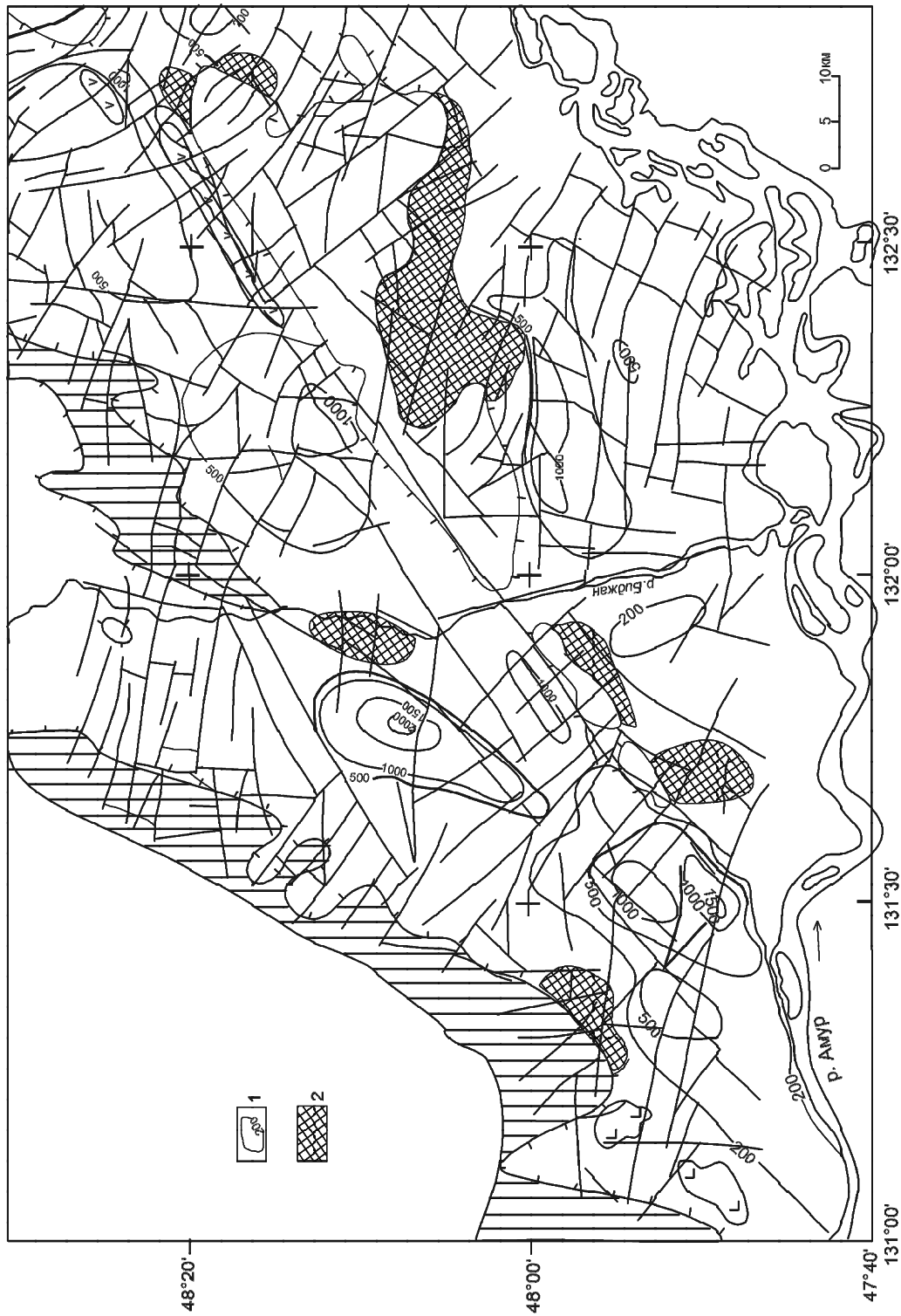


Рис. 11. Карта мощности маркирующего горизонта.

1 – изолинии мощности маркирующего горизонта в метрах; 2 – близко расположенные к поверхности выходы пород фундамента по данным ВЭЗ. Остальные условные обозначения см. на рис. 8.

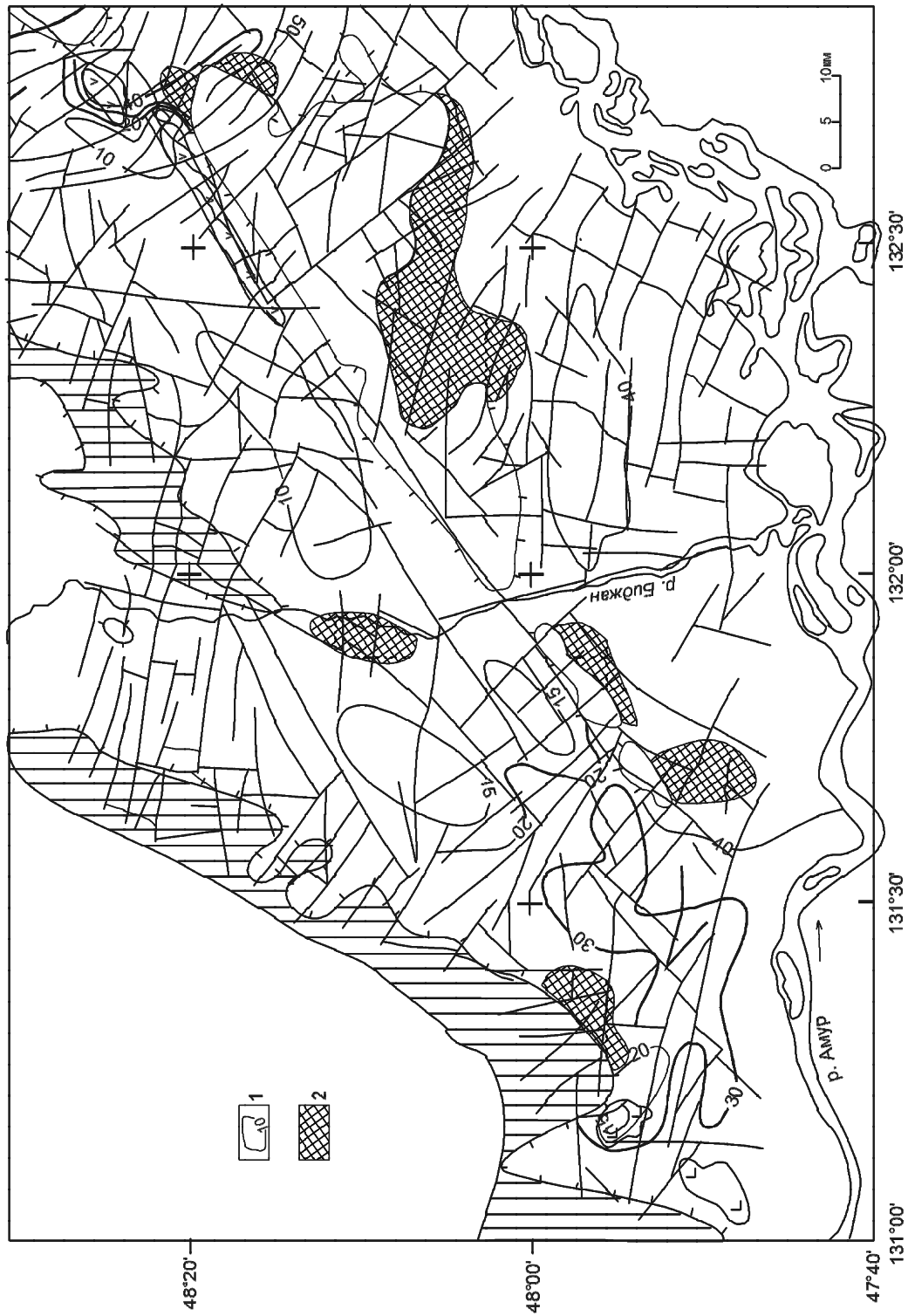
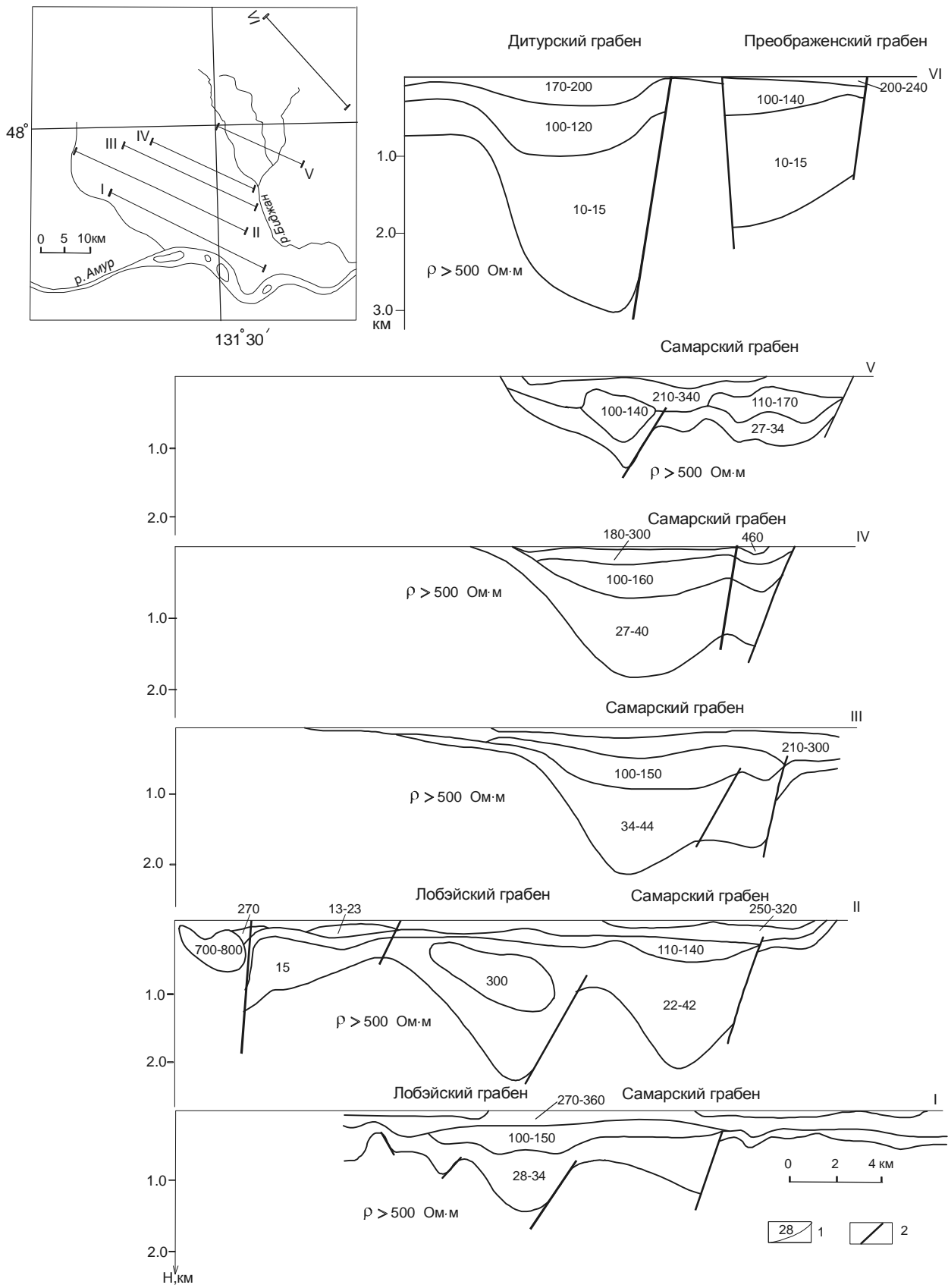


Рис. 12. Карта удельного электрического сопротивления маркирующего горизонта.

1 – изолинии удельного электрического сопротивления (Ом·м); 2 – близко расположенные к поверхности выходы пород фундамента по данным ВЭЗ. Остальные условные обозначения см. на рис. 8.



Перспективы нефтегазоносности

Изложенный материал показывает различную степень геолого-геофизической изученности российских и китайских грабен. Однако в меру имеющегося фактического материала и в сравнении с хорошо изученными китайскими грабенами можно выделить ряд факторов, на которые следует обратить внимание при оценке перспектив нефтегазоносности этих структур. Как показано выше, важное значение для определения перспектив нефтегазоносности грабен в Восточном Китае имеет выделение трансферных разломов или зон и достаточно мощных толщ нефтематеринских пород, представленных тонкозернистыми отложениями озерных систем.

Разломы северо-западного простирания, которые установлены в хорошо изученном грабене Танюань и представляют интерес при определении перспектив нефтегазоносности грабен, впервые были выделены в грабенах Лобэй-Бирофельдского звена недавно по результатам высокоточных аэромагнито-разведочных работ масштаба 1:50 000 [14]. Такие разломы давно выделены в сопредельных структурах, например, в Переяславском грабене, расположенном в восточной части Среднеамурского бассейна [19], и в других структурах Приамурья [18], но не была ясна их роль в локализации залежей углеводородов. По данным ВЭЗ трансферные разломы возможно выделять по изменению структурного рисунка осадочного чехла, по коленообразным перегибам изолиний мощности осадочного чехла, а также между отдельными прогибами по аналогии с китайскими данными. Эти разломы показаны как предполагаемые на рис. 8.

Изменение структурного рисунка осадочного чехла хорошо демонстрируется на системе разрезов (рис. 13). Как видно, наблюдается такая же зональность, как и в грабене Танюань – с восточной стороны отмечается прогиб, в центральной части – поднятие и потом прогиб, в западной части – зона пологого склона (рис. 13). Мощность осадочных отложений над центральным поднятием примерно такая же, как и на китайской территории – около 1000 м (профиль II). Между профилями II и III отмечается изменение структурного плана осадочного чехла. На профилях I и II структурный план представлен двумя односторонними грабенами – Лобэйским и Самарским. На профиле III отмечается один грабен с центральным поднятием. Возможно наличие поперечного северо-

западного разлома между профилями II и III, контролирующего изменение структурного плана осадочного чехла, который является поперечным к основному разлому северо-восточного направления, т.е. северо-западным. На профиле VI структурный план опять изменяется и представлен двумя грабенами – односторонним Дитурским и двусторонним Преображенским. Кроме того, наблюдается достаточно резкое увеличение сопротивления маркирующего горизонта от 10–15 Ом·м на профиле VI до 27–34 Ом·м на профиле V. Т. о. можно предполагать наличие поперечного разлома между профилями V и VI. Выделенные трансферные разломы по данным ВЭЗ удовлетворительно совпадают с некоторыми поперечными разломами, выделенными по данным высокоточных магниторазведочных работ.

Северо-западные разломы могут быть выявлены и в других частях осадочного бассейна, например, в Бирофельдском грабене, где внутри грабена по данным сейсморазведки выделено два поднятия. Трансферные разломы часто контролируют поднятия внутри рифтовых структур.

Нефтематеринские породы в грабене Танюань представлены алевроито-глинистыми отложениями фаций глубокого и относительно глубокого озера. Из-за слабой изученности юго-западной части Среднеамурского бассейна подобные отложения скважинами не вскрыты. Отложения озерно-болотного комплекса бирофельдской свиты, вскрытые скважиной 1/3ОК, имеют незначительную мощность и могут быть отнесены к отложениям мелкого озера. Ниже вскрыты преимущественно песчаные отложения руслово-пойменного комплекса чернореченской свиты.

Для осадочных отложений песчано-глинистого состава характерны наиболее низкие значения удельного электрического сопротивления. Глинистые породы отличаются в основном низкими и сравнительно постоянными значениями удельного сопротивления, в то время как сопротивление песков и песчаников сильно зависит от степени водонасыщенности и минерализации пластовых и поровых вод. Песчаные отложения, насыщенные сильно солоноватыми и солеными водами, могут иметь значения удельных сопротивлений, сопоставимые со значениями удельных сопротивлений глинистых отложений [16]. Зависимость удельного сопротивления песчано-глинистых отложений от содержания в них песчаного материала изучалась для осадочных отложений о. Сахалин [1].

Рис. 13. Геоэлектрические разрезы в пределах Лобэйского, Самарского, Дитурского и Преображенского грабен.

1 – геоэлектрические горизонты и их удельные сопротивления (Ом·м); 2 – разломы.

Глинистые отложения характеризуются наиболее низкими значениями удельного сопротивления – 4–8 Ом·м. По мере насыщения песчаным материалом удельное сопротивление песчано-глинистых отложений увеличивается и достигает 14–100 Ом·м преимущественно песчаных отложений. В районе исследования такая закономерность не подтвердилась, минимальные значения удельных сопротивлений характерны для преимущественно песчаных отложений чернореченской свиты. Необходимо проведение дополнительных геофизических и гидрологических работ для изучения связи с литологическим составом пород их удельного электрического сопротивления.

В Лобэйском, Самарском, Дитурском, Преображенском грабенах, в западной части Бирофельдского грабена два верхних горизонта (высокоомный и относительно высокоомный) нефтематеринские породы включать не могут, так как песчано-алеврито-глинистый состав озерных отложений предполагает достаточно низкий уровень удельного сопротивления. Наиболее перспективным на обнаружение нефтематеринских пород является низкоомный маркирующий горизонт. Участки максимальной мощности маркирующего низкоомного горизонта будут являться наиболее перспективными на обнаружение отложений озерных систем.

ВЫВОДЫ

Сравнительный анализ грабенов Цзя-И звена, расположенных на китайской территории, и грабенов Лобэй-Бирофельдского звена на российской территории, принадлежащих единой системе разломов Тан-Лу, показал многие черты сходства. Главное отличие – несравнимая степень изученности: очень детальная в Китае (в том числе 33 скважины пробурено вблизи границы с Россией) и неравномерная и слабая в России (всею одна неглубокая скважина).

Тем не менее, строение грабенов при всем их многообразии в целом сходное, что позволяет предполагать присутствие всех тех закономерностей структуры грабенов, стратиграфической последовательности, типов строения прогибов второго порядка, особенностей локализации углеводородов, соотношения нефтематеринских пород, резервуаров и покрышек, которые установлены для грабенов Цзя-И звена, и расположенных северо-восточнее грабенах Лобэй-Бирофельдского звена (в частности, в Бирофельдском грабене).

Глубина грабенов Лобэй-Бирофельдского звена несколько меньше. Однако, как свидетельствуют данные скважин, пробуренных в грабене Танюань до глубины 2100–2700 м, даже в этом интервале присутствуют нередко две нефтяные системы. Это позволя-

ет прогнозировать присутствие нефтяных систем и в российских грабенах глубиной 2–3 км (Самарском, Дитурском, Бирофельдском).

Особенно важным представляется выявление трансферных разломов и их зон в грабенах Лобэй-Бирофельдского звена, поскольку в грабенах звена Цзя-И (Танюань, Фанчжен) с ними связаны нефтегазоносные структуры.

После проведенного сравнительного анализа более четко высветились те проблемы, на которые следует обратить особое внимание.

Используя комплексную интерпретацию геолого-геофизических данных следует: 1) отбраковать участки развития вулканогенных образований; 2) изучить детальную структуру (каркас) грабенов с выделением локальных погружений размером порядка 5×15 км; 3) с густотой 20–30 км выявить трансферные разломы и зоны; 4) на имеющихся сейсмопрофилях провести секвенсстратиграфический, сейсмофациальный анализ; 5) попытаться оконтурить зоны некомпенсированного прогибания, заполненные песчано-глинистыми озерными осадками. Проведя эту работу, можно будет выбрать места заложения поисковых скважин.

Работа выполнена при поддержке РФФИ и Правительства Хабаровского края (проект 04-05-97016).

ЛИТЕРАТУРА

1. Альперович И.М., Никифоров В.М. Электропроводность осадочной толщи о. Сахалин // Тихоокеан. геология. 1984. № 2. С. 67–76.
2. Ахмадулин В.А., Камаев Н.М., Черныш Л.Н., Черныш С.Г. Особенности строения и перспективы нефтегазоносности западной зоны Среднеамурской впадины (в пределах территории ЕАО) // Перспективы нефтегазоносности Среднеамурской впадины. Биробиджан: ИКАРП, 1996. С. 6–21.
3. Варнавский В.Г. Палеогеновые и неогеновые отложения Средне-Амурской впадины. М.: Наука, 1971. 183 с.
4. Варнавский В.Г., Малышев Ю.Ф. Восточно-Азиатский грабеновый пояс // Тихоокеан. геология. 1986. № 3. С. 3–13.
5. Варнавский В.Г., Крапивенцева В.В., Кириллова Г.Л., Кузнецов В.Е. Перспективы газоносности рифтогенных структур Лобэй-Бирофельдского звена системы разломов Танлу (Приамурье) // Тихоокеан. геология. 1997. Т. 16, №2. С. 93–102.
6. Геологическая карта Российской Федерации. 1:1000000. ВСЕГЕИ. 1990.
7. Геология провинции Хэйлунцзян: Объяснительная записка к геологической карте м-ба 1:1000000.1993. (На кит. яз. с англ. реф.).
8. Калашникова А.С., Лазарев А.П., Трондин В.И. Сейсморазведочные работы МОГТ на территории Еврейской Автономной Области // Геофизика. 1999. Спец. вып. к 50-летию "Иркутскгеофизики". С. 29–32.
9. Каменецкий Ф.М., Мамаев В.А. Аэроэлектроразведка и малоглубинная наземная электроразведка при прогнози-

- ровании месторождений углеводородов // Геофизика. 1996. № 2. С. 24-40.
10. Кириллова Г.Л. Структура кайнозойских осадочных бассейнов зоны сочленения Восточной Азии с Тихим океаном. Владивосток: ДВО РАН, 1992. 144 с.
 11. Кириллова Г.Л., Лю Чжаоцзюнь, Ван Сымин, Варнавский В.Г., Крапивенцева В.В. Стратиграфическая корреляция верхнемезозойских – кайнозойских разрезов Среднеамурского (Саньцзян) осадочного бассейна // Тихоокеан. геология. 1996. Т. 15, № 6. С. 81–102.
 12. Кириллова Г.Л., Лю Чжаоцзюнь. Геологическое строение и нефтегазоносность бассейна Саньцзян (КНР) в связи с оценкой перспектив Приамурья // Перспективы развития и освоения топливно-энергетической базы Дальневосточного экономического региона, углеводородных ресурсов шельфа морей Северо-Востока и Дальнего Востока России. СПб.: ВНИГРИ, 1998. С. 228–233.
 13. Мазарович А.О. Краткий толковый словарь англо- и русскоязычных терминов по тектонике и геоморфологии океана. М.: Науч. мир, 2000. 120 с.
 14. Меркулова Т.В., Манилов Ю.Ф. К вопросу о строении юго-западной части Средне-Амурской впадины // Тихоокеан. геология. 1998. Т. 17, № 4. С. 116–120.
 15. Нефтегазоносность юга Дальнего Востока и сопредельных регионов (Сопоставительный анализ) / Буряк В.А., Бакулин Ю.И., Беспалов В.Я., Врублевский А.А. и др. Хабаровск, 1998. 282 с.
 16. Петрофизика: Справочник. Кн. I. Горные породы и полезные ископаемые / Под ред. Н.Б. Дортман. М.: Недра, 1992. 390 с.
 17. Структуры и нефтегазоносность западной части Средне-амурской впадины / А.А. Врублевский, В.А. Ахмадулин, В.А. Буряк, В.Н. Воропаев, В.Н. Гуров, А.А. Злоказов и др. Владивосток, 1999. 86 с.
 18. Шерман С.И., Сорокин А.П., Черемных А.В. Новый подход к тектоническому районированию Приамурья по фрактальной размерности разломов земной коры // Докл. АН. 2001. Т. 381, № 3. С. 388–392.
 19. Ярославцева Н.И., Камаев Н.М., Лойтер П.П. Тектоника Оборо-Уссурийского прогиба (по геофизическим данным) // Тихоокеан. геология. 1989. № 6. С. 54–60.
 20. Dou Lirong, Li Wei, Fang Xiang. Genetic classification and distribution characteristics of continental petroleum systems in China // Petroleum Exploration and Development. 1996. V 23, N 1. P. 92–98.
 21. Frostick L.E., Steel R.J. Sedimentation in divergent plate-margin basins // Tectonic Control and Signatures in Sedimentary Successions. Special Publication Number 20 of the International Association of Sedimentologists. Ed. by L.E. Frostick and R.J. Steel. Blackwell Scientific Publications. 1993. P. 111–128.
 22. Luo Qun, Bai Xinhua, Zhang Shulin. Seismic data interpretation technology for complex regions and its application in the Tangyuan fault depression // Experimental Petroleum Geology. 1998. V. 20, N1. P. 30–37.
 23. Luo Qun, Bai Xinhua, Liu Xiaodong. Fill sequence and its petroleum geology significance in secondary sag in Tangyuan fault-depression // Xinjiang petroleum Geology. 1998. V. 19, N 2. P. 145–148.
 24. Qiu Zhong Jian. Experience and learning of oil and gas exploration in China // ACTA PETROLEI SINICA V. 20, N 1. 1999. P. 1–7.
 25. The Tancheng- Lujiang wrench fault system // Ed. by Xu Jiawei Chichester, England: John Wiley and Sons. 1993. 279 p.
 26. Wang Kongwei, Chen Shoutian & Lui Ligang // Characteristics of transmission fault belt and its petroleum geological significance in the Tertiary basin of East part of Heilongjiang province // Petroleum Geology & Oil field Development in Daqing. 1998. V. 17, N. 4. P. 1–3.
 27. Wang Qinghai, Zhang Fan. Research on the relation of structural activity and sedimentation in Tangyuan fault depression of Yi-Shu graben // J. Daqing Petroleum Inst. 1993. V. 17. N 4. P. 9–11. (in Chinese with English abstract).
 28. Zhang Hong. Evolution of Northern segment of the Tan-Lu fault system in Mesozoic // Workshop of the 30th IGC, Beijing, 1996. P. 28–31.

Поступила в редакцию 1 августа 2004 г.

Рекомендована к печати Ю.Ф. Малышевым

T.V. Merkulova, G.L. Kirillova

The structure and prospects for oil and gas content in the northern sector of the Itun-Ilan branch of the Tan-Lu fault

A comparative analysis was made of Cenozoic grabens of the Tan-Lu system within the San-Jiang-Middle Amur Basin located at the boundary between Russia and China. A detailed study was made of the results of geologic-geophysical work and parameters controlling localization of oil and gas-bearing structures in the Tangyuan graben, where oil and gas deposits have been discovered. It is shown that transfer (transverse) fault and graben zones with uncompensated sedimentation are important for determining oil and gas potential, in which oil source rocks of lacustrine origin may be present. An analysis was made of geologic-geophysical evidence of the less studied grabens of the Lobei-Birofeldian link in the territory of Russia aimed at evaluation of their oil and gas potential.

СУЛЬФИДНАЯ МЕДНО-НИКЕЛЕВАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ В МЕТАВУЛКАНИТАХ АНДРИАНОВСКОЙ СВИТЫ СРЕДИННО-КАМЧАТСКОГО МАССИВА

*И.А. Тарарин**, *В.М. Чубаров***

**Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток*

***Институт вулканологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский*

Приведены детальные минералогические данные по составу амфиболитов и эпидотовых амфиболитов андриановской свиты Срединно-Камчатского массива, образовавшихся при метаморфизме пикритов, пикробазальтов и базальтов известково-щелочной серии островных дуг.

Впервые изучены минерализованные зоны с сульфидной медно-никелевой минерализацией, приуроченные к метапикритам и метапикробазальтам свиты. Предполагается перспективность этих зон на сопутствующее палладиевое оруденение, характерное для медно-никелевых руд перидотит-габбро-норитовых интрузивных аналогов вулканитов андриановской свиты.

Ключевые слова: медно-никелевое оруденение, амфиболиты, андриановская свита, Срединно-Камчатский массив, Камчатка.

ВВЕДЕНИЕ

Срединно-Камчатский метаморфический массив характеризуется значительными перспективами на промышленное платиноидно-медно-никелевое оруденение, связанное с интрузивами перидотит (кортландит)-габбро-норитовой формации [10–12]. Они обнажаются в северной и южной частях Срединного хребта Камчатки, прорывая образования фундамента Срединно-Камчатского массива – метаморфиты колпаковской серии, возрасты протолита и метаморфизма которых до сих пор остаются спорными [2, 5–7, 15, 16].

Вулканогенными аналогами перидотит (кортландит)-габбро-норитовых интрузивов (Sm-Nd и Rb-Sr изотопный возраст их равен 65–67 млн лет [8]) являются метабаза́льты, метапикриты и их пирокластические разности андриановской свиты малкинской серии, несогласно перекрывающей метаморфические образования колпаковской серии [15]. Сульфидная минерализация, выявленная в метавулканитах андриановской свиты, расширяет перспективы медно-никелевого оруденения Срединно-Камчатского массива.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ

Метаморфизованные вулканогенные отложения андриановской свиты, впервые выделенной Б.Ф. Дьяковым в 1955 году [3], с севера и северо-востока почти сплошной полосой шириной 2–5 км окаймляют метаморфические породы колпаковской серии, обнажаясь в верховьях рек Крутогорова, Облуковицы, Стратиковской и Андриановки [4]. Метавулканиты обычно содержат рассеянную вкрапленность сульфидов (пирита, пирротина, халькопирита и реже пентландита), концентрация которых возрастает в метапикритовых разностях вулканитов и связанных с ними послонных силлах и залежах метаультрабазитов, приуроченных, как правило, к нижним частям разреза андриановской свиты. В некоторых линейных участках повышенной трещиноватости концентрация сульфидов резко возрастает, формируя зоны вкрапленной и прожилково-вкрапленной минерализации. Несколько подобных зон с обильной медно-никелевой минерализацией выявлено в истоках р. Крутогорова (рис.). Распространенные здесь метаморфизованные породы трех свит – вулканиты андриановской вместе с перекрывающими их аргиллитами и песчаниками хейванской и туффитами, туфо-

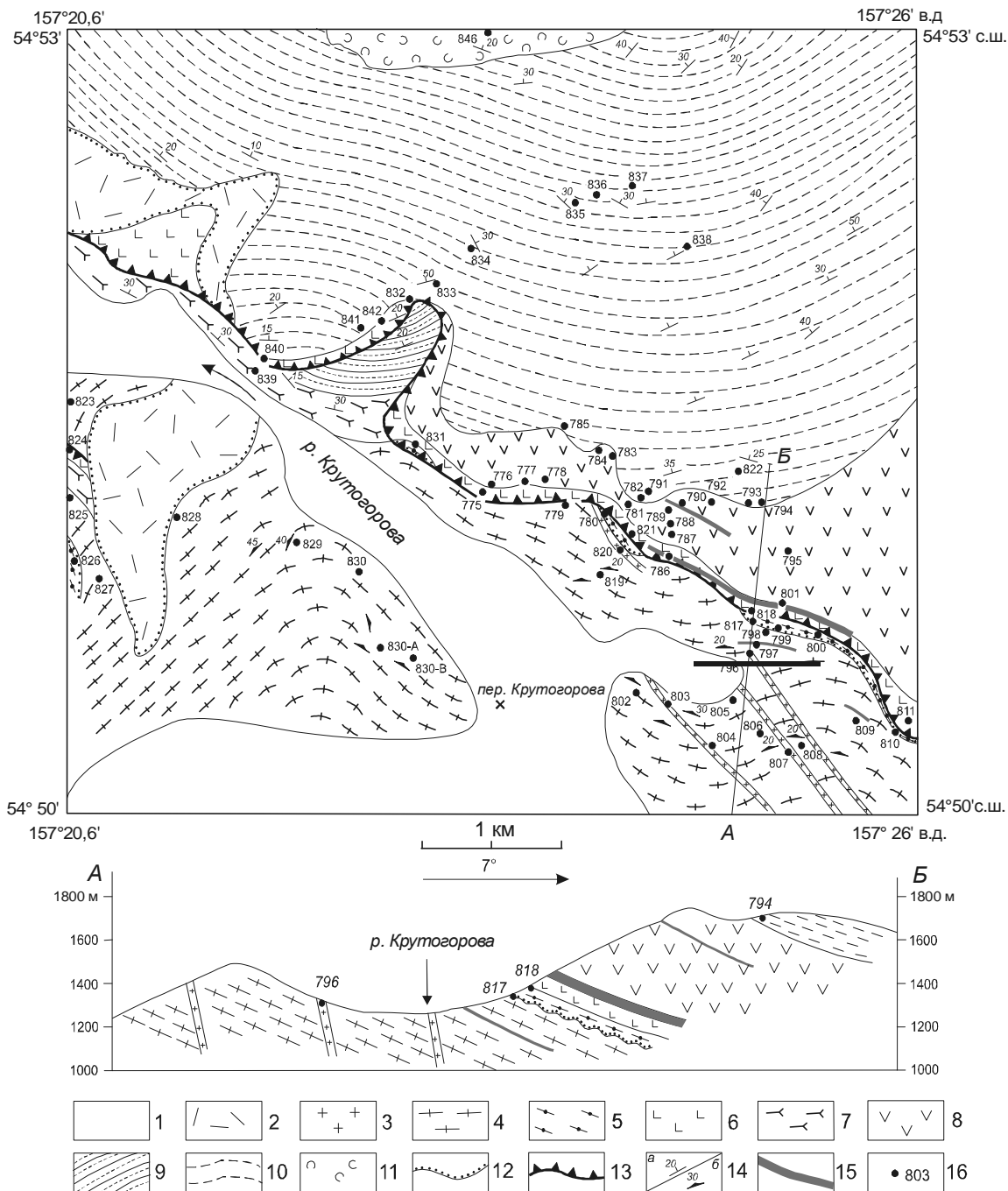


Рис. Схематическая геологическая карта истоков р. Крутогорова (Срединно-Камчатский массив). Составлена с использованием материалов [13, 15].

1 – современные аллювиальные отложения; 2 – древнечетвертичные пемзы и туфы вулкана Хангар; 3 – лавкинский интрузивный комплекс – биотитовые и биотит-амфиболовые порфиридные гранодиориты и гранит-порфиры; 4–5 – автохтонный комплекс: 4 – гнейсированные гранитоиды крутогоровского массива, 5 – шихтинская свита – гранат-ставролит-биотитовые кристаллические сланцы; 6–11 – аллохтонный комплекс: 6 – метапикриты, серпентинитовый меланж, 7–8 – андриановская свита – амфиболиты, эпидотовые амфиболиты, амфиболовые и плагиоклаз-амфиболовые сланцы: 7– в нижней, 8 – в верхней тектонических пластинах; 9–10 – хейванская свита – гранат-биотитовые кристаллические сланцы, филлиты, аспидные сланцы, метапесчаники: 9 – в нижней, 10 – в верхней тектонических пластинах; 11 – химкинская свита – метаморфизованные туффиты, туфосилициты, туфопесчаники; 12 – несогласные стратиграфические контакты; 13 – надвиги в основании тектонических пластин; 14 – элементы залегания: а) слоистости и сланцеватости, б) гнейсовидности; 15 – зоны сульфидной медно-никелевой минерализации; 16 – точки наблюдения.

силицитами и туфопесчаниками химкинской – слагают крупный тектонический покров, залегающий на кристаллических сланцах шихтинской свиты или непосредственно на гнейсированных гранитоидах крутогорского массива, прорывающего метаморфические образования колпаковской серии [13, 15]. По мнению [13], покров состоит из двух тектонических пластин с серпентинитовым меланжем в основании. Состав серпентинитового меланжа, слагающего уплощенные линзы мощностью от первых до 50 метров в основании тектонических пластин, очень неоднороден – в серпентин-хлорит-тремолитовом (актинолитовом) матриксе содержатся многочисленные тектонические включения размером от 1 до 20 см массивных метаперидотитов, метапикритов, амфиболитов и эпидотовых амфиболитов, мезо- и меланократовых плагиоклаз-амфиболовых (нередко с биотитом) сланцев, габбро-амфиболитов, метаморфизованных порфиридных долеритов и реже гранитоидов крутогорского массива.

Отложения андриановской свиты в нижней пластине, обнажающейся на левобережье истоков р. Крутогорова, представлены слоистыми туфами, реже туфобрекчиями основного и ультраосновного состава, метаморфизованными в условиях нижних частей амфиболитовой фации. Степень метаморфизма этих отложений постепенно снижается в западном направлении до уровня зеленосланцевой фации. В верхней пластине, обнаженной на правобережье верхнего течения р. Крутогорова, на серпентинитовом меланже залегают также метаморфизованные породы меланократовые вулканиты и туфы пикритов и пикробазальтов андриановской свиты, сменяющиеся вверх по разрезу чередованием мезо- и меланократовых туфов и туфобрекчий основного состава с послойными телами и силлами долеритов и габброидов [14]. Обломочный материал туфов и туфобрекчий характеризуется более основным составом, чем связующая их масса. Общая мощность андриановской свиты в верхней пластине около 500 метров.

СОСТАВ И МИНЕРАЛОГИЯ МЕТАВУЛКАНИТОВ

На изученной площади андриановская свита сложена амфиболитами и эпидотовыми амфиболитами (преобладают меланократовые разности), амфиболовыми и плагиоклаз-амфиболовыми сланцами. Другие разновидности метавулканитов, в том числе и серпентин-хлорит-тремолитовые сланцы (метапикриты), пользуются резко подчиненным распространением.

Эпидотовые амфиболиты слагают основную массу пород андриановской свиты. Количественные соотношения между эпидотом (клиноцоизитом), плагиоклазом и амфиболом сильно варьируют, определяя все разнообразие метавулканических пород свиты – от почти мономинеральных амфиболитов и эпидот-амфиболовых пород до мезократовых клиноцоизит-амфибол-плагиоклазовых и амфибол-плагиоклазовых сланцев. Нередко в составе метавулканитов наблюдается небольшое количество биотита и кварца.

Метаморфизованные агломератовые туфы и брекчии основного состава состоят из обломков метабазальтов, метапикробазальтов, амфибол-плагиоклазовых сланцев и метагабброидов размером от первых до 20 см, сцементированных амфибол-плагиоклазовой связующей массой. Количественные соотношения амфибола и плагиоклаза в ней довольно различны, что обуславливает разнообразие пород – от мономинеральных амфиболитов до амфибол-плагиоклазовых сланцев. Как правило, амфибол слагает агрегаты тонкопризматической, войлокоподобной и сноповидной текстуры.

В серпентинитовом меланже основания тектонических пластин в связующей серпентин-хлорит-тремолитовой (актинолитовой) массе содержатся многочисленные тектонические включения амфиболового, амфибол-плагиоклазового и клиноцоизит-плагиоклаз-амфиболового состава. Различие ориентировок линейности амфибола в тектонических обломках свидетельствует о том, что метаморфизм исходных пород происходил до тектонических процессов надвигообразования.

Все метавулканиты андриановской свиты – амфиболиты, эпидотовые амфиболиты и амфибол-плагиоклазовые сланцы – состоят из магнезиальной роговой обманки (реже чермакитовой или эденитовой роговой обманки, по [17]), кислого и среднего плагиоклаза An_{20-30} (редко до An_{40}), эпидота или чаще клиноцоизита (табл. 1), ильменита или титаномагнетита. В небольших количествах присутствуют биотит, хлорит, сфен и кварц. Использование экспериментального амфибол-плагиоклазового геотермометра [9] показывает, что метаморфизм вулканитов андриановской свиты происходил при температуре 520–570°C и давлении $(2-4) \cdot 10^8$ Па (табл. 1). Эти физико-химические параметры подтверждаются определениями по гранат-биотитовому геотермометру парагенезисов апотерригенных кристаллических сланцев из прослоев и будин в андриановской свите и перекрывающих пород хейванской свиты.

Таблица 1. Представительные микрозондовые анализы минералов из метавулканитов андриановской свиты верховьев р. Крутогорова.

Компо- нент	785-А			788			801			801-А			801-В			
	Hb	Chl	Hb	Hb _c	Pl	Hb	Hb _c	Pl	Hb _c	Hb _r	Pl	Ep	Hb _c	Hb _r	Pl	
SiO ₂ , %	50.76	27.30	48.35	44.42	63.31	49.33	44.31	62.03	44.31	54.42	58.12	37.26	41.79	41.38	61.86	
TiO ₂	0.10	0.05	0.59	0.41	0.00	0.20	0.38	0.00	0.38	0.02	0.00	0.00	0.27	0.27	0.00	
Al ₂ O ₃	2.92	19.24	9.44	13.76	23.55	5.73	11.55	23.75	11.55	3.12	26.42	25.18	16.16	16.56	24.23	
FeO	8.69	12.99	16.18	13.65	0.47	12.53	17.07	0.16	17.07	15.04	0.18	8.15	18.17	17.44	0.15	
MnO	5.35	0.68	0.31	0.12	0.00	0.11	0.29	0.00	0.29	0.21	0.00	0.05	0.39	0.21	0.00	
MgO	18.22	23.61	10.86	9.83	0.00	13.67	8.98	0.00	8.98	11.52	0.00	0.00	7.42	7.43	0.00	
CaO	11.90	0.05	11.42	11.02	4.57	11.03	1.21	5.49	11.80	11.61	8.13	23.26	10.45	10.19	5.51	
Na ₂ O	0.54	0.05	1.17	1.79	8.35	0.69	1.21	8.59	1.21	0.23	6.89	0.00	1.43	1.73	7.90	
K ₂ O	0.05	0.00	0.22	0.33	0.11	0.33	0.18	0.05	0.18	0.01	0.02	0.00	0.38	0.40	0.08	
Сумма	98.53	83.47	98.54	95.33	100.36	93.38	95.77	100.07	95.77	96.18	99.76	93.90	96.46	95.59	99.73	
X _{Mg}	0.799	0.761	0.545	0.562	-	0.660	0.484	-	0.484	0.577	-	-	0.421	0.431	-	
X _{An}	-	-	-	-	0.230	-	-	0.260	-	-	-	0.397	-	-	-	0.277
T°C	530	-	530	520-530	-	570	-	570	-	-	-	-	-	-	-	-
P, 10 ⁸ Па	4	-	4	2	-	1	-	1	-	-	-	-	-	-	-	-

Таблица 1 (продолжение).

Компо- нент	801-Б			801-А-3			801-А-4			801-А-5			
	Hb _c	Hb _r	Pl _c	Hb _c	Hb _r	Pl _c	Hb _c	Hb _r	Pl _c	Hb _c	Hb _r	Pl _c	Hb _c
SiO ₂	44.91	48.12	63.34	43.29	49.39	62.77	60.82	53.16	60.98	59.25	38.84	42.73	42.73
TiO ₂	0.32	0.29	0.00	0.33	0.41	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.58	0.58
Al ₂ O ₃	13.72	8.57	23.39	14.99	8.92	23.42	24.18	2.56	24.58	25.82	30.47	14.89	14.89
FeO	14.13	13.35	0.09	14.47	12.67	0.32	0.37	13.07	0.03	0.09	5.03	14.21	14.21
MnO	0.26	0.20	0.00	0.28	0.19	0.00	0.00	0.25	0.00	0.00	0.24	0.23	0.23
MgO	10.04	12.43	0.00	9.83	13.08	0.00	0.00	14.46	0.00	0.00	0.00	9.71	9.71
CaO	11.43	11.94	4.19	11.18	12.26	4.49	5.81	12.46	5.76	7.44	24.14	11.57	11.57
Na ₂ O	1.53	1.04	9.42	1.76	1.01	9.18	8.42	0.29	8.30	7.01	0.00	1.70	1.70
K ₂ O	0.35	0.23	0.10	0.38	0.26	0.09	0.11	0.07	0.20	0.17	0.00	0.40	0.40
Сумма	96.69	96.22	100.53	96.51	98.19	100.27	99.71	96.32	99.85	99.78	98.72	96.02	96.02
X _{Mg}	0.559	0.624	-	0.548	0.648	-	-	0.664	-	-	-	0.548	0.548
X _{An}	-	-	0.196	-	-	0.212	0.274	-	0.274	0.366	-	-	-
T°C	530	-	530	530	-	550	-	-	-	-	-	530	530
P, 10 ⁸ Па	3.5	-	4	4	-	4	-	<1	-	<1	-	<1	<1

Таблица 1 (окончание).

Компо- нент	801-A-5				795				801-A-1				801-A-2			
	Hb _r	Pl _c	Pl _r	Hb	Hb	Ep	Hb ¹	Hb ²	Pl	ClZo	Hb _c	Hb _r	Pl	Bi	ClZo	
SiO ₂	53.97	62.25	60.82	47.35	37.66	37.66	52.46	55.07	43.83	39.38	53.86	55.09	43.79	38.14	38.71	
TiO ₂	0.03	0.00	0.00	0.33	0.03	0.03	0.05	0.04	0.00	0.00	0.02	0.02	0.00	1.14	0.00	
Al ₂ O ₃	2.17	24.07	24.87	10.43	22.59	22.59	5.95	2.83	37.09	32.83	3.13	2.24	36.05	16.82	32.77	
FeO	10.76	0.22	0.25	13.00	11.65	11.65	4.72	3.96	0.06	1.65	4.57	4.15	0.09	7.85	0.85	
MnO	0.21	0.00	0.00	1.84	2.47	2.47	0.67	0.62	0.00	0.03	0.50	0.48	0.00	0.37	0.00	
MgO	16.00	0.00	0.00	10.34	0.04	0.04	17.90	19.46	0.00	0.00	18.48	19.24	0.00	17.55	0.04	
CaO	12.01	5.08	5.84	12.88	24.35	24.35	12.30	12.28	19.49	24.39	13.07	12.98	19.00	0.01	24.78	
Na ₂ O	0.22	8.60	8.21	2.26	0.00	0.00	0.32	0.06	0.45	0.00	0.04	0.04	0.53	0.02	0.00	
K ₂ O	0.05	0.12	0.10	0.38	0.00	0.00	0.10	0.04	0.01	0.00	0.21	0.13	0.06	8.82	0.00	
Сумма	95.42	100.34	100.09	98.81	98.79	98.79	94.47	94.36	100.93	98.28	93.88	94.37	99.52	90.72	97.15	
X _{Mg}	0.726	-	-	0.586	-	-	0.871	0.898	-	-	0.878	0.892	-	0.799	-	
X _{An}	-	0.244	0.281	-	-	-	-	-	0.959	-	-	-	-	-	-	
T °C	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
P 10 ⁵ Па	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	

Примечание. Обр. 785-A – метапикрит; 788, 801, 801-A, -Б и -В, 801-A-3, -4 и -5 – меланократовые и эпидотовые амфиболиты; 795 – эпидотовый горнблендит; 801-A-1, -2 – метасоматиты (скарноиды). X_{Mg}=Mg/(Mg+Fe), X_{Al}=Ca/(Ca+Na+K), Bi – биотит, Chl – хлорит, ClZo – клиноцоизит, Ep – эпидот, Hb – роговая обманка, Pl – плагиоклаз; с – центр, г – край кристалла. Анализы выполнены на микрозонде САМЕВАХ в Институте вулканологии ДВО РАН. Температура и давление рассчитаны с использованием экспериментального амфибол-плагиоклазового геотермометра [9].

Метавулканы андриановской свиты по петрохимическим характеристикам соответствуют пикритам, пикробазальтам и базальтам толеитового и известково-щелочного состава островодужной серии (табл. 2). Содержание оксида титана в метавулканидах свиты – пониженное, аналогичное его концентрации в породах островодужных серий. Содержание элементов группы железа (Co, Ni, V, Cr) – очень высокое, сходное с их концентрацией в океанических толеитах и обусловленное меланократовым характером изученных пород. Концентрация литофильных элементов с большим ионным радиусом – наоборот, очень низкая, сравнимая с их содержанием в породах докембрийских зеленокаменных поясов. Эти геохимические особенности позволяют предполагать, что формирование вулканитов андриановской свиты происходило в геодинамической обстановке островной дуги.

СУЛЬФИДНАЯ МЕДНО-НИКЕЛЕВАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ

Во всех метабазальтовых и метапикритовых породах андриановской свиты содержится рассеянная вкрапленность сульфидов пирита, пирротина, халькопирита, реже пентландита. В пикритовых метавулканидах и переходных к ним разностях пикробазальтов из сульфидов преобладает халькопирит и пирротин с эмульсионной вкрапленностью и структурами распада пентландита. В метавулканидах базитового состава наиболее распространены пирит и халькопирит, реже развит пентландит и иногда встречается арсенопирит. Вместе с ними в метавулканидах значительно содержание окисной минерализации – ильменита и титаномагнетита.

В некоторых участках концентрация сульфидов резко возрастает, образуя в метавулканидах зоны с вкрапленной и прожилково-вкрапленной минерализацией. Одна из подобных зон прослеживается из истоков р. Крутогорова (рисунок) в субширотном направлении на расстояние около 1 км до верховьев р. Этыканендя. Ширина зоны в плане от нескольких десятков метров до 100 м, а мощность достигает 40 м. Параллельно ей прослеживается несколько маломощных зон сульфидной минерализации не только в метавулканидах андриановской свиты, но и в гнейсированных гранитоидах крутогорского массива (см. рисунок).

Состав рудных минералов из зон, обогащенных сульфидной минерализацией, приведен в табл. 3. Формирование сульфидов в зонах вкрапленного и

Таблица 2. Химический состав метавулканитов андриановской свиты Срединно-Камчатского массива (истоки р. Крутогорова).

Компонент	775	785-А	786	786-Г	788-Д	788-Е	795	801-А	824	824-В
SiO ₂ , %	42.20	40.40	41.50	47.90	42.80	49.90	44.10	46.30	44.03	49.95
TiO ₂	0.44	0.51	0.35	0.25	0.68	1.08	1.20	0.59	0.95	0.88
Al ₂ O ₃	9.54	10.80	9.55	10.21	14.05	15.74	15.11	12.46	17.39	15.87
Cr ₂ O ₃	0.24	0.16	0.18	0.24	0.14	0.02	0.02	0.16	0.04	0.01
Fe ₂ O ₃	1.44	2.93	4.58	1.86	6.67	3.38	6.66	3.52	2.83	3.50
FeO	7.50	9.67	7.20	6.27	6.15	8.43	6.77	11.93	9.03	8.45
MnO	0.29	0.31	0.32	0.38	0.24	0.27	0.24	0.46	0.25	0.17
MgO	26.11	21.19	22.29	17.52	9.82	8.03	8.83	10.62	9.95	8.29
NiO	0.16	0.10	0.14	0.12	0.03	0.02	0.02	0.08	0.04	0.01
CaO	5.64	6.72	8.22	11.96	13.97	9.07	13.37	11.22	10.68	9.23
Na ₂ O	0.40	0.32	0.37	0.97	1.70	3.21	2.10	1.53	0.94	1.95
K ₂ O	0.05	0.15	0.07	0.25	0.44	0.34	0.32	0.20	0.87	0.10
P ₂ O ₅	0.09	0.09	0.08	0.09	0.16	0.18	0.24	0.17	0.22	0.14
П.п.п.	5.69	5.95	5.09	1.14	2.89	0.66	0.83	0.66	2.44	1.63
Сумма	99.79	99.30	99.94	99.16	99.74	100.33	99.69	99.90	99.66	100.18
Rb, г/т	Н.о.	Н.о.	6	14	Н.о.	6	4	9	8	Н.о.
Sr	57	33	75	100	1047	381	1124	134	204	339
Ba	13	19	<30	78	95	167	71	25	118	44
Zr	9	8	<20	<20	32	58	69	22	52	35
Y	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	13	Н.о.	34	11	Н.о.
Ni	1100	730	930	910	320	110	105	665	210	75
Co	126	71	95	100	86	64	69	135	60	28
Cr	2800	1900	2000	2200	1700	240	75	1800	930	140
V	160	215	262	185	265	330	410	275	380	370
Cu	140	195	270	20	76	220	20	350	130	170
Nb	9	13	Н.о.	Н.о.	Н.о.	4	9	9	5	5
La	8	13	Н.о.	Н.о.	15	18	10	11	20	15
Ce	8	8	Н.о.	Н.о.	9	27	21	7	23	15
Nd	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	6	Н.о.	Н.о.	2	Н.о.

Примечание. Обр. 775, 785-А, 786 – метапикриты; 786-Г – метапикробазальт (меланократовый амфиболит); 788-Д и -Е, 795, 801-А, 824, 824-В – метабазаальты (амфиболиты и эпидотовые амфиболиты). Н.о. – не определялось.

Таблица 3. Представительные микрозондовые анализы сульфидов из зон сульфидной минерализации в метавулканитах андриановской свиты Срединно-Камчатского массива (истоки р. Крутогорова).

Компонент, %	801-А							801-А-4		
	Pn ¹	Pn ²	Pn ³	Po ¹	Po ²	Ср ¹	Ср ²	Pn	Po	Ср
Fe	29.51	43.82	32.41	60.29	61.92	30.41	29.56	31.30	60.45	30.27
S	33.85	36.56	33.32	39.63	38.43	35.04	35.55	31.83	38.20	34.72
Ni	31.38	18.60	31.23	0.76	0.06	-	0.00	35.04	0.50	-
Co	4.51	1.61	3.50	-	0.00	-	0.00	0.87	-	-
Cu	-	-	0.01	-	0.01	35.22	33.06	-	-	35.35
Zn	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Cd	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
As	-	-	0.01	-	0.01	-	0.67	-	-	-
Сумма	99.25	100.59	100.48	100.68	100.43	100.67	98.84	99.04	99.15	100.34

Примечание. Обр. 801-А, 801-А-4 – меланократовые амфиболиты; 801, 801-В, 801-А-5 – амфиболиты; 842-Г – филлитовидный хлорит-биотит-мусковитовый сланец из будины в метавулканитах. Анализы выполнены на микрозонде САМЕВАХ в Институте вулканологии ДВО РАН и JXA-5 в Дальневосточном геологическом институте ДВО РАН. Arс – арсеницит, Ср – халькопирит, Pn – пентландит, Po – пирротин, Py – пирит. Положение анализированных образцов показано на рисунке.

Компонент, %	801			801-В		801-А-5			842-Г	
	Po	Py	Ср	Po	Ср	Po	Ср	Arс	Po	Ср
Fe	61.22	46.12	30.79	60.14	30.19	61.34	30.23	31.10	61.04	31.37
S	39.72	53.05	34.85	39.16	34.89	38.41	34.22	17.23	40.09	35.05
Ni	0.05	0.06	-	0.03	-	0.01	-	0.13	0.17	-
Co	-	-	-	-	-	-	-	2.97	-	-
Cu	-	-	35.16	-	35.67	-	34.82	-	-	34.49
Zn	-	-	0.02	-	-	-	-	-	-	-
Cd	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
As	-	-	-	-	-	-	-	49.12	-	-
Сумма	100.99	99.13	100.82	99.33	100.75	99.76	99.27	100.52	101.30	100.91

прожилково-вкрапленного оруденения сопровождается образованием хлорита, карбоната и актинолита (или актинолитовой роговой обманки), свидетельствующих о более низких температурах рудного процесса.

Зоны с вкрапленной и прожилково-вкрапленной минерализацией в метавулканитах андриановской свиты (аналогичное сульфидное рудопроявление обнаружено на водоразделе ручьев Меридионального и Малахитового – левых притоков р. Крутогорова [4]) можно рассматривать перспективными на выявление медно-никелевого оруденения. Учитывая, что в плутогенных аналогах метавулканитов андриановской свиты – интрузивах перидотит-габброноритовой формации – обнаружена сопутствующая палладиевая минерализация [1, 10–12], можно предполагать выявление аналогичного оруденения и в зонах сульфидной медно-никелевой минерализации в метавулканитах андриановской свиты.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таким образом, зоны с вкрапленной и прожилково-вкрапленной сульфидной медно-никелевой минерализацией, приуроченные к метапикробазальтам и метапикритам андриановской свиты, обрамляющей метаморфические породы колпаковской серии фундамента Срединно-Камчатского массива, могут рассматриваться перспективными на выявление медно-никелевого и, вероятно, сопутствующего палладиевого оруденения. Возможно, эти зоны будут характеризоваться также повышенной золотосодержимостью, хотя единичные нейтронно-активационные определения содержания золота в метавулканитах свиты показали только кларковые его количества (3.9–11.3 мг/т).

БЛАГОДАРНОСТЬ

Авторы выражают свою искреннюю признательность рецензенту д. г.-м. н. Родионову С.М. за ценные критические замечания, способствующие значительному улучшению первоначального варианта статьи.

ЛИТЕРАТУРА

- Агафонова Л.А. Платиноносность сульфидных проявлений и гипербазитов Камчатки // Вулканические пояса Камчатки: Тез докл. Петропавловск-Камчатский, 1979. С. 51–52.
- Виноградов В.И., Григорьев В.С. Rb-Sr-возраст пород Срединного выступа Камчатки // Докл. АН. 1994. Т. 339, № 5. С. 645–649.
- Геология СССР. Т. 31. Камчатка, Курильские и Командорские острова. Часть 1. Геологическое описание / Под ред. Г.М.Власова. М.: Недра, 1964. 733 с.
- Карта полезных ископаемых Камчатской области. Масштаб 1:500000 / Под ред. А.Ф.Литвинова, М.Г.Патоки, Б.А.Марковского. СПб: ВСЕГЕИ, 1999.
- Кузьмин В.К., Чухонин А.П. О докембрийском возрасте гнейсов Камчатского массива // Докл. АН СССР. 1980. Т. 251, № 4. С. 932–935.
- Кузьмин В.К., Беяцкий Б.В. Первые Sm-Nd изотопные определения возраста метаморфических пород Срединно-Камчатского массива // Геология и полезные ископаемые Камчатской области и Корякского автономного округа. Тез. докл. региональн. конф., посвящен. 50-летию геологич. службы Камчатки, 31 марта-1 апреля 1999 г. Петропавловск-Камчатский: изд-во КАМШАТ, 1999. С. 41–42.
- Кузьмин В.К., Беяцкий Б.В., Пузанков Ю.М. Новые данные о докембрийском возрасте гнейсового комплекса Камчатского массива // Геодинамика, магматизм и минерагения континентальных окраин Севера Пацифики. Материалы Всерос. совещ., Магадан, 3–6 июня 2003 г. Т. 1. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2003. С. 162–165.
- Ланда Э.А., Марковский Б.А., Беяцкий Б.В., Сидоров Е.Г., Осипенко А.Б. Возраст и изотопные особенности альпинотипных, зональных и расслоенных мафит-ультрамафитовых комплексов Камчатки // Докл. АН. 2002. Т. 385, № 6. С. 812–815.
- Плюснина Л.П. Экспериментальное исследование метаморфизма базитов. М.: Наука, 1983. 159 с.
- Полетаев В.А. Камчатско-Корякский платиноносный пояс // Платина России. Проблемы развития минерально-сырьевой базы платиновых металлов в XXI в. Т. III. Кн. 1. М.: ЗАО «Геоинформмарк», 1999. С. 76–87.
- Полетаев В.А. Сульфидные платиноидно-медно-никелевые месторождения и рудопроявления перидотит-пироксенит-норитовой формации Центральной Камчатки // Платина России. Проблемы развития минерально-сырьевой базы платиновых металлов в XXI в. Т. III. Кн. 2. М.: ЗАО «Геоинформмарк», 1999. С. 191–199.
- Полетаев В.А. Практика геолого-экономической оценки прогнозируемых месторождений комплексных сульфидных медно-никелевых руд Центральной Камчатки // Геодинамика, магматизм и минерагения континентальных окраин Севера Пацифики. Материалы Всерос. совещ., Магадан, 3–6 июня 2003 г. Т. 3. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2003. С. 187–188.
- Рихтер А.В. Структура метаморфического комплекса Срединно-Камчатского массива // Геотектоника. 1995. №1. С. 71–78.
- Тарарин И.А. Геохимические особенности основных и ультраосновных метаморфических пород Срединнокамчатской метаморфической зоны // Новые данные по петрологии магматических и метаморфических пород Камчатки. Владивосток: ДВО АН СССР, 1989. С. 3–22.
- Ханчук А.И. Эволюция древней сиалической коры в островодужных системах Восточной Азии. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1985. 138 с.

16. Bindeman I.N., Vinogradov V.I., Valley J.W., Wooden J.L., Natal'in B.A. Archean protholith and accretion of crust in Kamchatka: SHRIMP dating of zircons from Sredinny and Ganal massifs // *J. Geol.* 2002. V. 110, N 3. P. 271–289.
17. Leake B.E. Nomenclature of amphiboles // *Canad. Mineral.* 1978. V. 16, N 4. P. 501–520.

Поступила в редакцию 5 января 2004 г.

Рекомендована к печати Л.В. Эйришем

I.A. Tararin, V.M. Chubarov

Sulfide copper-nickel mineralization in the metavolcanic rocks of the Andrianovskaya suite from the Sredinny Kamchatka massif

This paper presents detailed mineralogical data on the composition of amphibolite and epidote amphibolite of the Andrianovskaya suite of the Sredinny Kamchatka massif. It is shown that these rocks formed under metamorphism of picrite, picritic basalt and basalt of the island arc calc-alkaline series.

For the first time the mineralized zones with sulfide copper-nickel mineralization confined to metamorphosed picrite and picritic basalt have been studied. These mineralized zones are presumed to be potentially promising also for palladium mineralization which is typical of peridotite-gabbrotonite intrusives – plutonic analogues of the volcanic rocks of the Andrianovskaya suite.

ГЕОЭЛЕКТРИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ЛИТОСФЕРЫ КОМСОМОЛЬСКОГО И БАДЖАЛЬСКОГО РУДНЫХ РАЙОНОВ ПО ДАННЫМ МТЗ

В.Б. Каплун

Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, г. Хабаровск

По результатам работ методом магнитотеллурического зондирования (МТЗ) построена пространственная геоэлектрическая модель литосферы Комсомольского и Баджальского рудных районов и их окружения. Показано, что в геоэлектрическом разрезе рудным районам соответствуют пониженные значения электрического сопротивления верхней мантии, проникающие в низы земной коры. Выявлены районы, которые могут быть перспективными на поиски рудных месторождений.

Ключевые слова: магнитотеллурическое зондирование, литосфера, геоэлектрическая модель, рудный район, Дальний Восток.

ВВЕДЕНИЕ

Построение моделей глубинного строения рудных районов дает возможность выявить вероятные источники руд и каналы их поступления к местам локализации, а также дать прогноз для поисков новых месторождений. Магнитотеллурические методы позволяют изучить геоэлектрический разрез до глубин нескольких сотен километров, а удельное сопротивление горных пород в значительной степени зависит от таких параметров, как состав, структура, трещиноватость, пористость, влажность, температура и концентрация насыщающих поры растворов. Величина этих параметров и их взаимное соотношение играют важную роль как в процессе формирования рудного месторождения, так и в послерудный период его существования.

Изучение Комсомольского и Баджальского рудных районов и сопредельных территорий магнитотеллурическими методами начато в 1978 г. [23] и продолжено в 80-е годы [1]. Данные о геоэлектрическом строении сопредельных территорий получены при проведении магнитотеллурических зондирований вдоль зоны Байкало-Амурской магистрали (БАМ) [19]. Исследования показали большую сложность проведения МТЗ в условиях сильного влияния промышленных помех, приводящих к низкому качеству получаемых результатов. Использование современных методов обработки и анализа геолого-геофизических материалов, а также привлечение дополни-

тельных данных МТЗ [10] позволили построить объемную модель геоэлектрического строения Комсомольского и Баджальского рудных районов.

ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РЕГИОНА

Комсомольский и Баджальский рудные районы, согласно тектонической схеме [11], расположены в зоне сочленения Центрально-Азиатского и Тихоокеанского складчатых поясов (рис.1). На изучаемой территории Центрально-Азиатский складчатый пояс (ЦАСП) представлен Цзямусы-Малохинганским и Турано-Чжангуцайлинским массивами, разделенными герцинскими и каледонскими образованиями, включая Сулукский (герцинский) блок, а Тихоокеанский – Монголо-Охотским и Сихотэ-Алинским орогенными поясами. Оба рудных района находятся в краевой северо-западной части Сихотэ-Алинского орогенного пояса, имеющего покровно-складчатое строение, осложненное сдвиговыми деформациями и крупными массивами анорогенных гранитоидов [6].

Граница между Центрально-Азиатским и Тихоокеанским складчатыми поясами представлена на севере Южно-Тукурингским и Пауканским разломами, а на востоке – Тунцзян-Куканской системой разломов. Значительное влияние на формирование рудных районов оказала Хингано-Охотская система разломов, представленная левосторонними сдвигами

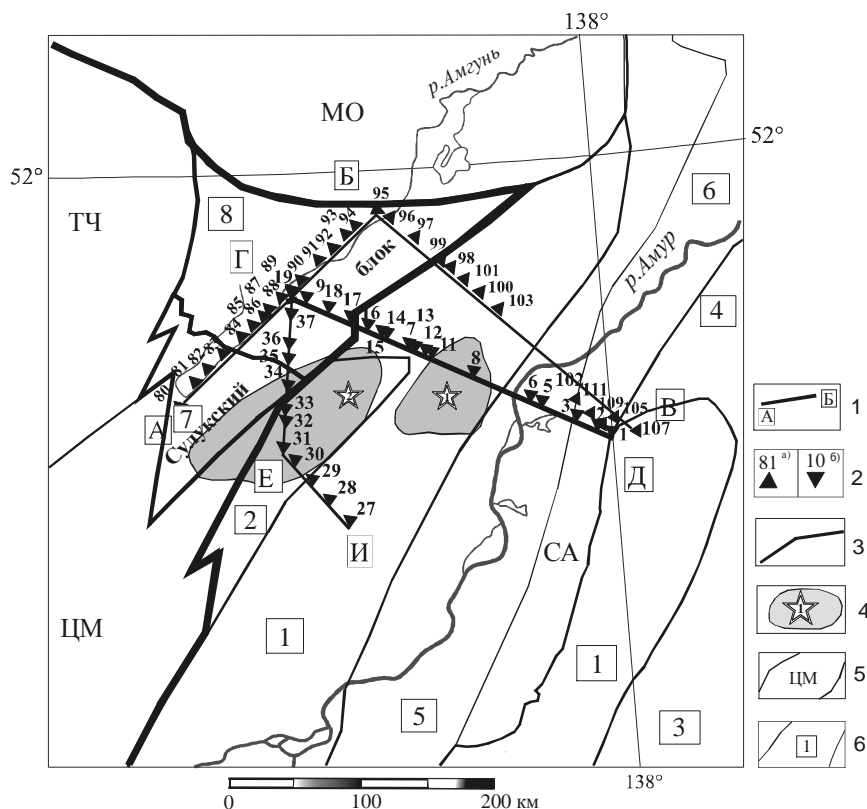


Рис. 1. Схема изученности Комсомольского и Баджальского рудных районов методом МТЗ с элементами тектонического строения [11].

1 – линии профилей МТЗ; 2 – пункты МТЗ и их номера (а – [2], б – [19]); 3 – граница сочленения Центрально-Азиатского и Тихоокеанского складчатых поясов; 4 – рудные районы (цифры в звездах: 1 – Комсомольский, 2 – Баджальский); 5 – границы и обозначение массивов и орогенных поясов; 6 – границы и номера орогенных зон.

Массивы: ЦМ – Цзямусы-Малохинганский, ТЧ – Турано-Чжангуцайлинский. Орогенные пояса: СА – Сихотэ-Алинский, МО – Монголо-Охотский. Цифры в рамках – орогенные зоны: 1 – Самарко-Ванданская, 2 – Баджальская, 3 – Лужинская, 4 – Тумнинская, 5 – Приамурская, 6 – Нижнеамурская, 7 – Баджальская вулканическая зона, 8 – Сулукский блок.

(Хинганский, Курский и др.). Наиболее молодыми являются северо-западные разломы, установленные главным образом по геофизическим данным.

Комсомольский и Баджальский рудные районы расположены по краям блоков повышенной мощности земной коры (40–42 км), по отношению к соседним районам. Рудные районы соответствуют купольным морфоструктурам и связаны с крупными вулканоплутоническими сооружениями. Различие этих рудных районов выражено в направленности вулканизма. В Баджальском рудном районе вулканизм развивался от среднего к кислому и характеризуется литофильной минерализацией, а в Комсомольском рудном районе вулканизм имеет сидерофильную и халькофильную минерализацию и развивался антидромно по схеме липарит–андезит [22]. В гравитационном поле рудные районы расположены в краевой ча-

сти гравитационной ступени [24] в пределах минимума гравитационного поля. По результатам сейсмогравитационного моделирования [2], в основании земной коры выделена чашеобразная структура разуплотнения. В рудных районах отмечаются повышенные значения теплового потока. Его среднее значение для Комсомольского рудного района составляет 56 мВт/м² [4]. По результатам МОВЗ [20], сейсмическая модель района характеризуется наличием инверсных границ в средней части земной коры (10–15 км) и верхах мантии на глубине 100–110 км, в нижней части коры выявлены наряду с горизонтальными границами и наклонные. По данным МТЗ [23], Комсомольский рудный район представлен трехслойным геоэлектрическим разрезом с высокоомным слоем до глубины 50–70 км, подстилаемым слоем пониженного сопротивления в 10–25 Ом·м. В пределах

рудного района в низах земной коры и кровле верхней мантии В.А. Ахмадулиным выявлена аномалия повышенной электропроводности [2].

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ И АНАЛИЗ РЕЗУЛЬТАТОВ МТЗ

В связи с тем, что имеющиеся амплитудные кривые магнитотеллурических зондирований различались величинами минимального и максимального зарегистрированных периодов и построены исходя из различных принципов, была выполнена оценка степени их достоверности, выбраны наименее искаженные кривые и определены общие признаки, объединяющие все кривые.

Магнитотеллурические зондирования обычно проводятся с измерением электромагнитного поля в двух взаимно перпендикулярных направлениях, север-юг и запад-восток. В результате чего в одном пункте зондирования получают две амплитудные кривые, которые характеризуют геоэлектрический разрез в данной точке. В случае модели одномерной горизонтально-слоистой среды, когда параметры разреза меняются только с глубиной, кривые МТЗ, измеренные в двух взаимно перпендикулярных направлениях, будут совпадать и иметь истинное положение по оси сопротивлений. Когда же среда представлена двумерной моделью, то мы имеем две различные кривые – продольную, измеренную в направлении простирания основной структуры, и поперечную, полученную вкрест простирания основной структуры. Положение этих кривых различно по оси сопротивлений, и различие может достигать нескольких порядков. Кроме этого, часто имеет место и различие их формы. В данном случае наименее искаженной считается максимальная кривая, построенная в направлении большой оси импедансной полярной диаграммы. Когда измеряемая среда представлена трехмерной моделью, нельзя выбрать главное направление поляризации теллурического поля, и обе кривые считаются искаженными. В этом случае предполагается использование средней кривой. Решению этого вопроса посвящено много работ, и в качестве примера можно привести две из основных [3, 5]. Однако экспериментальные исследования, выполненные автором, показывают, что в условиях сложнопостроенного геоэлектрического разреза Приамурья наименее искаженными являются максимальные амплитудные кривые [8, 9]. Подобные же выводы были сделаны и при анализе магнитотеллурических зондирований в Прибайкалье [16, 18]. В условиях резкой неоднородности геоэлектрического разреза магнитотеллурические параметры в направлении ма-

лой оси импедансной полярной диаграммы широко варьируют, определяются неустойчиво и с погрешностью до сотни процентов. Максимальные оценки импедансов в подавляющем большинстве случаев являются более устойчивыми, и, как правило, коэффициенты неортогональности магнитной и электрической составляющих магнитотеллурического поля малы, а когерентность компонент электромагнитного поля выше [17]. В связи с этим, максимальные амплитудные кривые, рассчитанные в направлении большой оси импедансной полярной диаграммы, предпочтительнее минимальных, полученных в направлении ее малой оси. В результате экспериментальных исследований было выяснено, что форма максимальной амплитудной кривой стабильна, а азимуты большой оси импедансной полярной диаграммы не зависят от периода регистрации при изменении ориентации измерительной установки [18].

Использование продольных и поперечных кривых ρ_T , соответствующих Е- и Н-поляризованному полю, в условиях неоднородного разреза Приамурья приводит к противоречивым результатам. В результате экспериментов обнаружено, что приповерхностные геоэлектрические неоднородности в районе измерительных линий оказывают более сильное влияние на формирование магнитотеллурического поля, чем региональные геологические структуры, и по отношению к локальным неоднородностям можно выделить локально-продольные и локально-поперечные кривые ρ_K . В этих условиях формирование продольных кривых, соответствующих Е-поляризованному полю, не представляется возможным. Анализ амплитудных кривых, полученных в Приамурье при профильных исследованиях [8, 9], также показал, что максимальные кривые являются наименее искаженными по сравнению с минимальными и эффективными кривыми. Так как в некоторых случаях форма минимальных кривых теряет связь с реальным геоэлектрическим разрезом, эффективная кривая, вычисляемая как $\rho_{эф} = (\rho_{макс} \cdot \rho_{мин})^{1/2}$, становится искаженной.

Таким образом, в результате проведенного анализа и результатов стационарных и профильных исследований было определено, что наименее искаженными амплитудными кривыми для Приамурья являются максимальные кривые, построенные в направлении большой оси импедансной полярной диаграммы.

В связи с тем, что кривые, полученные вдоль трассы БАМ, построены в главных направлениях импедансной полярной диаграммы, то для дальнейшей интерпретации были взяты максимальные кривые. Однако кривые МТЗ на профилях, проходящих не-

посредственно через Комсомольский и Баджалский рудные районы [1], построены в направлениях размотки электрических диполей – север-юг и запад-восток. В связи с этим возникает вопрос, какую кривую сопротивления можно брать для совместной интерпретации. Уровень амплитудных кривых, полученных в направлениях измерительных линий, изменится на три с половиной порядка. Разброс эффективных кривых уменьшился незначительно и лежит в пределах трех порядков. Это свидетельствует о том, что эффективная кривая не уменьшает влияния поверхностных неоднородностей. Однако средние кривые по всем трем группам показывают их хорошее совпадение друг с другом, как по форме, так и по уровню сопротивления. Корреляционный анализ кривых в каждой группе между собой и со средней кривой каждой группы показал их высокую корреляцию, близкую к единице, за исключением нескольких кривых. Это свидетельствует, что средний геоэлектрический разрез района исследований можно считать постоянным. Однако анализ корреляции между средними кривыми каждой группы показал, что коэффициент корреляции средней эффективной кривой $\rho_{эфф}$ со средними кривыми ρ_{xy} и ρ_{yx} составляет 0,78 и 0,76, соответственно, а средних кривых ρ_{xy} и ρ_{yx} между собой – только 0,28. Данный результат свидетельствует, что ни одна из кривых, полученных в направлении размотки электрических диполей, не может считаться ни продольной, ни поперечной, и в этом случае при интерпретации необходимо использовать эффективную кривую.

Основной проблемой интерпретации амплитудных кривых МТЗ является учет влияния различного рода геолого-геофизических неоднородностей на их форму и положение на оси сопротивлений. Такими неоднородностями могут быть: сложное геологическое строение фундамента, переменная мощность и проводимость осадочного чехла, широкое распространение тектонических нарушений и другие объекты, нарушающие горизонтально-слоистое строение геоэлектрического разреза. Некоторое уменьшение этого влияния достигается путем проведения опытных полевых работ и математическими методами при обработке полевых материалов. Однако основная часть искажений выявляется и учитывается при анализе полевых кривых МТЗ, импедансных полярных диаграмм, параметров неоднородности и асимметрии.

Оценивая наибольшую возможность применения какого-либо вида вышеприведенных методов коррекции уровня амплитудных кривых МТЗ в изу-

чаемом районе, выбор был сделан в пользу низкочастотной редукции [26].

На рис. 2 показано положение средней эффективной кривой профилей Г-Д и Г-Е-И по отношению к максимальным нормированным кривым по профилям А-Б-В и сопредельной территории по профилю п. Облучье–оз. Гасси [10] до нормирования и после нормирования. Из рис. 2 видно, что форма средней эффективной кривой профилей Г-Д и Г-Е-И соответствует форме двух других кривых и при их совмещении полностью с ними совпадает. Следовательно, можно сделать вывод, что истинное положение кривой МТЗ, соответствующей среднему геоэлектрическому разрезу изучаемого района, будут соответствовать нормированной кривой, и нормирование остальных кривых профилей Г-Д и Г-Е-И следует проводить к этому уровню.

ГЕОЭЛЕКТРИЧЕСКИЕ РАЗРЕЗЫ И МОДЕЛЬ

После нормирования амплитудных кривых по каждому профилю были построены качественные разрезы в виде зависимости сопротивления от периода $\rho(T)$ (рис. 3).

Из рис. 3 видно, что геоэлектрические разрезы характеризуются неоднородным строением как по латерали, так и по глубине. Верхняя часть разрезов представлена высокими сопротивлениями, разделенными зонами низких сопротивлений, уходящих в нижнюю часть разреза. Сопротивление верхней части в основном превышает 200 Ом-м до периодов менее 500 сек, за исключением аномальных зон. Положение нижней границы высокоомной верхней части разреза нестабильно и сильно варьирует по латерали, в одних случаях значительно приближаясь к поверхности, а в других – погружаясь на глубину.

Профиль А-Б начинается в Баджалской вулканической зоне и заканчивается на Сулукском блоке. На геоэлектрическом разрезе (рис. 3, а) граница между Баджалской вулканической зоной и Сулукским блоком выделяется вертикальной зоной низких сопротивлений, разделяющей два блока высокого сопротивления. Из разреза видно, что Сулукский блок не представляет собой монолитной структуры, а состоит из отдельных блоков различной мощности и сопротивления. На краю профиля, в месте сочленения его с профилем Б-В, расположена еще одна зона пониженных сопротивлений, которая может быть вызвана влиянием северной границы Сулукского блока с Монголо-Охотским орогенным поясом.

Профиль Б-В (рис. 3,б) расположен перпендикулярно профилю А-Б, начинается на Сулукском блоке, пересекает его границу с Сихотэ-Алинским

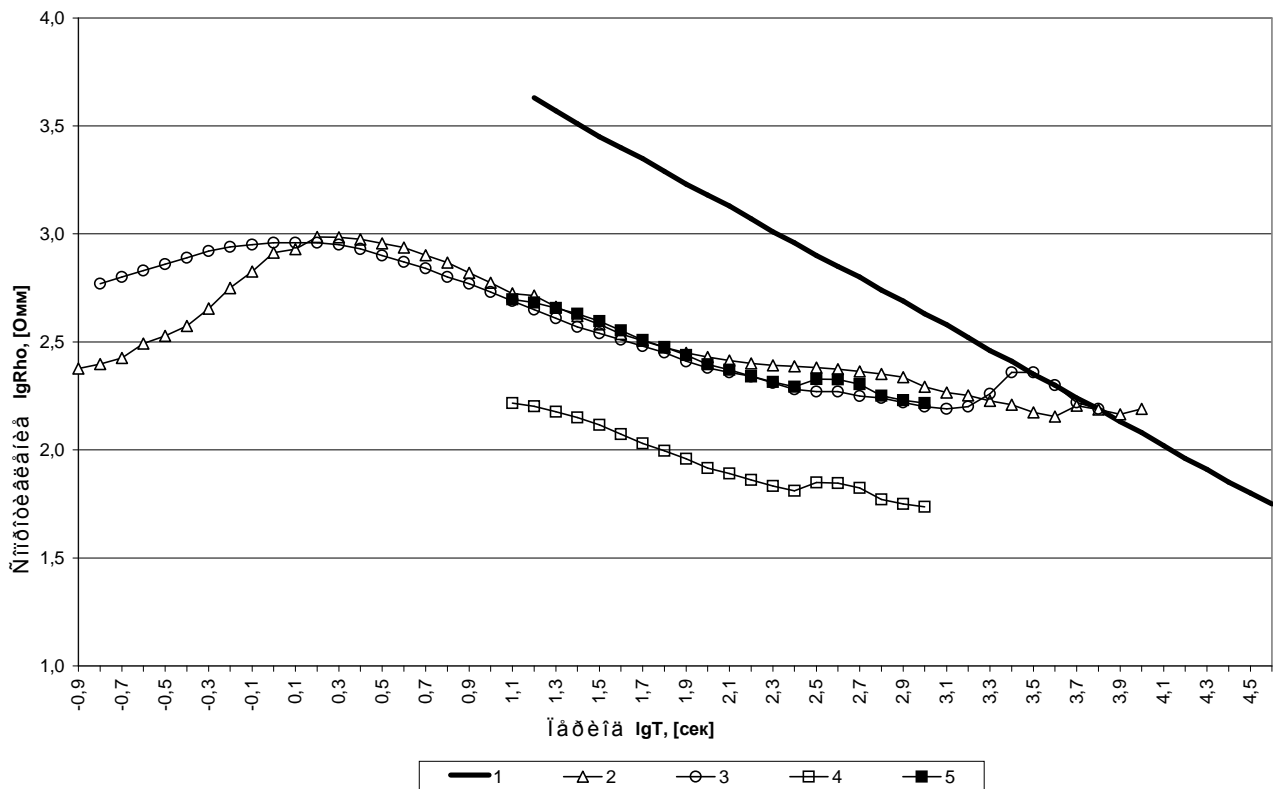


Рис. 2. Средние амплитудные кривые МТЗ Комсомольского и Баджалского рудных районов и сопредельных территорий.

1 – стандартная [26], 2 – максимальная нормированная профилей А-Б и Б-В, 3 – максимальная нормированная сопредельных районов [10], 4 – ненормированная и 5 – нормированная эффективная профилей Г-Д и Г-Е-И.

складчатый пояс, проходит через Самарко-Ванданскую орогенную зону и оканчивается в Нижнеамурской. На геоэлектрическом разрезе зона контакта Сулукского блока с Сихотэ-Алинским складчатым поясом отмечается зоной пониженных сопротивлений. Еще одна отчетливо выраженная вертикальная зона низких сопротивлений выделяется на контакте Самарко-Ванданской и Приамурской орогенных зон, которая проходит по Амурскому разлому. Самарко-Ванданская орогенная зона проявлена относительно однородным слоем высокого сопротивления.

Профиль Г-Д (рис. 3,в) начинается на Сулукском блоке, пересекает его границу с Сихотэ-Алинским складчатым поясом и соединяется с окончанием профиля Б-В. Профиль проходит через Комсомольский рудный район (пункты №12–№8). Геоэлектрическое строение района представлено высокоомной воронкообразной структурой, по периферии которой расположены зоны низких сопротивлений до 100 Ом·м, к которым и приурочены месторождения.

На геоэлектрическом разрезе хорошо выражена вертикальная зона контакта (район пункта №6), которая совпадает с Курским разломом. На краю профиля, пункты №1 и №2, зона низких сопротивлений, вероятно, связана с влиянием Центрально-Сихотэ-Алинского разлома.

Профиль Г-Е-И (рис. 3,г) начинается на Сулукском блоке и выходит в Сихотэ-Алинский складчатый пояс, пересекая Баджалскую орогенную зону и оканчиваясь в Самарко-Ванданской. Граница между Сулукским блоком и складчатым поясом на геоэлектрическом разрезе выражена лишь незначительным понижением сопротивления по отношению к соседним блокам. Более отчетливо проявлена граница между орогенными зонами складчатого пояса, а на конце профиля выделяется зона низких сопротивлений, вероятно связанная с влиянием Курского разлома.

Для пространственного представления геоэлектрического строения Комсомольского и Баджалско-

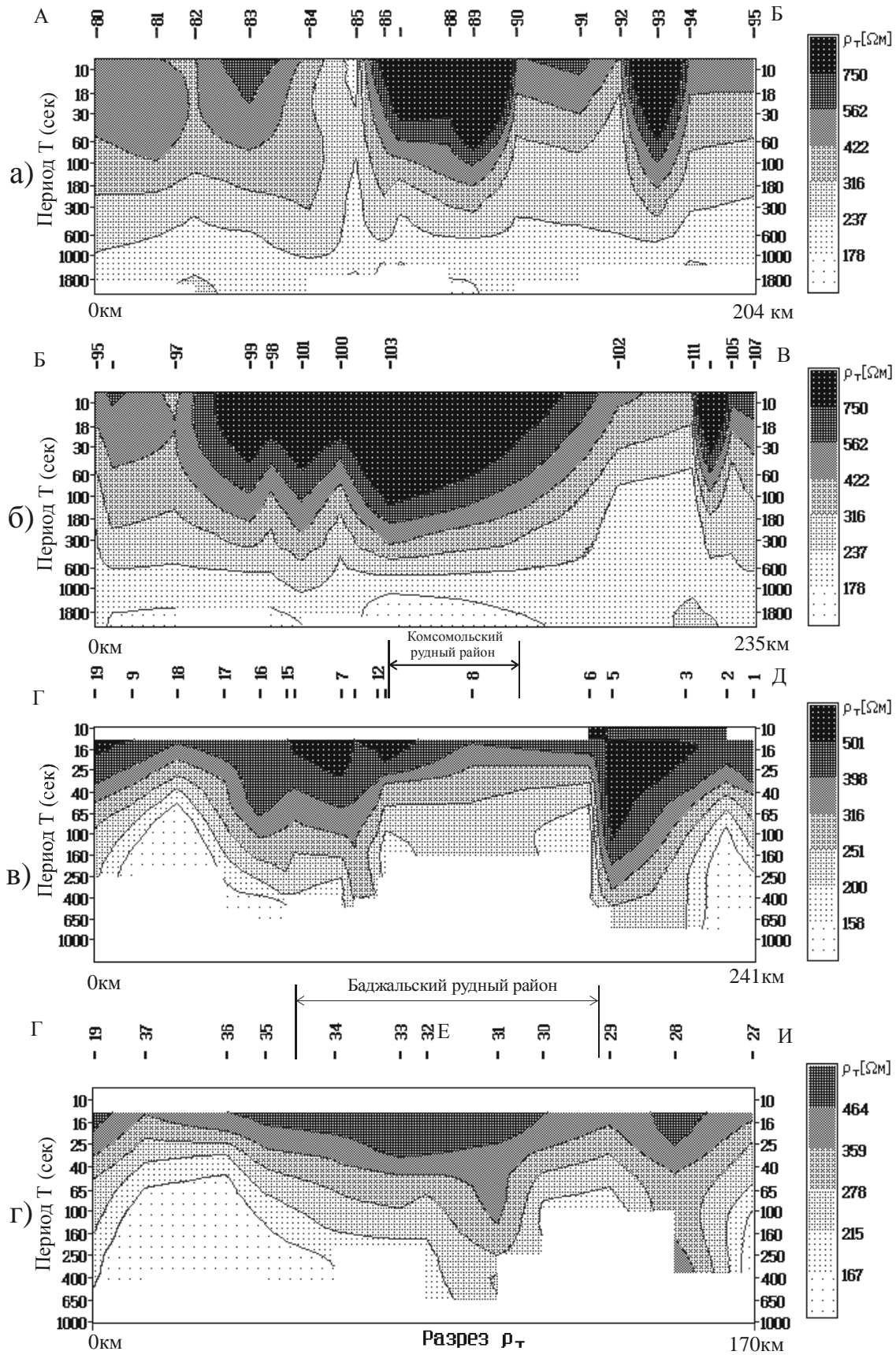


Рис. 3. Геоэлектрические разрезы $\rho(T)$ по профилям А-Б (а), Б-В (б), Г-Д (в), Г-Д-Е (г).

го рудных районов и сопредельных территорий была построена геоэлектрическая модель по зависимости изменения электрического сопротивления с глубиной – $\rho(H)$ (рис. 4). Разрезы по профилям Г-Д и Г-Е-И начинаются с глубины примерно 20 км, а профили А-Б и Б-В – с первых километров, что связано с наличием высокочастотных частей проинтерпретированных кривых МТЗ. На рис. 4 положение профилей по глубине согласовано между собой. Модель дает представление о геоэлектрическом строении района до глубин 175–245 км.

Геоэлектрическая модель показывает, что литосфера и подлитосферная мантия изучаемой территории неоднородна. Литосфера под Комсомольским и Баджальским рудными районами представляет собой область низкоомной верхней мантии, воздымающейся к подошве земной коры и проникающей в нее восходящими зонами аномально низких сопротивле-

ний (менее 100 Ом·м). На геоэлектрических разрезах профилей Г-Д и Г-Е-И видно, что литосфера под Баджальским рудным районом более низкоомна, чем под Комсомольским рудным районом. Под Баджальским рудным районом область низких сопротивлений охватывает не только верхнюю мантию, но и земную кору, а под Комсомольским рудным районом зона низких сопротивлений (менее 100 Ом·м) начинается в низах земной коры. Она соединяется с низкоомной областью верхней мантии, охватывающей оба рудных района. Низкоомная область литосферы выделяется и на остальных геоэлектрических профилях. Она, вероятно, простирается до профиля Б-В, где ее кровля находится на глубине 80 км. В узле стыка профилей А-Б, Г-Д и Г-Е-И область низких сопротивлений охватывает верхнюю мантию и низы земной коры. От этой области восходят зоны низких сопротивлений в верхнюю часть земной коры на

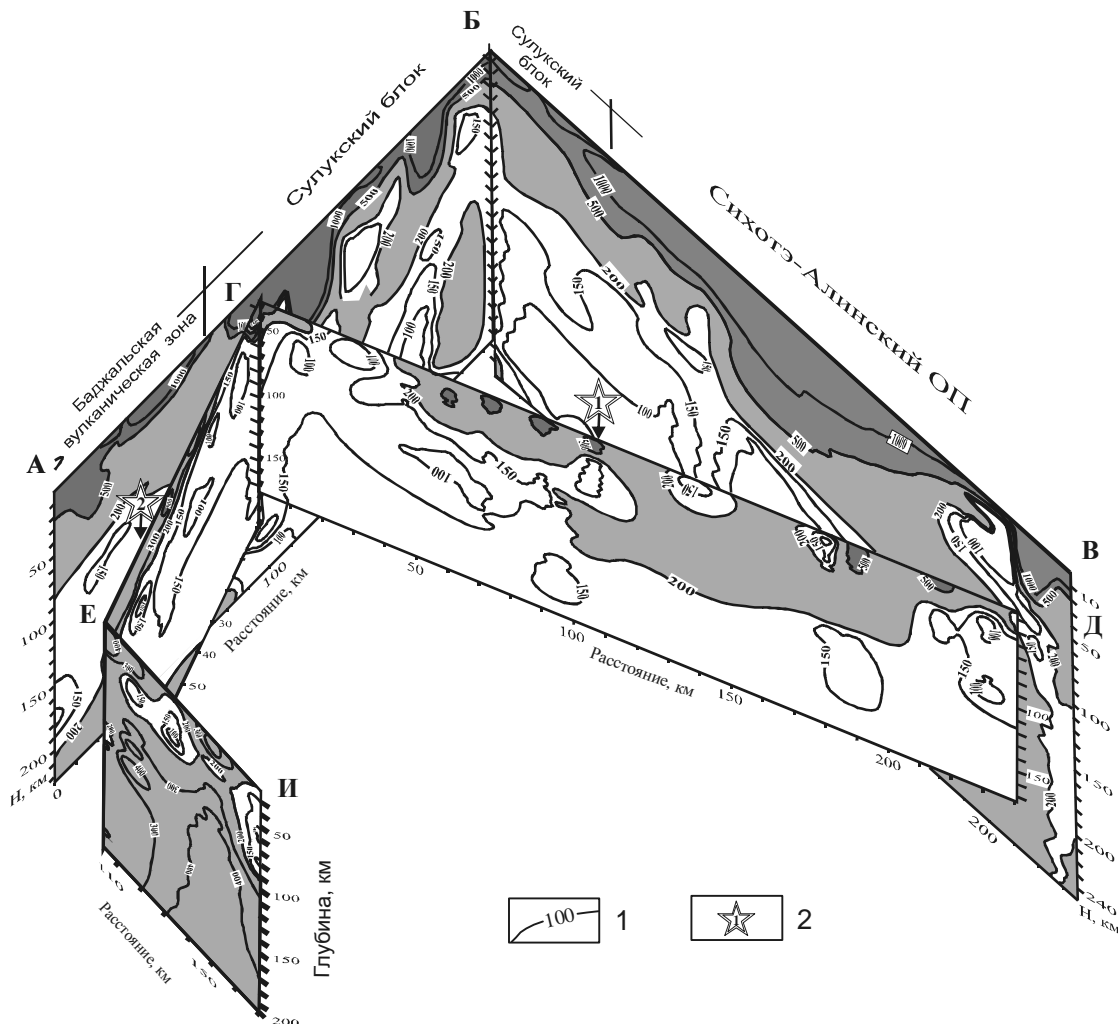


Рис. 4. Геоэлектрическая модель Комсомольского и Баджальского рудных районов и их окружения. 1 – изолинии сопротивления в Ом·м; 2 – положение рудных районов (1 – Комсомольский, 2 – Баджальский).

стыке профилей А-Б и Б-В. Посередине профиля А-Б в его верхней части установлено высокоомное тело сложной формы, уходящее на глубину 50–60 км. На геoeлектрической модели выделяется еще одна аномальная область, расположенная на стыке профилей Б-В и Г-Д. Она характеризуется пониженными сопротивлениями до 100 Ом·м не только верхней мантии, но и земной коры.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Результаты интерпретации магнитотеллурических зондирований Комсомольского и Баджальского рудных районов и сопредельных территорий объяснены следующим образом. Верхняя часть разреза представляет собой чашеобразную структуру высокого сопротивления от 200 до нескольких тысяч Ом·м с максимальной мощностью 50–60 км, которая осложнена секущими ее снизу субвертикальными зонами низкого сопротивления менее 150 Ом·м. Корни этой структуры, возможно, достигают глубин 70–80 км. Эта структура сложена разнообразными породами, в том числе и гранитоидами. Об этом свидетельствуют не только геологические данные, но и высокие значения электрического сопротивления, которые, согласно петрофизическим исследованиям электрических свойств в термобарических условиях литосферы, соответствуют гранитоидам [25]. В гравитационном поле чашеобразная структура высокого сопротивления характеризуется низкими значениями гравитационного поля, рудные месторождения расположены в ее краевых частях и совпадают с восходящими зонами низкого сопротивления в низах земной коры. Расчеты гравитационного поля для Комсомольского рудного района показали, что аномалиеобразующее тело, расположенное ниже подошвы земной коры, имеет чашеобразную форму один край которой выходит на поверхность. Данная модель хорошо согласуется с геoeлектрическим разрезом профиля Г-Д (рис.4). Расчеты глубины до подошвы аномалиеобразующего объекта по гравиметрическим данным, выполненные различными авторами, в среднем равны 70 км [15], что подтверждает наличие глубокозалегающих корней высокоомного чашеобразного тела.

Такое строение территории подтверждается результатами интерпретации космических снимков [12], которые показывают, что в пределах изучаемой площади выделяется несколько крупных кольцевых структур диаметром 150–250 км, которые осложнены более мелкими – диаметром от 30 до 100 км. Кроме этого на карте выделяется зона разломов северо-восточного простирания шириной 20–30 км, располо-

женная между пунктами МТЗ №28 и №29 профиля Г-Е-И и протягивающаяся в сторону профиля Г-Д (пункты МТЗ №8 и №6). На геoeлектрических разрезах Г-Д и Г-Е-И (рис. 3) она фиксируется субвертикальной зоной низкого сопротивления в земной коре, уходящей в верхнюю мантию.

Верхняя мантия под рудными районами низкоомная, с сопротивлениями менее 150 Ом·м, и характеризуется подъемом кровли к низам земной коры и восходящими зонами с сопротивлением несколько десятков Ом·м. Если сопоставить эти зоны с положением Баджальского и Комсомольского рудных районов, то можно наблюдать их хорошее соответствие друг другу. Подобная ситуация наблюдается и под пунктами МТЗ – №84–№85 и №95 профиля А-Б, и в районе сочленения профилей Б-В, Г-Д и Ж-З. Эти аномальные зоны могут являться признаками для будущих поисков полезных ископаемых. Данные районы уже отнесены к рудоперспективным районам на олово и золото [13], а выявленные аномалии позволят более целенаправленно проводить дальнейшие поиски. Анализ геофизических, геологических, геохимических данных показывает, что большинство рудных месторождений расположено в зонах контактов геологических тел. На геoeлектрических разрезах эти зоны выделяются аномалиями пониженного электрического сопротивления.

Сопоставление полученных результатов МТЗ по профилю Г-Д с результатами МОВЗ [2] показало хорошее соответствие структурных планов сейсмогеологического и геoeлектрического разрезов. Помимо совпадения отдельных структурных элементов, таких как зоны разломов и отдельных отражающие границ с зонами градиентной смены сопротивлений, на сейсмогеологическом разрезе отмечается погружение верхнемантийных сейсмических границ с юго-востока на северо-запад. Подобная картина наблюдается и на сейсмическом профиле Ургал-Самарга [14], который проходит вдоль профиля Е-И.

Таким образом, генезис Комсомольского и Баджальского рудных районов можно представить следующим образом. Активизация тектонической деятельности в мезозойское время привела к преобразованию литосферы и увеличению ее проницаемости на границе блоков Центрально-Азиатской и Тихоокеанской складчатых систем, что в свою очередь способствовало подъему кровли верхней мантии, повышению температуры и увеличению флюидного потока в литосфере. Эти процессы привели к усилению магматической деятельности с полным циклом излияния магм от кислых мезозойских до основных четвертичных. Над куполообразным подъемом верхней

мантии в земной коре образовалась воронкообразная магматическая структура, которая состоит из нескольких купольных структур осложненных разрывными нарушениями как корового, так и верхнемантийного заложения. Кроме того, эта структура была осложнена сдвиговыми перемещениями северо-северо-западного направления, которые возникли в результате воздействия Тихоокеанской плиты на Евразийскую, что отчетливо проявлено на сейсмогеологическом и геоэлектрическом разрезах.

ВЫВОДЫ

В результате проведенных исследований построена пространственная модель геоэлектрического строения литосферы Комсомольского и Баджалского рудных районов, определена их глубинная структура и связь с аномалиями электропроводности. Как показало сопоставление результатов МТЗ с результатами других геофизических методов (ГСЗ, МОВЗ, гравиметрия), магнитотеллурические зондирования является эффективным методом при изучении глубинного строения литосферы позволяющим не только обнаруживать аномально проводящие зоны, но и решать структурные и рудные задачи. Построения подтвердили предположение о мантийной природе рудных районов. Основным недостатком выполненных полевых исследований является ограниченный диапазон измерения электромагнитного поля в области высоких частот, что привело к недостаточно полному изучению верхней части геоэлектрического разреза – земной коре. Использование аудиоманнитотеллурических зондирований (АМТЗ) с регистрацией естественного электромагнитного поля Земли до нескольких килогерц позволит решить эту задачу. Примером такого использования может служить применение АМТЗ при исследованиях вдоль опорных региональных профилей, где перед методом ставится решение структурных задач [21]. Практика применения метода АМТЗ на стадии прогнозно-поисковых работ в рудных районах на медно-никелевые руды, платину, золото, уран широко используется как за рубежом [27], так и в России [7].

ЛИТЕРАТУРА

- Ахмадулин В.А. Электромагнитные методы в комплексе исследований глубинного строения Приамурья: Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. Хабаровск, 1991. 26 с.
- Брянский Л.И., Бормотов В.А., Ахмадулин В.А., Лойтер П.П., Овчинников В.Е., Бормотова Н.Ф., Развозжаева Е.П. Глубинная структура Комсомольско-Баджалского рудного района по результатам комплексного моделирования // Принципы прогнозирования эндогенного оруденения в Восточно-Азиатских вулканических поясах СССР. М., 1990. С.294–306.
- Ваньян Л.Л., Дебабов А.С., Юдин М.Н. Интерпретация данных магнитотеллурических зондирований неоднородных сред. М.: Недра, 1984. 197 с.
- Глубинная структура рудных районов очагового типа: Центральноазиатский сегмент Тихоокеанского рудного пояса. / Л.И. Брянский, В.А. Бормотов, Н.П. Романовский и др. М.: Наука, 1992. 157 с.
- Дмитриев В.И., Бердичевский М.Н., Кокотушкин Г.А. Альбом палеток для магнито-теллурического зондирования в неоднородных средах. Часть 4. М., Изд-во МГУ, 1975. 101 с.
- Добрецов Н.Л. Мантийные плюмы и их роль в формировании анорогенных гранитоидов // Геология и геофизика. 2003. Т.44, №12. С.1243–1261.
- Захаров С.Н., Елисеев А.А., Ратников К.Д. Применение метода АМТЗ на стадии прогнозно-поисковых работ в рудных районах // Разведка и охрана недр. 2003. №4. С. 46–48.
- Каплун В.Б. Результаты магнитотеллурических зондирований в пределах центральной части Сихотэ-Алиня (Приморье) // Тихоокеан. геология. 1993. №2. С. 88–96.
- Каплун В.Б. Результаты магнитотеллурических зондирований в пределах западной части Сихотэ-Алинской складчатой системы // Тихоокеан. геология. 1994. № 5. С. 141–153.
- Каплун В.Б. Предварительные результаты глубинных магнитотеллурических зондирований по профилю п.Облучье-оз.Гасси (Хабаровский край) // Тихоокеан. геология. 1998. Т.17, №2. С. 122–135.
- Карсаков Л.П., Чжао Чуньцин, Малышев Ю.Ф. Тектоническая карта области сочленения Центрально-Азиатского и Тихоокеанского поясов // Тектоника, глубинное строение и геодинамика Востока Азии: IV Косыгинские чтения, 21–23 января 2003, г.Хабаровск / Под.ред. Н.П. Романовского Н.П. Хабаровск: ИТиГ им. Ю.А.Косыгина ДВО РАН, 2003. С. 7–16.
- Космогеологическая карта линейных и кольцевых структур территории СССР. 1:5000000 / Гл.редактор А.Д.Щеглов. 1979.
- Металлогения Дальнего Востока России / В.И.Сухов, Ю.И.Бакулин, Н.П.Лошак и др. Хабаровск, 2000. 217 с.
- Николаев В.В., Врублевский А.А., Ахмадулин В.А., Кузнецов В.Е. Геодинамика и сейсмическое районирование материковой части Дальнего Востока. Владивосток: ДВО РАН, 2000. 90 с.
- Павлов Ю.А., Рейнлиб Э.Л. Гравитационные аномалии и гранитоидный магматизм юга Дальнего Востока. М.: Наука, 1982. 88 с.
- Попов А.М. Влияние приповерхностных неоднородностей на результаты МТЗ // Физика Земли. 1988. №3. С. 87–91.
- Попов А.М., Кузьминых Ю.В. О методике наблюдений и обработки МТ-зондирований в Прибайкалье // Геомагнитные исследования. М., 1988. №31. С. 39–49.
- Попов А.М., Кузьминых Ю.В., Бадув А.Б. Экспериментальные исследования локальных неоднородностей в магнитотеллурическом поле // Геология и геофизика. 1989. №9. С. 117–127.
- Поспеев А.В. Электропроводность земной коры и мантии по профилю Чара Ванино // Тихоокеан. геология. 1987. № 6. С. 109–112.

20. Романовский Н.П., Бормотов В.А. О глубинной структуре Комсомольского и Баджальского рудных районов // Тихоокеан. геология. 1992. №1. С.31–37.
21. Семин Ю.А., Алексеев С.Г., Елисеев А.А., Судакова С.С. Комплексные геофизические и геохимические исследования вдоль опорных региональных профилей // Разведка и охрана недр. 2003. №4. С.11–13.
22. Систематизация оловоносных и золотоносных рудных систем для целей прогнозирования / М-во геологии. СССР. ДВИМС; Сост. Ю.И.Бакулин. М.: Недра, 1991. 192 с.
23. Талтыкин Ю.В. К вопросу о глубинной электропроводности Комсомольско-Баджальского района // Геофизические исследования геологических структур Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР. 1983. С.130–133.
24. Тектоническая природа геофизических полей Дальнего Востока. М.: Наука, 1984. 200с.
25. Шепель С.И. Электрические свойства пород в термобарических условиях литосферы и геоэлектрические модели: Автореф. дис. ... д-ра. геол.-минер. наук. Киев, 2003. 37 с.
26. Электроразведка. Справочник геофизика. Магнитотеллурические методы. М.: Недра, 1989. С. 261–310.
27. Williams J.M., Rodriguez B.D. Magnetotelluric data across the Battle Mountain-Eureka and Carlin trends, near the 41st parallel, Nevada. U.S. Department of the interior U.S. Geological Survey. Open-File Report 01-278 Section 508. 2001.

Поступила в редакцию 9 июня 2004 г.

Рекомендована к печати Ю.Ф. Малышевым

V.B. Kaplun

The geoelectrical model of the lithosphere of the Komsomolsk and Badzhal ore districts from data of magnetotelluric sounding

A spatial geoelectrical model of the lithosphere of the Komsomolsk and Badzhal ore districts and of the surrounding areas has been constructed based on the method of magnetotelluric sounding. It is shown that the ore districts in the geoelectrical section are distinguished by reduced values of electric resistance in the upper mantle and by channels branching from them which penetrate into the lower strata of the Earth's crust. Districts with anomalously low values of upper mantle resistance have been discriminated which can be promising for ore deposits prospecting.

МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ СПЕЦИАЛИЗАЦИЯ РАЙОНОВ ГРАВИМАГНИТНЫХ ПОЛЕЙ ЮГА ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА РОССИИ

Е.Г. Иволга

Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, г. Хабаровск

Предложен оригинальный методический подход использования совместного районирования гравитационного и магнитного полей и металлогении для регионального прогнозирования. Выделено 16 геофизических районов, которые отражают разноуровневые региональные неоднородности геологических структур и рудно-магматических систем различных типов. На новой количественной основе (построены диаграммы спектра и экстенсивности оруденения) проанализировано распределение разных типов эндогенного оруденения по выделенным районам. Это дало возможность для каждого геофизического района уточнить металлогеническую специализацию, которая позволяет геофизические районы рассматривать как металлогенические подразделения. Обращается внимание на большую, по сравнению с гравитационным, чувствительность магнитных полей к изменению металлогенических особенностей районов и на необходимость, в этой связи, более пристального изучения магнитных неоднородностей земной коры.

Ключевые слова: физические поля, районирование, металлогения, специализация, Дальний Восток.

ВВЕДЕНИЕ

Процесс прогнозирования разноранговых объектов эндогенного оруденения на основе геофизической информации включает следующие этапы:

- 1) анализ степени выраженности рудных объектов соответствующего ранга в физических полях
- 2) создание геофизических моделей отдельных рудных объектов
- 3) разработка критериев поисков и оценки рудных объектов на основе анализа геофизических полей и моделей
- 4) прогнозирование искомым рудных объектов на основе разработанных критериев.

Цель данной работы – анализ степени выраженности геологических структур с разными типами эндогенного оруденения в физических полях, с целью выяснения возможности разработки геофизических критериев металлогенического прогноза на примере юга Дальнего Востока России. Выполненные исследования касаются первого и третьего указанных этапов. Для анализа использованы: карта аномального магнитного поля масштаба 1: 2 500 000 [8], карта гравитационного поля масштаба 1: 2 500 000, созданные по съемкам 1:200 000, реже 1: 1 000 000, а также

металлогеническая карта масштаба 1:1 500 000 [19], при создании которой была разработана классификация рудных объектов на рудно-формационной основе. Для анализа выбраны карты одного масштаба, отражающие физические неоднородности одного уровня и близкой детальности и обеспечивающие изучение металлогенических подразделений ранга металлогеническая область, металлогеническая зона, рудный район.

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ И ОСОБЕННОСТИ МЕТАЛЛОГЕНИИ РЕГИОНА

Регион размещается в зоне сочленения Центрально-Азиатского и Тихоокеанского складчатых поясов, здесь в последнее время, созданы две тектонические карты: одна с позиций "умеренного" мобилизма [7], а другая – на основе террейнового анализа [14, 21, 23]. В первом случае в качестве главных тектонических элементов рассматриваются: юго-восточная часть докембрийской Сибирской платформы; Цзямусы-Малохинганский, Ханкайский и Охотский палеозойские массивы, Монголо-Охотский (восточная ветвь), Верхояно-Колымский (южная часть), Сихотэ-Алинский орогенные пояса и наложенные плутонические или вулканоплутонические пояса – Восточно-Сихотэ-Алинский, Охотско-Чукотский, Стано-

вой. Во втором случае в качестве главных структур выделены Северо-Азиатский кратон и Амурский супертеррейн, включающий палеозойские кратонные террейны, соответствующие Цзямусы-Малохинганскому и Ханкайскому массивам, террейны пассивных и активных окраин. Вулкано-плутонические пояса рассматриваются либо как наложенные внутриплитные структуры, либо как шовные структуры областей взаимодействия плит – коллизии или субдукции.

Согласно металлогеническому районированию В.И. Сухова [19], данная территория размещается в пределах Внешней и Переходной мегазон Тихоокеанского рудного пояса, отличающихся структурными геодинамическими и металлогеническими особенностями. Внешняя мегазона охватывает области докембрийско-палеозойских жестких структур, складчатых систем палеозоя и мезозоя, структур мезозойской тектоно-магматической активизации и кайнозойского тафrogenеза. Она представляет собой дискретно размещенные ареалы рудоносности, отвечающие крупным блокам литосферы, которые чаще ортогонально ориентированы относительно простирания тихоокеанских структур. Металлогеническая специализация таких блоков, характеризуется парагенезами сидерофильных (P-Fe-Ti, Fe, Mn, Mo, C), халькофильных (Cu, Pb-Zn) и литофильных (TR, RM, W, Sn, Mo, F) рудных элементов. Переходная мегазона имеет резко наложенный на окраину континента характер и отвечает тихоокеанскому структурному направлению, отражая крупную структурную перестройку, происшедшую в процессе глобально проявленной тектоно-магматической активизации. Металлогения переходной мегазоны в значительной мере унаследована от Внешней мегазоны, но вместе с тем здесь проявился и новый парагенезис – Au-Ag, проявленный "сквозным" образом по всему простиранию мегазоны. В отличие от Внешней мегазоны ареалы рудоносности Переходной обычно пространственно сопряжены, характеризуются существенно возросшей ролью парагенезов (Au, Ag, Си-Mo, Sn-Си-Pb-Zn), которые указывают на преимущественную связь оруденения с мантийными или мантийно-нижнекоровыми источниками.

Большинство исследователей основную металлогению региона связывают либо с орогенным этапом развития территории (субдукцией или коллизией плит), либо с периодами тектоно-магматической активизации (внутриплитными эндогенными процессами). Наиболее продуктивный период – мезозойский, в это время здесь сформировались профилирующие для региона рудные объекты.

Работы по выявлению закономерностей размещения рудных районов, металлогенических зон и областей в геофизических полях и моделях литосферы начали выполняться начиная с конца шестидесятых годов [1–4, 9, 13, 15–20, 22]. В последние годы составлены карты типов и мощности земной коры и литосферы, плотностные, геоэлектрические, скоростные, геотемпературные, магнитные и комплексные модели литосферы, ее слоев и подлитосферной мантии [10–12]. Сопоставление этих данных с позицией известных рудных объектов позволило решить ряд конкретных прогнозных задач на территории юга Дальнего Востока.

Предлагаемая работа, в определенной мере, продолжает эти исследования, ограничиваясь решением задачи по оценке возможности использования региональных особенностей гравитационного и магнитного полей при изучении металлогенических областей и зон разной рудной специализации.

МЕТОДИКА И РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Анализ степени проявленности металлогенических объектов в физических полях выполнялся на основе изучения их региональной составляющей. Реализовался методический подход, когда уровень изучаемого металлогенического подразделения должен соответствовать уровню геофизических аномалий.

Изучение региональных особенностей гравитационного и магнитного полей проводилось, на основе их районирования (рис.1). Особенность принятой методики районирования состоит в том, что при выделении геофизических районов оба поля используются одновременно и равноправно, что определяет объективность их выделения по характеристикам этих полей. В результате гравитационное поле по уровню интенсивности разделено на три класса: области положительного гравитационного поля, интенсивностью до 40 мгл; области слабо отрицательного гравитационного поля интенсивностью до 0– -60 мгл; области резко отрицательного гравитационного поля интенсивностью ниже (-60) мгл. Резко отрицательное поле характерно для интрузивных и интрузивно-вулканогенных поясов и ареалов мезозойского магматизма – Джугджуро-Становой минимум Станового гранит-зеленокаменного пояса; Куйдусунский – Верхоянско-Колымского орогенного пояса; Баджалский – в зоне сочленения Цзямусы-Малохинганского массива с Сихотэ-Алинским орогенным поясом. Все это интенсивно гранитизированные блоки с повышенной мощностью земной коры. Положительное поле охватывает три типа структур: окраинно-материковую зону (Восточно-Сихотэ-Алинский

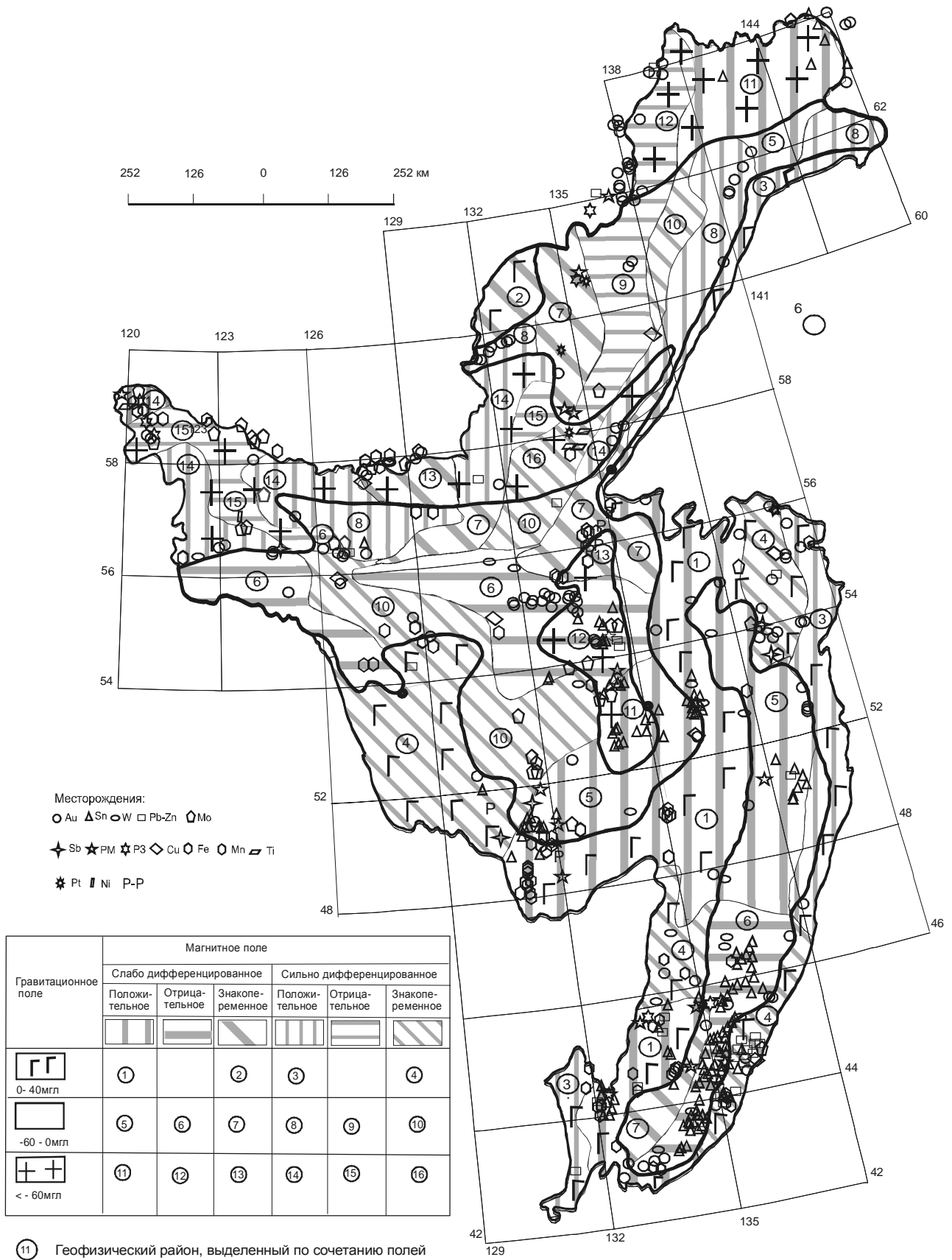


Рис. 1. Схема районирования физических полей и размещения рудных месторождений.

вулканогенный пояс), где отмечается сокращение мощности земной коры и литосферы в целом; наложенные молодые кайнозойские впадины (области континентального рифтогенеза), Цзямусы-Малохинганский и Ханкайский палеозойские массивы с преимущественно сокращенной мощностью земной коры и с увеличенной мощностью литосферы. Слабо отрицательное гравитационное поле наблюдается на территории складчатых поясов и жестких структур, характеризующихся дифференцированной мощностью земной коры.

Выделенным, таким образом, областям гравитационного поля соответствует 6 типов аномальных площадей магнитного поля, отличающихся по уровню интенсивности и морфологии: 1) положительное слабо дифференцированное ("спокойное") магнитное поле – до 1нТл; 2) дифференцированное положительное поле – более 1нТл; 3) отрицательное слабо дифференцированное поле – до -1нТл; 4) дифференцированное отрицательное поле – менее 1нТл; 5) слабо дифференцированное, знакопеременное поле – от -1нТл до +1нТл; 6) дифференцированное, знакопеременное, поле – менее -1нТл и более +1 нТл.

По соотношению указанных типов гравитационного и магнитного полей на рассматриваемой территории выделено 16 геофизических районов (рис.1), лишь в одном из которых (№ 2) промышленная рудная минерализация не установлена. По представлению автора, геофизические районы – это блоки с разным составом земной коры и верхней мантии, вещественный состав верхних горизонтов коры которых отражается в магнитном поле, а более глубоких – в гравитационном. Типы геофизических районов обозначены номером.

Проведен статистический анализ распределения рудных объектов с различными видами оруденения в выделенных геофизических районах (табл.). Для каждого типа определялись экстенсивность оруденения (количество рудных объектов на единицу площади) и спектр рудной минерализации (на основании процентного соотношения видов оруденения). В таблице экстенсивность оруденения показана радиусом круговой диаграммы, а видовой его состав – площадью сектора круга, отражающей его процентное соотношение в общем спектре рудоносности. На основе указанных признаков составлена карта металлогенической специализации геофизических районов (рис. 2). Для каждой выделенной области этой карты даны два ведущих элемента специализации и номер геофизического района, по которому в таблице приведен полный перечень рудных элементов, а в таблице условных знаков к рис. 1 – его геофизические характеристики.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Анализ таблицы показывает, что ширина спектра (количество видов оруденения) выделенных геофизических районов изменяется от семи до трех видов месторождений, что позволило для анализа разбить их на 5 групп. Подавляющее большинство районов (80%) равномерно распределились в трех группах, имеющих ширину спектра от 3 до 5-ти элементов: по 3 элемента – районы № 6, 10, 11, 12; 4 элемента – 3, 13, 15, 16; 5 – 5, 7, 8, 14. В группы с широким спектром попало 20% районов, из них семь элементов характерно для одного района – № 1, а шесть – для двух – № 4, 9.

По экстенсивности оруденения (размер круга) районы разделились на 5 групп (очень низкая, низкая, средняя, высокая и очень высокая), которые характеризуются своим видовым составом оруденения. В группу очень низкой экстенсивности попало 33% районов с молибденовой и золото-молибденовой рудной специализацией; низкой – 27% районов с преимущественно золото-оловянной; средней – 14% районов с золото-железо-медной; высокой – 13% железо-золото-редкометалльно-редкоземельной; очень высокой – 13% олово-золотой рудной специализацией.

Содержательный анализ выделившихся групп проводился с привлечением следующих характеристик: тип геофизических полей (геофизические районы – рис. 1), изменения спектра оруденения – ширины спектра (количества видов оруденения) и состава рудной минерализации; изменения экстенсивности оруденения (величина окружности) – табл.; тектонической приуроченности геофизических районов на основе карты [7] и рис. 2. Установленные закономерности сводятся к следующему:

1. Золотая минерализация является общим металлогеническим фоном для всего рассматриваемого региона, в том или ином процентном соотношении она характерна для всех выделенных районов.

2. Оловоносные районы (11, 12, 5,) кроме олово-вольфрамовой минерализации включают золотую, а в районах 5 – еще и медно-молибденовую. Районы с крупным промышленным оруденением характеризуются наибольшей экстенсивностью и контролируются региональными минимумами гравитационного поля (Баджальский рудный район, а также Кулу-Ямская металлогеническая зона).

3. Достаточно большую группу составляют районы, имеющие золото-молибденовую специализацию (8, 10, 7,13). Для них характерна низкая экстенсивность и средний по широте спектр оруденения (3–5). Отличаются между собой составом спектра,

Таблица. Геофизическая и металлогеническая характеристики геофизических районов юга Дальнего Востока России.

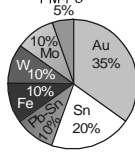
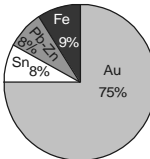
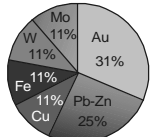
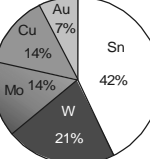
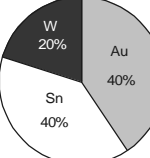
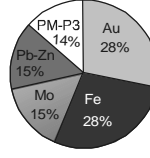
Тип геофизического района (номера соответствуют рис.1)	Тип геологической структуры по [7]	Экстенсивность и спектр рудоносности	Преобладающая минерализация
<p>1</p> <p>Положительное гравитационное поле до 40 мгл и слабо дифференцированное положительное магнитное поле до 1 нТл</p>	<p>1. Самарка-Ванданская зона Сихотэ-Алинского ОП (орогенного пояса) 2. Ниланская и Ульбанская зоны Монголо-Охотского ОП 3. Ханкайский массив 4. Малохинганский блок Цзямусы - Малохинганского массива</p>		<p>Au - Sn</p>
<p>3</p> <p>Положительное гравитационное поле до 40 мгл и сильно дифференцированное положительное магнитное поле до 10 нТл</p>	<p>1. Кава-Ямская зона Охотского массива 2. Совгаванская, Нижнеамурская зоны Восточно-Сихотэ-Алинского вулканогенного пояса (ВП)</p>		<p>Au</p>
<p>4</p> <p>Положительное гравитационное поле до 40мгл и сильно дифференцированное знакопеременное магнитное поле от -10 до 10 нТл</p>	<p>1. Аргуно-Мамынский, Турано-Чжангуанцайлинский массивы 2. Аргуно-Мамынский массив 3. Бикинская подзона Самарка-Ванданской зоны, Северо-Сихотэ-Алинская подзона Журавлевско-Амурской зоны Сихотэ-Алинского ОП 4. Амур-Кавалеровская зона Восточно-Сихотэ-Алинского ВП</p>		<p>Au-Pb-Zn</p>
<p>5</p> <p>Отрицательное гравитационное поле до 60 мгл и слабо дифференцированное положительное магнитное поле до 1 нТл</p>	<p>1. Куйдусунская и Кава-Ямская вулканические зоны (ВЗ) Охотского массива 2. Малохинганский блок Цзямусы - Малохинганского массива 3. Северо-Сихотэ-Алинская, Восточно-Сихотэ-Алинская, Ванданская, Самаркинская подзоны Сихотэ-Алинского ОП</p>		<p>Sn-W</p>
<p>6</p> <p>Отрицательное гравитационное поле до 60 мгл и отрицательное слабо дифференцированное магнитное интенсивностью до 1 нТл</p>	<p>1. Самарка-Ванданская и Журавлевско-Амурская зоны Сихотэ-Алинского ОП 2. Кербинская, Ниланская зоны, Монголо-Охотской ОП 3. Сулукский блок</p>		<p>Au-Sn</p>
<p>7</p> <p>Отрицательное гравитационное поле до 60 мгл и знакопеременное магнитное от -1 до +1 нТл</p>	<p>1. Учуро-Майский прогиб Алданской плиты 2. Купуриинский, Баладекский блоки, Удинская ВЗ Становой гранит-зеленокаменной области 3. Уда-Сунтарская, Ульбанская зоны, Баладекский блок Становой гранит-зеленокаменной области</p>		<p>Au - Fe</p>

Таблица (продолжение).

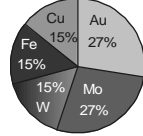
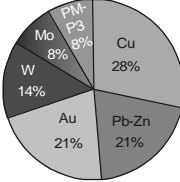
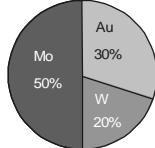
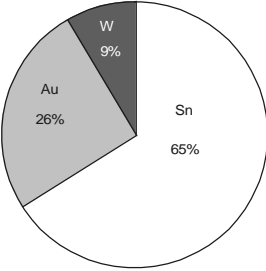
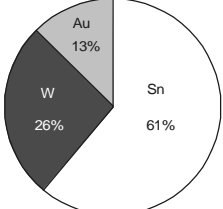
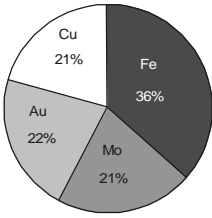
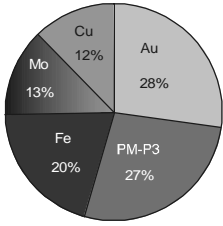
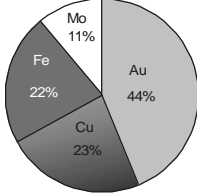
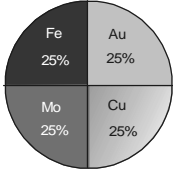
<p>8 Отрицательное гравитационное поле интенсивностью до 60 мгл и сильно дифференцированное положительное магнитное поле до 10 нТл.</p>	<p>1.Нутская подзона на фундаменте Ульяновской ВЗ Охотского массива 2. Ульяновская ВЗ Охотского массива 3. Учуро-Майский прогиб Алданской плиты 4. Мульмугинский, Иликанский блоки Становой гранит-зеленокаменной области</p>	 <table border="1"> <tr><th>Element</th><th>Percentage</th></tr> <tr><td>Au</td><td>27%</td></tr> <tr><td>Mo</td><td>27%</td></tr> <tr><td>W</td><td>15%</td></tr> <tr><td>Fe</td><td>15%</td></tr> <tr><td>Cu</td><td>15%</td></tr> </table>	Element	Percentage	Au	27%	Mo	27%	W	15%	Fe	15%	Cu	15%	<p>Au-Mo</p>				
Element	Percentage																		
Au	27%																		
Mo	27%																		
W	15%																		
Fe	15%																		
Cu	15%																		
<p>9 Отрицательное гравитационное поле до 60 мгл и сильно дифференцированное отрицательное магнитное поле до 10 нТл.</p>	<p>1. Нельканская, Сетте-Дабанская, Южно-Верхоянская зоны Верхояно-Колымского ОП</p>	 <table border="1"> <tr><th>Element</th><th>Percentage</th></tr> <tr><td>Cu</td><td>28%</td></tr> <tr><td>Pb-Zn</td><td>21%</td></tr> <tr><td>Au</td><td>21%</td></tr> <tr><td>W</td><td>14%</td></tr> <tr><td>Mo</td><td>8%</td></tr> <tr><td>P3</td><td>8%</td></tr> <tr><td>PMr</td><td>8%</td></tr> </table>	Element	Percentage	Cu	28%	Pb-Zn	21%	Au	21%	W	14%	Mo	8%	P3	8%	PMr	8%	<p>Cu-Pb-Zn-Au</p>
Element	Percentage																		
Cu	28%																		
Pb-Zn	21%																		
Au	21%																		
W	14%																		
Mo	8%																		
P3	8%																		
PMr	8%																		
<p>10 Отрицательное гравитационное поле до 60 мгл и сильно дифференцированное знакопеременное магнитное поле от -10 до 10 нТл</p>	<p>1. Майский выступ фундамента Охотского массива 2. Аргуно-Мамынский массив 3. Турано-Чжангунцайлинский массив</p>	 <table border="1"> <tr><th>Element</th><th>Percentage</th></tr> <tr><td>Au</td><td>30%</td></tr> <tr><td>Mo</td><td>50%</td></tr> <tr><td>W</td><td>20%</td></tr> </table>	Element	Percentage	Au	30%	Mo	50%	W	20%	<p>Mo-Au</p>								
Element	Percentage																		
Au	30%																		
Mo	50%																		
W	20%																		
<p>11 Отрицательное гравитационное поле ниже 60 мгл и слабо дифференцированное положительное магнитное поле до 1 нТл</p>	<p>1. Северная часть Куйдусунской ВЗ Охотского массива 2. Баджалская ВЗ Сихотэ-Алинского ОП 1. Верхне-Индигорская зона Верхояно-Колымского ОП</p>	 <table border="1"> <tr><th>Element</th><th>Percentage</th></tr> <tr><td>Sn</td><td>65%</td></tr> <tr><td>Au</td><td>26%</td></tr> <tr><td>W</td><td>9%</td></tr> </table>	Element	Percentage	Sn	65%	Au	26%	W	9%	<p>Sn-Au</p>								
Element	Percentage																		
Sn	65%																		
Au	26%																		
W	9%																		
<p>12 Отрицательное гравитационное поле ниже 60 мгл и слабо дифференцированное отрицательное магнитное поле до -1нТл</p>	<p>1. Южно-Верхоянская зона Верхояно-Колымского ОП 2. Селенга-Кербинская зона Монголо-Охотского ОП 3. Сулукский блок</p>	 <table border="1"> <tr><th>Element</th><th>Percentage</th></tr> <tr><td>Sn</td><td>61%</td></tr> <tr><td>W</td><td>26%</td></tr> <tr><td>Au</td><td>13%</td></tr> </table>	Element	Percentage	Sn	61%	W	26%	Au	13%	<p>Sn-W</p>								
Element	Percentage																		
Sn	61%																		
W	26%																		
Au	13%																		
<p>13 Отрицательное гравитационное поле ниже 60 мгл и слабо дифференцированное знакопеременное магнитное поле, от -1 до 1нТл</p>	<p>1. Сутамский, Холболохский, Туксанинский блоки Становой гранит-зеленокаменной области</p>	 <table border="1"> <tr><th>Element</th><th>Percentage</th></tr> <tr><td>Fe</td><td>36%</td></tr> <tr><td>Au</td><td>22%</td></tr> <tr><td>Mo</td><td>21%</td></tr> <tr><td>Cu</td><td>21%</td></tr> </table>	Element	Percentage	Fe	36%	Au	22%	Mo	21%	Cu	21%	<p>Fe-Au-Mo</p>						
Element	Percentage																		
Fe	36%																		
Au	22%																		
Mo	21%																		
Cu	21%																		

Таблица (окончание).

<p>14</p> <p>Отрицательное гравитационное поле ниже 60 мгл и сильно дифференцированное положительное магнитное интенсивностью до 10 нТл</p>	<p>1.Тырканский блок Алдано-Станового щита</p> <p>2. Джугджурский, Удско-Майский блоки, Преджугджурская ВЗ Алдано-Станового щита</p> <p>3. Иликанский, Мульмугинский блоки Становая гранит-зеленокаменная область</p> <p>4. Олекминская гранит-зеленокаменная область</p>		<p>Au-PM-P3</p>
<p>15</p> <p>Отрицательное гравитационное поле ниже 60 мгл и сильно дифференцированное отрицательное магнитное до -10 нТл</p>	<p>1. Олекминская и Становая гранит-зеленокаменные области</p>		<p>Au-Cu-Fe</p>
<p>16</p> <p>Отрицательное гравитационное поле ниже 60 мгл и резко дифференцированное знакопеременное магнитное от 10 до -10нТл</p>	<p>1.Тырканский, Чогарский, Удско-Майский блоки Алдано-Станового щита</p>		<p>Fe-Au-Mo-Cu</p>

но размещаются в близкой тектонической обстановке, в пределах жестких структур – областей Алдано-Станового щита и палеозойских массивов.

4. Районы золото-оловянной минерализации (1, 6) характеризуются близкой экстенсивностью и видовым составом минерализации, но отличаются количеством элементов рудного спектра. Размещаются в краевой части Тихоокеанского орогенного пояса, на обрамлении Центрально-Азиатского.

5. Районы с железо-золото-молибден-медным оруденением (15, 16) характеризуются близким спектром оруденения по ширине и по составу, но различаются экстенсивностью. В тектоническом отношении они размещаются в гранит-зеленокаменной области Алдано-Станового щита. По преобладанию медной минерализации к этой группе тяготеют и районы 9, характеризующиеся близкими шириной спектра и экстенсивностью, но отличающиеся составом оруденения и местоположением (Южно-Верхоянская зона Верхояно-Колымского пояса).

6. Районы с золото-редкометалльно-редкоземельной минерализацией (14) характеризуются высокой экстенсивностью, размещаются в гранит-

зеленокаменных структурах Алдано-Станового щита и контролируются региональным Джугджуро-Становым минимумом гравитационного поля. По составу, широте спектра, тектонической позиции они близки к предыдущей группе.

7. Ярко выраженную золотую специализацию имеют районы 3, характеризующиеся широким спектром оруденения, низкой экстенсивностью, размещаются в пределах вулcano-плутонических поясов, в областях положительного гравитационного и дифференцированного интенсивного магнитного полей.

8. Достаточно обособленную позицию занимают районы 4, характеризующиеся золото-полиметаллической минерализацией, имеют широкий спектр минерализации, очень низкую экстенсивность, размещаются на обрамлении массивов – Туран-Чжангуанцайлинского, Цзямусы-Малохинганского, Ханкайского, Сергеевского блока.

Таким образом, выделенные геофизические районы отражают блоки земной коры с близкими физическими характеристиками, в которых могли развиваться рудогенерирующие структуры с определенным спектром оруденения.

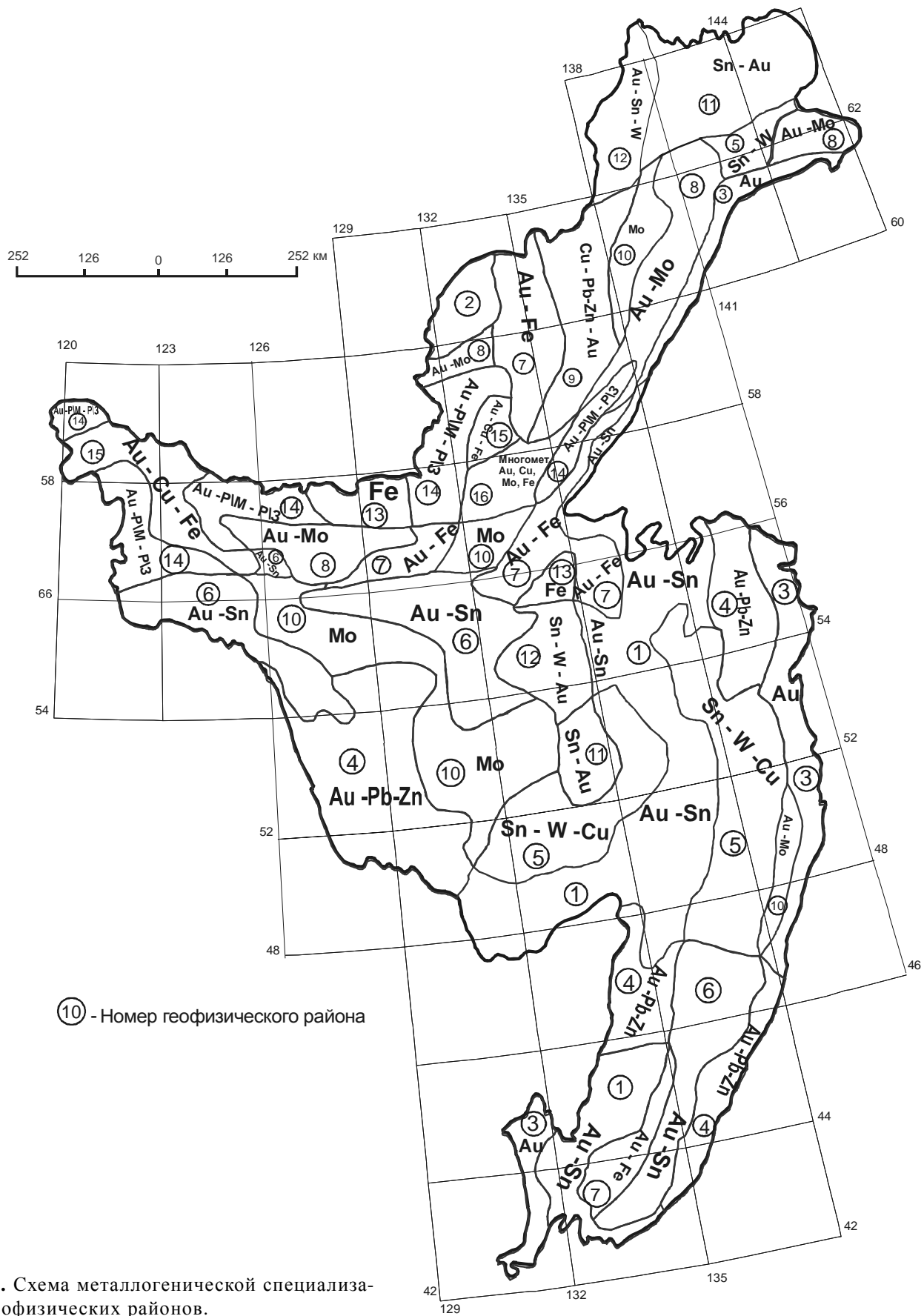


Рис. 2. Схема металлогенической специализации геофизических районов.

ВЫВОДЫ

1. Результаты анализа металлогенической специализации гравитационного и магнитного полей могут быть использованы при региональных прогнозно-металлогенических исследованиях для уточнения границ и характеристики перспективных металлогенических объектов – рудных районов, металлогенических зон и областей [5, 6].

2. Предложенный методический подход может быть использован для изучения металлогенической специализации других геофизических полей и моделей региона, а выделенные геофизические (металлогенические) районы могут быть конкретизированы и уточнены по глубинности на основе изучения закономерностей их размещения в геофизических моделях.

3. Магнитное поле более чувствительно, по сравнению с гравитационным, к изменению металлогенического спектра оруденения (рис. 2). Это, очевидно, обусловлено тем, что магнитные характеристики, с одной стороны, более чувствительны к формационному составу пород и их метасоматическим изменениям, но с другой – магнитное поле более консервативно по отношению к структурным перестройкам и несет информацию не только о молодых, но и более древних процессах дифференциации вещества [12]. Все это приводит к большей информативности магнитного поля с позиций рудогенеза. Указанное заставляет обратить большее внимание, чем это делается в настоящее время, на изучение магнитных неоднородностей. Большие перспективы в этом направлении открываются в связи с выполнением в регионе высокоточных магнитных съемок и появлением карт новой серии.

4. Выявленные связи можно использовать при формировании прогнозных моделей разных видов оруденения на среднемасштабном уровне в качестве региональных геофизических критериев.

ЛИТЕРАТУРА

1. Белогуб В.Н., Шапочка И.И., Романовский Н.П. Место мезо-кайнозойского гранитоидного магматизма в тектоническом развитии Приамурья и некоторые элементы металлогении // Мезозойский тектогенез. Магадан: СО АН СССР, 1971. С. 279–284.
2. Брянский Л.И. Стандартные гравитационные модели земной коры на примере юга Дальнего Востока. Вл адивосток, 1988. 144 с.
3. Брянский Л.И. Плотностная структура земной коры и верхов мантии восточной окраины Азиатского континента. Владивосток: Дальнаука, 1995. 129 с.
4. Глубинная структура рудных районов очагового типа: Центрально-Азиатский сегмент Тихоокеанского рудного пояса. М.: Наука, 1992. 156 с.
5. Иволга Е.Г. Геофизическая выраженность металлогенических зон и рудных районов юга Дальнего Востока России, ее прогнозная реализация с использованием ГИС ПАРК // Международная геофизическая конференция (Тезисы докладов). СПб., 2000. С. 523–525
6. Иволга Е.Г. Возможности прогнозирования рудных районов и металлогенических зон юга Дальнего Востока на основе анализа физических полей с использованием компьютерных технологий // Тектоника, глубинное строение и геодинамика Востока Азии: IV Косыгинские чтения. Хабаровск, 2003. С. 327 – 345
7. Карсаков Л.П., Чжао Чуньцин, Малышев Ю.Ф. Тектоническая карта области сочленения Центрально-Азиатского и Тихоокеанского поясов // Тектоника, глубинное строение и геодинамика Востока Азии. IV Косыгинские чтения, Хабаровск, 2003, С. 7–16
8. Карта аномального магнитного поля (T_a) СССР (континентальная часть и некоторые прилегающие акватории). 1:2 500 000. Л., 1977.
9. Лишневецкий Э.Н. О некоторых особенностях строения земной коры и размещении оловянного и золотого оруденения на Дальнем Востоке в свете гравиметрических данных // Докл. АН СССР. 1968. Т. 181, № 6. С. 1455–1458.
10. Малышев Ю.Ф. Типы земной коры Восточной Азии и их геологическая интерпретация // Тихоокеан. геология. Т. 20, № 6. 2001. С. 3–16.
11. Малышев Ю.Ф., Манилов Ф.И., Романовский Н.П., Гурович В.Г. Плотностные срезы литосферы области сочленения Центрально-Азиатского и Тихоокеанского поясов // Тектоника, глубинное строение и геодинамика Востока Азии: III Косыгинские чтения. Хабаровск, 2003. С. 108–121.
12. Малышев Ю.Ф., Горнов П.Ю., Каплун В.Г., Подгорный В.Я., Романовский Н.П., Шевченко Б.Ф. Литосфера Дальнего Востока: деструкция, типы, аномалии // Закономерности строения и эволюции геосфер: VI междунар. междисциплинар. науч. симпоз. Хабаровск, 2004. С. 176–184.
13. Павлов Ю.А., Рейнлиб Э.Л. Гравитационные аномалии и гранитоидный магматизм юга Дальнего Востока. М.: Наука, 1982. 86 с.
14. Парфенов Л.М., Л.А.Берзин, А.И.Ханчук и др. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеан. геология. 2003. Т. 22, № 6. С. 7–41.
15. Петрищевский А.М. О гранитах, гранитизации и природе региональных разуплотнений земной коры на Дальнем Востоке // Геотектоника. 1985. № 5. С. 80–91.
16. Петрищевский А.М., Натальин Б.А. Сейсмогравитационное районирование и тектоническая эволюция Северо-Востока Азии // Физика и структура земной коры окраинных морей Тихого океана. Вл адивосток: ДВО РАН СССР, 1987. С. 58–67.
17. Романовский Н.П. Петрофизика гранитоидных рудно-магматических систем Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1987. 205 с.
18. Романовский Н.П. Тихоокеанский сегмент Земли : глубинное строение, гранитоидные рудно-магматические системы. Хабаровск, 1999. 167 с.
19. Металлогения Дальнего Востока России. Хабаровск, 2000. 217 с.

20. Тектоническая природа геофизических аномалий Дальнего Востока, М., 1984. 199 с.
21. Ханчук А.И., Иванов В.В. Геодинамика востока России в мезо–кайнозойе и золотое оруденение // Геодинамика и металлогения. Владивосток: Дальнаука, 1999. С. 7–30.
22. Шевченко Б.Ф. Геолого-геофизические модели верхней части земной коры Буреинского массива // Геология и геофизика. 1981. №7. С. 73–81
23. Leonid M. Parfenov, Aleksander I. Khanchuk, Gombosuren Badarach, Robert J. Miller, Vera V. Naumova, Warren J. Nokleberg, Masatsugu Ogasawara, Andrei J. Prokopiev, and Hongquan Yan PRELIMINARY NORTHEAST ASIA GEODINAMICS MAP // Preliminary Publications Book 2 From Project on Mineral Resources, Metallogenesis, and Tectonics of Northeast Asia, Open-file Report 03-203, Version 1.0 U.S. Department of the Interior U.S. Geological Survey.

Поступила в редакцию 1 сентября 2004 г.

Рекомендована к печати Ю.Ф. Малышевым

Ye.G. Ivolga

Metallogenic specialization of the region of gravity and magnetic fields in the southern part of the Russian Far East

An original method has been offered for the use of joint zoning of gravitational and magnetic fields and metallogeny for regional prediction. 16 geophysical domains have been distinguished, which reflect different-level regional inhomogeneities of geological structures and ore magmatic systems of different types. A new quantitative base has been used (spectra diagrams and mineralization extensiveness) to analyze distribution of different-type endogenic mineralization in the distinguished areas. This made it possible to specify for each geophysical domain metallogenic specialization, which allows reckoning the geophysical domains as metallogenic units. Special attention is directed to the greater sensitivity of magmatic fields to the changes of metallogenic features of the regions as compared with gravitational fields, and in this connection, to the necessity of a more close study of magnetic inhomogeneities of the Earth's crust.

ЗОНАЛЬНАЯ СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ СХЕМА НИЖНЕГО ДЕВОНА СЕВЕРО-ВОСТОКА РОССИИ ПО ТАБУЛЯТАМ*

Т. С. Альховик, В. В. Баранов

Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г. Якутск

Даны обоснование и краткая характеристика зональной схемы нижнего девона Северо-Востока России по табулятам. Приведены результаты анализа списков комплексов табулят из новой унифицированной стратиграфической схемы региона, на основании которых подтверждён региональный статус зональной схемы. Предлагается включить зональную схему по табулятам в новую унифицированную схему нижнего девона Северо-Востока России.

Ключевые слова: табуляты, зональная схема, унифицированная стратиграфическая схема, нижний девон, Северо-Восток России.

ВВЕДЕНИЕ

В декабре 2002 года в г. Санкт-Петербурге было проведено третье Межведомственное стратиграфическое совещание по Северо-Востоку России. Среди многочисленных вопросов, обсуждавшихся на нём, были рассмотрены два проекта региональной части стратиграфической схемы нижнего девона, существенно отличающихся друг от друга и поэтому вызвавших оживлённую дискуссию. Один из проектов был представлен специалистами ФГУ НПП "Аэрогеология" М. Н. Поташовой и В. С. Шульгиной, другой – авторами статьи. Основой первого проекта послужила региональная часть стратиграфической схемы М. Х. Гагиева [12], основой второго – результаты исследований авторов, дополненные результатами анализа литературы по стратиграфии нижнего девона Омулёвских гор и Момского хребта, где нам не удалось работать (табл. 1). В результате острых дискуссий на совещании был решён ряд спорных вопросов, касающихся региональной части схемы нижнего девона, и принята новая унифицированная схема. Наши возражения по поводу отдельных решений, принятых на совещании, в тезисной форме были изложены в рубрике "Особые мнения". После окончательной доработки региональной части унифицированной схемы из неё без консультаций с нами по неизвестным причинам были исключены зональные схемы по табулятам и ругозам, а место зональных

комплексов заняли списки табулят и ругоз, представленные в проекте М. Н. Поташовой и В. С. Шульгиной. Впоследствии именно они были утверждены МСК в рубрике "характерные комплексы" новой унифицированной схемы (табл. 2).

Являясь соавторами схемы, мы не можем ограничиться декларативным несогласием с вышеназванными решениями и методами их принятия. В предлагаемой статье мы приводим обоснование и краткую характеристику зональной схемы по табулятам, а также результаты анализа списков раннедевонских табулят, содержащихся в рубрике "характерные комплексы" новой унифицированной схемы. Этот анализ был предпринят нами для решения вопроса: имеет ли зональная схема по табулятам статус региональной или её можно использовать только в северной, западной и восточной частях региона (Сетте-Дабанский, Яно-Индибирский и Приколымский субрегионы).

ЗОНАЛЬНАЯ СХЕМА

Зональная схема расчленения нижнего девона по табулятам для Яно-Индибирского субрегиона была предложена Т. С. Альховик в 1984 году [1]. Одинаковая стратиграфическая последовательность и исключительно близкий видовой состав синхронных комплексов раннедевонских табулят позволили впоследствии распространить эту схему на Сетте-

* Дискуссия

Таблица 1. Фрагмент региональной части стратиграфической схемы нижнего девона Северо-Востока России.

Общая стратиграфическая шкала		Региональные стратиграфические подразделения																		
Отдел	Ярус	Зональная конодонтовая шкала	Геораздел (млн лет)	Нагорный	Полугорный	Зона/Лона	Лона	Зоны/лоны и характерные комплексы		Характерный комплекс	Табульты									
								Полугорные лоны	Характерные комплексы											
Нижний	Локковский	pesavis delta eurekaensis hesperus	~408	Нелюдямский	репиттор-примус-социалис	repetitor, primus	Favosites socialis	Favosites socialis	Favosites socialis Sok. et Tes., F. admirabilis Dubat., F. virgosus (Yanet), Yacutopora gratica (Rukh.), Striatoporella concentrica (Rukh.), Pachypora khalifini (Dubat.), Caliopora macroporosa Dubat.		Favosites admirabilis Dubat.									
									Копет-Кинский	sulcatus, marinae			Yacutopora imae	Favosites socialis	Favosites socialis Sok. et Tes., F. admirabilis Dubat., F. virgosus (Yanet), Yacutopora gratica (Rukh.), Striatoporella concentrica (Rukh.), Pachypora khalifini (Dubat.), Caliopora macroporosa Dubat.					
																Ларский	sulcatus, marinae	Yacutopora imae	Favosites socialis	Favosites socialis Sok. et Tes., F. admirabilis Dubat., F. virgosus (Yanet), Yacutopora gratica (Rukh.), Striatoporella concentrica (Rukh.), Pachypora khalifini (Dubat.), Caliopora macroporosa Dubat.
									Сарыпский	kindlei			Yacutopora fallacis	Favosites socialis	Favosites socialis Sok. et Tes., F. admirabilis Dubat., F. virgosus (Yanet), Yacutopora gratica (Rukh.), Striatoporella concentrica (Rukh.), Pachypora khalifini (Dubat.), Caliopora macroporosa Dubat.					
																Ларский	kindlei, proavus	Yacutopora fallacis	Favosites socialis	Favosites socialis Sok. et Tes., F. admirabilis Dubat., F. virgosus (Yanet), Yacutopora gratica (Rukh.), Striatoporella concentrica (Rukh.), Pachypora khalifini (Dubat.), Caliopora macroporosa Dubat.
									Неличенский	pireneae			pireneae	Favosites socialis	Favosites socialis Sok. et Tes., F. admirabilis Dubat., F. virgosus (Yanet), Yacutopora gratica (Rukh.), Striatoporella concentrica (Rukh.), Pachypora khalifini (Dubat.), Caliopora macroporosa Dubat.					
																Ларский	pireneae, abnormis, sinuata	Subladopora abnormis	Favosites socialis	Favosites socialis Sok. et Tes., F. admirabilis Dubat., F. virgosus (Yanet), Yacutopora gratica (Rukh.), Striatoporella concentrica (Rukh.), Pachypora khalifini (Dubat.), Caliopora macroporosa Dubat.
Криворуцкий	excavatus, imata	excavatus	Favosites socialis	Favosites socialis Sok. et Tes., F. admirabilis Dubat., F. virgosus (Yanet), Yacutopora gratica (Rukh.), Striatoporella concentrica (Rukh.), Pachypora khalifini (Dubat.), Caliopora macroporosa Dubat.																
					Николаевский	excavatus, imata	excavatus	Favosites socialis	Favosites socialis Sok. et Tes., F. admirabilis Dubat., F. virgosus (Yanet), Yacutopora gratica (Rukh.), Striatoporella concentrica (Rukh.), Pachypora khalifini (Dubat.), Caliopora macroporosa Dubat.											
										Ленинковский	excavatus, imata	excavatus	Favosites socialis	Favosites socialis Sok. et Tes., F. admirabilis Dubat., F. virgosus (Yanet), Yacutopora gratica (Rukh.), Striatoporella concentrica (Rukh.), Pachypora khalifini (Dubat.), Caliopora macroporosa Dubat.						
Гемтганский	serotinus, potenus, figuratus, epinodatus, listigense-salantica, sulcata	serotinus	Favosites socialis	Favosites socialis Sok. et Tes., F. admirabilis Dubat., F. virgosus (Yanet), Yacutopora gratica (Rukh.), Striatoporella concentrica (Rukh.), Pachypora khalifini (Dubat.), Caliopora macroporosa Dubat.																
					Ленинковский	serotinus	serotinus	Favosites socialis	Favosites socialis Sok. et Tes., F. admirabilis Dubat., F. virgosus (Yanet), Yacutopora gratica (Rukh.), Striatoporella concentrica (Rukh.), Pachypora khalifini (Dubat.), Caliopora macroporosa Dubat.											
										Нагорный	serotinus	serotinus	Favosites socialis	Favosites socialis Sok. et Tes., F. admirabilis Dubat., F. virgosus (Yanet), Yacutopora gratica (Rukh.), Striatoporella concentrica (Rukh.), Pachypora khalifini (Dubat.), Caliopora macroporosa Dubat.						

Таблица 2. Фрагмент региональной части унифицированной стратиграфической схемы нижнего девона Северо-Востока России (г. Санкт-Петербург, 2002 г.).

Конодонговые лоды/зоны	Региональные стратиграфические подразделения
	Биостратиграфические зоны, слои, характерные комплексы фауны (флоры)
	Табуляты
<i>patulus</i>	<p><i>Favosites goldfussi</i> d'Orb., <i>F. fedotovi</i> Tchern., <i>F. robustus</i> Lec., <i>F. gregalis</i> Porf., <i>Pachyfavosites polymorphus</i> (Goldf.), <i>Sriatoporella dogdensis</i> Dubat., <i>Squamеofavosites attenuatus</i> Smirn., <i>Sq. (Dictyofavosites) salairicus</i> Tchern., <i>Victorilites elegans</i> (Dubat.), <i>Cladopora cylindrocellularis</i> Dubat., <i>Cl. kokscharskatae</i> Dubat., <i>Cl. tenuissima</i> Dubat., <i>Subcladopora elegans</i> (Dubat.), <i>Alveolites tischenoffi</i> Dubat., <i>A. krekovensis</i> (Dubat.), <i>A. wagnerensis</i> Yanet, <i>A. dogdensis</i> Dubat., <i>A. eximius</i> Tchern., <i>Crassiatveolites spiralis</i> Koksck, <i>Cr. crassus</i> (Lec.), <i>Cr. pellucularis</i> Dubat., <i>Alveolitella polenowi</i> Peetz, <i>Al. figurata</i> Dubat., <i>Al. karmakensis</i> Tchern., <i>Al. fecunda</i> (Sal.), <i>Calliopora uralica</i> Yanet, <i>Coenites tenella</i> Gur., <i>C. bubankeræ</i> Dubat., <i>Scoliopora delecta</i> Alkh., <i>Sc. vera</i> Koksck., <i>Tryanopora symbiotica</i> Dubat.</p>
<i>serotinus</i>	
<i>inversus</i>	
<i>nothoperbomus</i>	<p><i>Favosites socialis</i> Sok. et Tes., <i>F. sibiricus</i> Peetz, <i>F. fedotovi</i> Tchern., <i>F. brusnizini</i> Peetz, <i>F. regularissimus</i> var. <i>minor</i> Yanet, <i>F. aff. multiplicatus</i> Yanet, <i>F. goldfussi</i> d'Orb., <i>F. admirabilis</i> Dubat., <i>F. kolymensis</i> Tchern., <i>Pachyfavosites subnitellus</i> Dubat., <i>Sriatoporella viatica</i> (Yanet), <i>Emmonsia nordicus</i> Dubat., <i>Squamеofavosites theitides</i> Chekh., <i>Sq. macrotremaus</i> Dubat., <i>Sq. cribratus</i> Smirn., <i>Sq. bohemicus</i> (Pocta), <i>Sq. frequens</i> Smirn., <i>Sq. spongiosus</i> Tchern., <i>Pachyopora cylindrica</i> Tchern., <i>Cladopora vermicularis</i> Mc Coy, <i>Subcladopora elegans</i> (Dubat.), <i>Thamnopora pusilla</i> (Koksck.), <i>Th. reticulata</i> (Blainv.), <i>Th. taimyrica</i> (Tchern.), <i>Th. alta</i> Tchern., <i>Trachypora crassitheca</i> Biske, <i>Alveolites vagranensis</i> Yanet, <i>A. krekovensis</i> (Dubat.), <i>A. dissimilis</i> (Alkh.), <i>Alveolitella figurata</i> Dubat., <i>Al. karmakensis</i> Tchern., <i>Al. polenowi</i> Peetz, <i>Crassiatveolites humilis</i> Alkh., <i>Calliopora parva</i> (Kim), <i>Coenites anastomosus</i> Miron., <i>Placocoenites escharoides</i> (Stein), <i>Egostella tuznetskiana</i> (Tchern.), <i>Scoliopora clara</i> (Yanet), <i>S. crassicaulis</i> (Dubat.), <i>Tryanopora symbiotica</i> (Dubat.).</p>
<i>excavatus</i>	
<i>kitabicus</i>	
<i>pireneae</i>	<p><i>Favosites</i> ex gr. <i>goldfussi</i> d'Orb., <i>F. admirabilis</i> Dubat., <i>F. mammillatus</i> Tchern., <i>F. kozlovskii</i> (Sok.), <i>F. yermolaevi</i> Tchern., <i>F. ex gr. forbesi</i> E. et H., <i>F. sibiricus</i> Peetz, <i>F. socialis</i> Sok. et Tes., <i>F. regularissimus</i> minor Yanet, <i>F. stellaris</i> Tchern., <i>F. fedotovi</i> Tchern., <i>F. kolymensis</i> Tchern., <i>F. robustus</i> Lec., <i>F. paradoxus</i> (Tchern.), <i>Pachyfavosites kozlovskii</i> Sok., <i>P. subnitellus</i> Dubat., <i>P. hidensisformis</i> Miron., <i>P. kolymensis</i> Barsk. et Potasch., <i>Sriatoporella graeca</i> Rukh., <i>St. yacutica</i> Barsk., <i>St. multiporifera</i> Rukh., <i>Squamеofavosites socialisformis</i> Dubat., <i>Sq. bohemicus</i> (Pocta), <i>Sq. theitides</i> Chekh., <i>Sq. frequens</i> Smirn., <i>Sq. pseudofungites</i> Barsk., <i>Sq. cribratus</i> Smirn., <i>Sq. spiridonovae</i> Barsk., <i>Sq. (Dictyofavosites) concentricus</i> (Rukh.), <i>Sq. (Dictyofavosites) tchernogaensis</i> Dubat., <i>Emmonsia nordicus</i> Dubat., <i>Parasriatopora rzonnickojæ</i> Dubat., <i>Yacutiopora dogdensis</i> Dubat., <i>Ya. fallacis</i> (Yanet), <i>Ya. kolymica</i> Barsk., <i>Ya. imnae</i> (Dubat.), <i>Ya. graeca</i> (Rukh.), <i>Echyropora kolymica</i> Barsk., <i>Parasriatopora rzonnickojæ</i> Dubat., <i>Yacutiopora dogdensis</i> Dubat., <i>Ya. fallacis</i> (Yanet), <i>Ya. kolymica</i> Barsk., <i>Subcladopora elegans</i> (Dubat.), <i>Pachyopora cylindrica</i> Tchern., <i>P. acuta</i> (Tchud.), <i>Sriatopora ischikatschewi</i> Peetz, <i>St. minuscula</i> Tchud., <i>Cladopora microcellularis</i> Dubat., <i>Subcladopora elegans</i> (Dubat.), <i>S. (?) abnormis</i> Mil., <i>Thamnopora nana</i> Dubat., <i>Th. elegantula</i> Tchud., <i>Th. taimyrica</i> Tchern., <i>Alveolites taimyrensis</i> Smirn., <i>A. krekovensis</i> (Dubat.), <i>Alveolitella karmakensis</i> Tchern., <i>Calliopora macroporosa</i> Dubat., <i>Coenites anastomosus</i> Miron., <i>Placocoenites escharoides</i> (Stein.), <i>Egostella tuznetskiana</i> (Tchern.), <i>Scoliopora crassicaulis</i> (Dubat.), <i>Sc. inconspicua</i> Alkh.</p>
<i>repertor; primus</i>	<p><i>Favosites admirabilis</i> Dubat., <i>F. mammillatus</i> Tchern., <i>F. sibiricus</i> Peetz, <i>F. clarus</i> Yanet, <i>F. hidensisformis</i> Miron., <i>F. ex gr. terraenovae</i> Tchern., <i>F. ex gr. ramiformis</i> Schartk., <i>F. kowchovi</i> Prbz., <i>F. microspimus</i> Dubat., <i>F. fungites</i> Sok., <i>F. tarejaensis</i> Tchern., <i>F. rotundus</i> (Miron.), <i>F. kolymensis</i> Tchern., <i>F. taskanensis</i> Tchern., <i>F. forbesi</i> E. et H., <i>F. socialis</i> Sok. et Tes., <i>F. yermolaevi</i> Tchern., <i>F. tonensis</i> (Mir.), <i>F. polaris</i> Chekh., <i>F. virgosus</i> (Yanet), <i>F. coreanicus</i> Ozaki, <i>F. compositus</i> Tchern., <i>Pachyfavosites avidus</i> Dubat., <i>P. hidensisformis</i> (Miron.), <i>P. taskanensis</i> (Prbz.), <i>Sriatoporella concentrica</i> (Rukh.), <i>St. multiporifera</i> Rukh., <i>St. graeca</i> Rukh., <i>St. yacutica</i> Barsk., <i>Squamеofavosites attenuatus</i> Smirn., <i>Sq. obtusispinosus</i> Yanet, <i>Sq. theitides</i> Chekh., <i>Sq. nodulosus</i> Smirn., <i>Sq. bohemicus</i> (Pocta), <i>Sq. socialisformis</i> Dubat., <i>Sq. pseudofungites</i> Barsk., <i>Sq. orbicularis</i> Smirn., <i>Sq. (Dictyofavosites) ischikatschewi</i> Dubat., <i>Sq. (Dictyofavosites) concentricus</i> (Rukh.), <i>Echyropora elegans</i> Dubat., <i>Parasriatopora paradoxa</i> Chekh., <i>Yacutiopora taskanensis</i> Prbz., <i>Ya. graeca</i> (Rukh.), <i>Pachyopora khalifini</i> (Dubat.), <i>Sriatopora ischikatschewi</i> Peetz, <i>Cladopora yanovskiyi</i> (Dubat.), <i>Thamnopora nana</i> Dubat., <i>Th. elegantula</i> Tchud., <i>Alveolitella figurata</i> Dubat., <i>Crassiatveolites krekovensis</i> Dubat., <i>Calliopora macroporosa</i> Dubat.</p>
<i>remscheidensis</i>	

Дабанский и Приколымский субрегионы [3, 7]. Анализ литературных данных о возрастной последовательности и видовом составе раннедевонских табулятовых комплексов Омулёвского и Момского субрегионов [11, 15] показал, что схема имеет более широкую область применения, чем считалось ранее, и может использоваться в качестве региональной.

Зональная схема по табулятам состоит из восьми лон, объём которых варьирует от половины подъяруса до подъяруса (табл. 1). По содержанию все лоны являются комплексными моногрупповыми. Границы лон в большинстве случаев проводятся по появлению представителей вида-индекса, редко устанавливаются по появлению представителей двух-трёх характерных видов комплекса. Они соответствуют границам ярусов и подъярусов или проводятся внутри последних.

В качестве зональных видов-индексов использованы виды доминанты или субдоминанты табулятовых таксоценов, имеющие в пределах региона наиболее узкие диапазоны стратиграфического распространения, встречающиеся в нескольких фациальных обстановках и известные в большинстве разрезов.

Диапазон стратиграфического распространения *Favosites admirabilis*, *F. socialis*, *Yacutiopora innae* шире объёма одноимённых лон: их представители встречаются в перекрывающей лоне, где вышеназванные виды являются транзитными. Это не препятствует использованию данных видов в качестве видов-индексов, поскольку, как указано выше, нижние границы лон проводятся по появлению более молодого вида-индекса или двух-трёх характерных видов более молодого комплекса. Следует отметить, что зональные схемы, в которых встречаются виды-индексы двух смежных зон, не являются редкостью, такова, например, эмсская часть стандартной конодонтовой шкалы [7, 11, 17].

Количество видов в зональных комплексах уменьшено по сравнению с первым вариантом зональной схемы [3]. Это обусловлено результатами ревизии раннедевонских табулятов, показавшей, что многие формы, выделенные в качестве новых видов, являются младшими синонимами уже известных видовых таксонов [2, 4, 5]. Для количественной оценки степени изменения видового состава комплексов табулятов на нижних границах лон использовался коэффициент обновления видового состава:

$$K_0 = \frac{\sum n + \sum u}{\sum A + B},$$

где n – количество видов, появившихся на нижней границе лоны B ; u – количество видов, исчезнувших

на этом уровне; A – количество видов в лоне A , B – количество видов в лоне B [16]. Количественные характеристики и K_0 табулятовых и конодонтовых лон / зон приведены в таблице 3.

Сведения о местонахождении первоописания видов-индексов, характеристика состава, географического и стратиграфического распространения популяций видов, предполагаемые филогенетические связи видов и причины их появления и исчезновения в регионе (возникновение, вымирание, эмиграция, иммиграция), а также описание стратотипов и парастратотипов лон содержатся в [8] и здесь не приводятся.

В первом варианте схемы возраст табулятовых лон определялся путём ступенчатой корреляции их со стратотипами нижнего девона через разрезы промежуточных регионов (Таймыр, Салаир, Средняя Азия), содержащие близкие по видовому составу комплексы табулятов, совместно с которыми встречены брахиоподы, граптолиты, рыбы, известные в стратотипических разрезах. Зональная конодонтовая схема для нижнего девона региона была разработана после опубликования первого варианта зональной схемы по табулятам [9, 10, 17]. Привязка зональных табулятовых комплексов к этой схеме не внесла существенных изменений во внутрирегиональную корреляцию, но позволила уточнить возраст лон. Местонахождения стратотипов и парастратотипов табулятовых лон, в которых табуляты встречены совместно с конодонтами, приведены на рис. 1. Корреляция этих разрезов показана на рис. 2.

Лона *Favosites admirabilis*. Стратотип – хр. Тас-Хаяхта, разрез "Куранах-Юрях"; датнинская свита, пачки 2, 3 [8]. Парастратотипы: 1) Селенняхский кряж, правобережье р. Талынджи, разрез "Самыр-Зелёный"; датнинская свита, пачки 12–15; 2) хр. Сетте-Дабан, разрез "Тихий"; нижняя часть нижнесеттедабанской подсвиты сеттедабанской свиты, пачки 1, 2 [8]; 3) Омулёвские горы, р. Нелюдимая, нелюдимская свита, пачка А, слои 1–4 [14].

Номенклатура. Ранее эта лона совместно с нижней частью вышележащей лоны *Favosites socialis* была выделена В. Н. Дубатоловым, А. А. Николаевым и Б. В. Преображенским под названием "слои со *Squamofavosites attenuatus*" (Омулёвские горы, разрез по р. Нелюдимой, пачки А, В нелюдимской свиты) [13]. Анализ выборок, происходящих из стратотипа лоны, парастратотипа лоны в Селенняхском кряже и разреза "Правый Солончан" (датнинская свита, пачка 2) показал, что формы, описанные Б. В. Преображенским под названием *Squamofavosites attenuatus* Smirn., относятся к виду *Favosites*

Таблица 3. Количественная характеристика и K_0 табулятовых и конодонтовых лон/зон.

Ярус Польярус	Зона	Табуляты			Конодонты		
		Лона	Количественная характеристика	K_0	Лона	Количественная характеристика	K_0
Верхний	patulus	Alveolites polenowi, Alveolites figuratus (8)	П = 4, И = 13 Т = 6 $\Sigma_{sp} = 10$	0,74	patulus (10)	П = 7, И = 4 Т = 10 $\Sigma_{sp} = 17$	0,52
	serotinus				serotinus (9)	П = 4, И = 4 Т = 10 $\Sigma_{sp} = 14$	
Средний	inversus	Caliopora parva, Scoliopora clara (7)	П = 9, И = 4 Т = 10 $\Sigma_{sp} = 19$	0,57	inversus serotinus (8)	П = 6, И = 7 Т = 8 $\Sigma_{sp} = 14$	0,62
	nothoperbonus				excavatus (7)	П = 5, И = 1 Т = 10 $\Sigma_{sp} = 15$	
	excavatus				kitabicus (6)	П = 6, И = 3 Т = 5 $\Sigma_{sp} = 11$	
	kitabicus				kitabicus (6)	П = 6, И = 3 Т = 5 $\Sigma_{sp} = 11$	
Верхний	pireneae	Scoliopora crassicaulis (6)	П = 5, И = 2 Т = 9 $\Sigma_{sp} = 14$	0,44	pireneae (5)	П = 4, И = 2 Т = 4 $\Sigma_{sp} = 8$	0,6
		Subcladopora abnormis (5)	П = 6, И = 5 Т = 5 $\Sigma_{sp} = 11$				
Желтый	kindlei	Yacutiopora fallacis (4)	П = 1, И = 9 Т = 9 $\Sigma_{sp} = 10$	0,53	kindlei proavusius (4)	П = 3, И = 10 Т = 3 $\Sigma_{sp} = 6$	0,8
	sulcatus	Yacutiopora innae (3)	П = 14, И = 3 Т = 4 $\Sigma_{sp} = 18$	0,81	sulcatus, marinae (3)	П = 6, И = 6 Т = 7 $\Sigma_{sp} = 13$	0,63
Нижний	pesavis	Favosites socialis (2)	П = 6, И = 0 Т = 1 $\Sigma_{sp} = 7$	0,86	repetitor, p rimus (2)	П = 6, И = 11 Т = 7 $\Sigma_{sp} = 13$	0,71
	delta						
	eurekaensis						
Нижний	hesperis	Favosites admirabilis (1)	П = 1, И = 0 Т = 0 $\Sigma_{sp} = 1$	0,53	remscheid. (1)	П = 14, И = 6 Т = 4 $\Sigma_{sp} = 18$	0,86

Примечание. П – количество видов, появляющихся на нижней границе лоны, И – количество видов, исчезающих на той же границе, Т – количество транзитных видов в зональном комплексе, S_{sp} – количество видов в зональном комплексе. Цифры в скобках обозначают порядковый номер лоны/зоны, K_0 – числовые значения коэффициента обновления видового состава комплекса на нижней границе лоны / зоны.

admirabilis Dubat. [5]. Это обстоятельство послужило причиной замены вида-индекса [3].

Палеонтологическая и стратиграфическая характеристика. Нижняя граница лоны проводится по появлению представителей вида-индекса. Ранее на основании анализа стратиграфического и стратиграфического распространения вида-

индекса и синхронного комплекса брахиопод было установлено, что эта граница совпадает с нижней границей девона [3]. Данные по конодонтам подтвердили этот вывод.

Лона *Favosites admirabilis* моновидовая. В данном интервале разреза для популяций вида-индекса характерна высокая численность и плотность, широ-

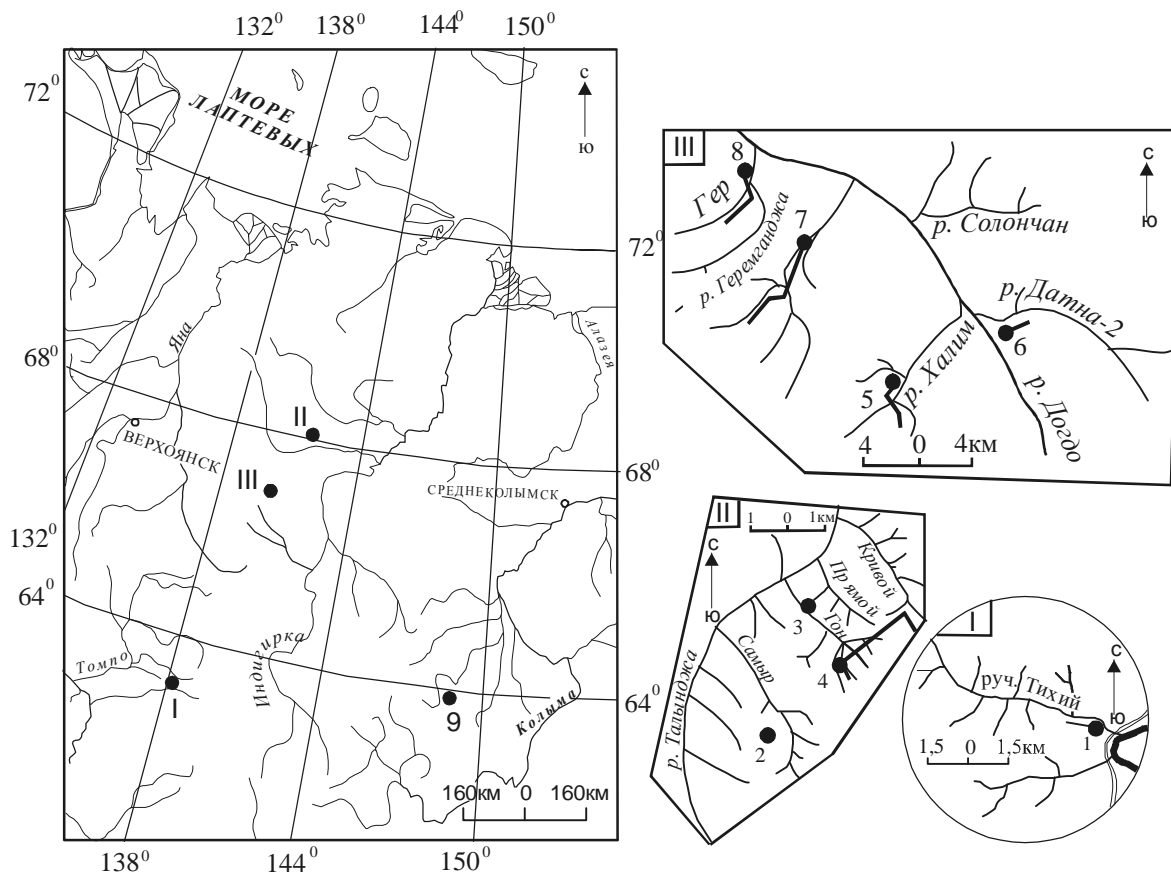


Рис. 1. Местонахождение разрезов.

I – хр. Сетте-Дабан: 1 – разрез Тихий; II – Селенняхский кряж: 2 – разрез Самыр–Зелёный, 3 – разрез Гон-1, 4 – разрез Неличен–Ледниковый–Кривой; III – хр. Тас-Хаяхта: 5 – разрез Халим, 6 – разрез Датна-II-2, 7 – разрез Хобочало-2, 8 – разрез Геремганджа–Гер; 9 – Омулёвские горы, р. Нелюдимая.

кая морфологическая изменчивость, проявляющаяся в появлении у отдельных экземпляров гемисолей "Squamofavosites attenuatus Smirn." [13], септальных пластин, валиков [5] или сильной гофрировки стенок "Favosites kovechovi Prbz." [13], "F. multiplicatus Dubat." [18]. В перекрывающих отложениях подобные популяции не встречаются.

Максимально высокое числовое значение K_0 на нижней границе лона (табл. 3) обусловлено отсутствием транзитных видов, что связано с неблагоприятными для табулят абиотическими условиями, существовавшими на территории региона во второй половине пржидольского века.

Данные по конодонтам: находки по всему интервалу лона *Ozarkodina remscheidensis* – вида-индекса нижней зоны лохкова многих региональных схем, появление в основании вышележащей табулятовой лона *Ozarkodina repetitor* – вида-индекса второй зоны лохкова позволяют уточнить возраст лона и датировать его первой половиной раннего лохко-

ва. Лона *Favosites admirabilis* по стратиграфическому объёму соответствует конодонтовой лоне *remscheidensis* и брахиоподовой лоне *nikolaevi, labilis*.

Распространение. Яно-Индибирский субрегион (хр. Тас-Хаяхта, Селенняхский кряж), Сетте-Дабанский субрегион (бассейн р. Восточной Хандыги), Омулёвский субрегион (бассейн р. Нелюдимой).

Лона *Favosites socialis*. Стратотип – Омулёвские горы, р. Нелюдимая; нелюдимская свита, сл. 5 пачки А, пачки В, С, D, нижняя часть пачки F [13]. Парастратотипы: 1) Селенняхский кряж, разрез "Самыр–Зелёный", датнинская свита, пачки 16, 17; разрез "Гон-1", датнинская свита, пачки 7–15; 2) хр. Сетте-Дабан, разрез "Тихий", средняя часть нижнесеттедабанской подсвиты, пачки 3–6 [8].

Номенклатура. На территории Северо-Востока России эта лона в близком объёме была выделена под названием слоёв с *Favosites socialis* [13]. Опорным разрезом для этого биостратона послужил

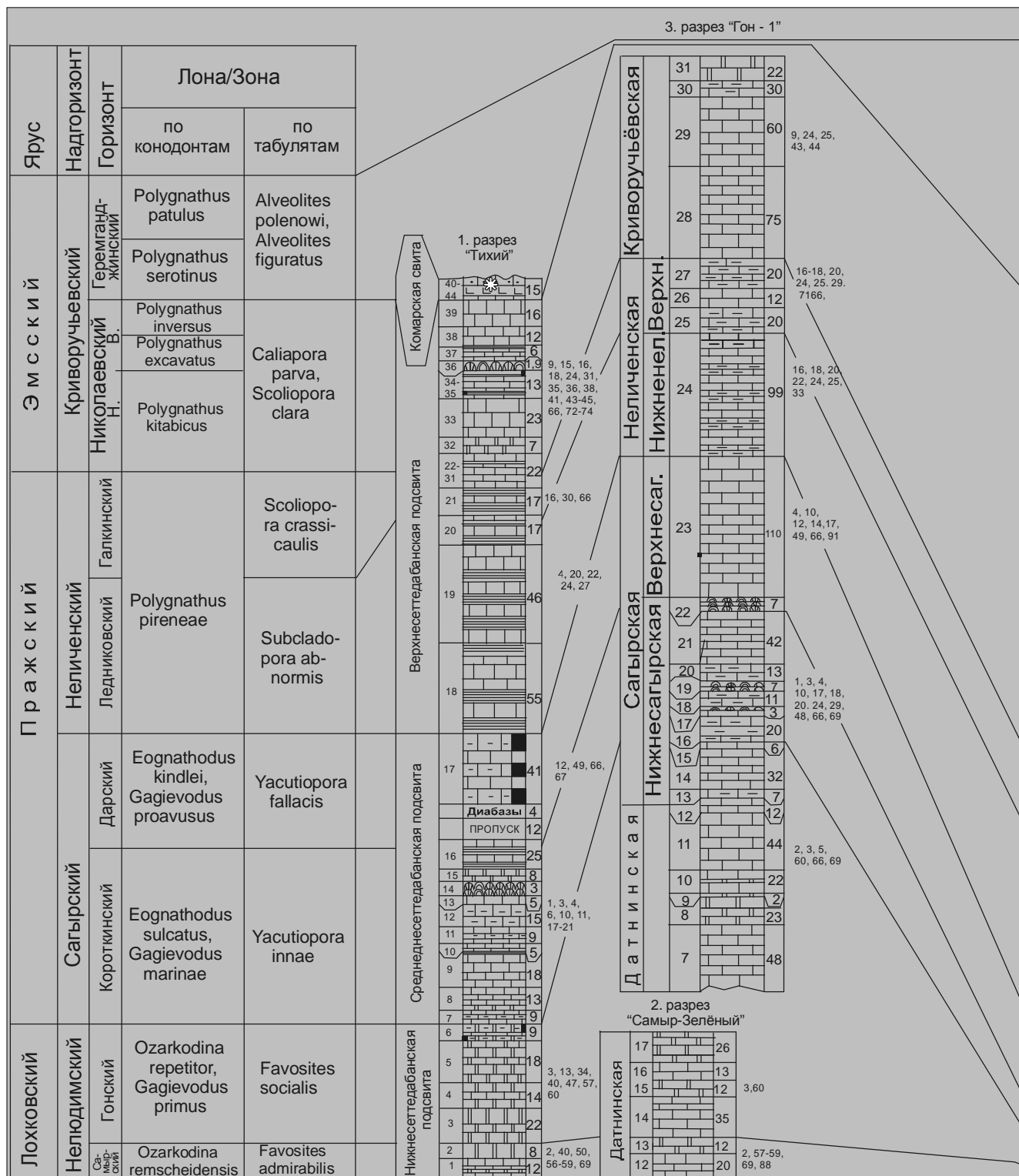
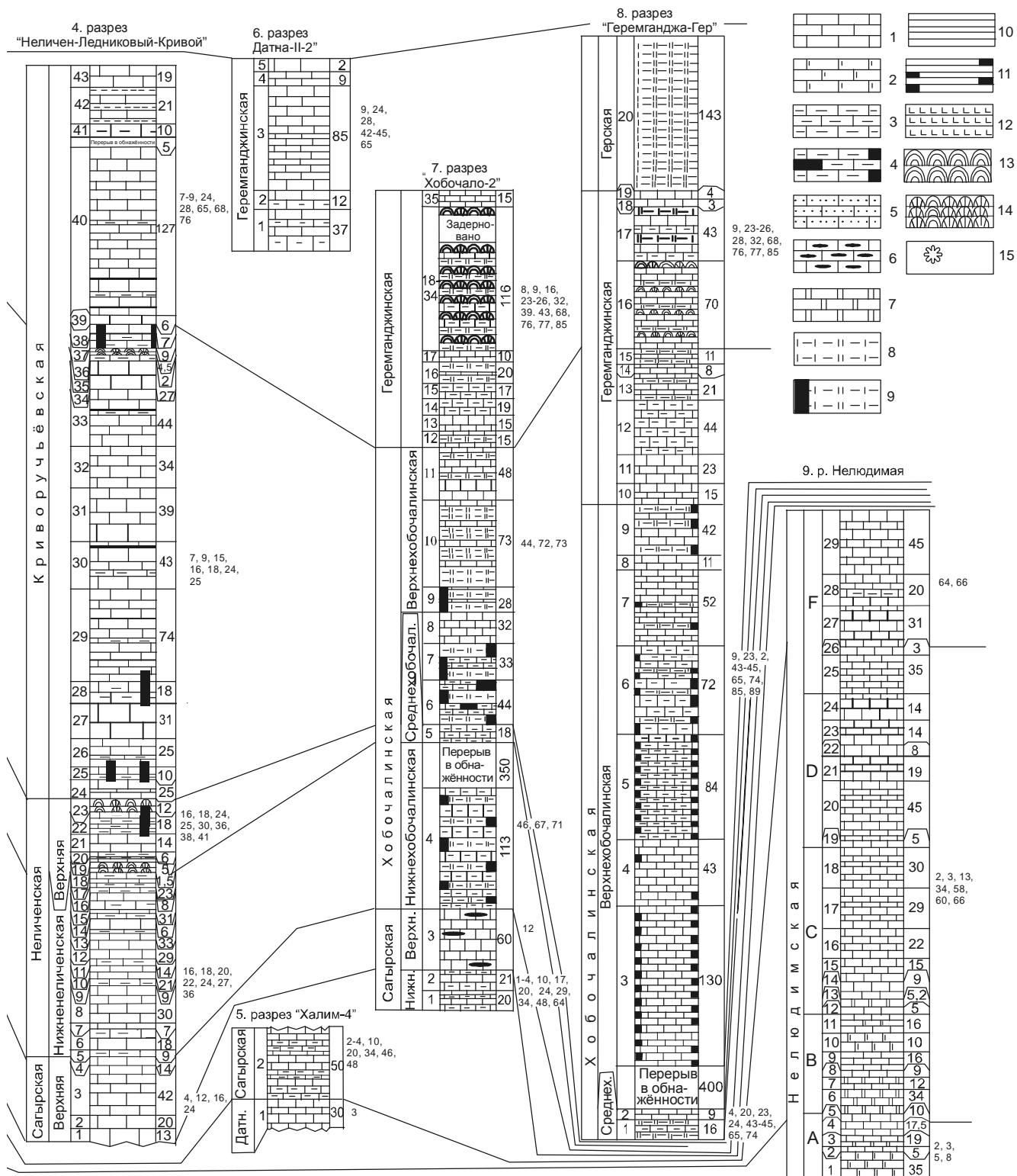


Рис. 2. Корреляция разрезов.



разрез по р. Нелюдимой (пачки С, D, E нелюдимской свиты). Впоследствии в несколько расширенном объёме (пачки С, D, E, F) это подразделение было выделено в ранге лоны [3].

Палеонтологическая и стратиграфическая характеристика. Нижняя граница лоны проводится по появлению представителей вида-индекса. В стратотипе лоны они появляются, начиная с основания слоя 5 пачки А [13], поэтому объём лоны здесь увеличен по сравнению с предыдущим вариантом схемы [3]. Верхняя граница лоны в стратотипе условно устанавливается в средней части пачки F по исчезновению табулят, связанному с неблагоприятными условиями существования. В парастратотипах лоны она проводится по появлению представителей вида-индекса вышележащей лоны *Yacutiopora innae*. В остальных разрезах устанавливается по появлению *Y. innae* или представителей двух-трёх характерных видов зонального комплекса лоны *Y. innae*.

Зональный комплекс (табл. 1). Наиболее характерными для этой лоны являются представители видов *Favosites socialis* и *Caliapora macroporosa*. Они легко диагностируются, встречаются по всей лоне, во всех разрезах, обычно образуют массовые скопле-

ния. Единичные полипняки представителей этих видов нередко можно найти в нижней части перекрывающей лоны *Y. innae*.

Высокое числовое значение K_0 на нижней границе лоны (табл. 3) обусловлено малым количеством транзитных видов (1 вид), инвазией иммигрантов из других бассейнов (3 вида) и появлением эндемичных видов (2 вида).

Данные по конодонтам [9, 12, 17]: появление в основании лоны *Ozarkodina repetitor* – вида-индекса второй зоны лохкова, находки в верхней части лоны *Pandorinellina philipi*, появляющейся за пределами региона в позднем лохкове, и появление в перекрывающей лоне *Eognathodus sulcatus sulcatus* – подвида-индекса нижней зоны праги позволяют уточнить возраст лоны и датировать его второй половиной раннего лохкова – поздним лохковым. Лона F. *socialis* по стратиграфическому объёму соответствует конодонтовой лоне *repetitor*, *primus*.

Распространение. Верхояно-Чукотский регион, повсеместно.

Лона *Yacutiopora innae*. Стратотип – Селенняхский кряж, разрез "Гон-1", нижнесагырская подсвита, пачки 16–21 [8]. Парастратотипы: 1) хр. Гас-Хаяхта, разрез "Хобочало-2", нижнесагырская подсвита, пачки 1, 2; 2) хр. Сетте-Да-

Рис. 2. Корреляция разрезов.

1–39 – табуляты: 1 – *Parastriatopora rzonnickajae* Dubat., 2 – *Favosites admirabilis* Dubat., 3 – *F. socialis* Sok. et Tes., 4 – *F. kolymensis* Tchern., 5 – *F. virgosus* (Yanet), 6 – *F. stellaris* Tchern., 7 – *F. regularissimus* Yanet, 8 – *F. fedotovi* Tchern., 9 – *F. goldfussi* d'Orb., 10 – *Yacutiopora innae* (Dubat.), 11 – *Y. gratica* (Rukh.), 12 – *Y. fallacis* (Yanet), 13 – *Striatoporella concentrica* (Rukh.), 14 – *St. multiporifera* Rukh., 15 – *St. vijaica* (Yanet), 16 – *Squameofavosites bohemicus* (Po, ta), 17 – *Sq. frequens* Smirn., 18 – *Pachypora cylindrica* Tchern., 19 – *P. acuta* (Tchud.), 20 – *Striatopora tschichatschewi* Peetz, 21 – *Str. minuscula* Tchud., 22 – *Subcladopora (?) abnormis* (Miron), 23 – *Subcl. elegans* (Dubat.), 24 – *Alveolites krekovensis* (Dubat.), 25 – *A. karmakensis* (Tchern.), 26 – *A. figuratus* (Dubat.), 27 – *A. dissimilis* (Alkh.), 28 – *A. polenowi* Peetz, 29 – *Scoliopora inconstans* Alkh., 30 – *Sc. crassicaulis* (Dubat.), 31 – *Sc. clara* (Yanet), 32 – *Sc. delecta* Alkh., 33 – *Palaeocorolites effusus* Yanet, 34 – *Caliapora macroporosa* (Dubat.), 35 – *C. parva* (Kim), 36 – *Coenites anastomosus* Miron., 37 – *Placocoenites escharoides* (Stein.), 38 – *Egosiella kuznetskiana* (Tchern.), 39 – *Trypanopora symbiotica* Dubat.;

40–91 – конодонты: 40 – *Acodina plicata* Carls et Gandl, 41 – *Amydrotaxis privus* Bar., 42 – *A. maxillaris* Bar., 43 – *Belodella devonica* (Stauf.), 44 – *B. resima* (Phil.), 45 – *B. triangularis* (Stauf.), 46 – *Eognathodus sulcatus sulcatus* Phil., 47 – *Gagievodus primus* (Bar.), 48 – *G. marinae* (Tar.), 49 – *G. proavusus* (Sob.), 50 – *Hindiodella equidentata* Rhod., 51 – *Latericriodus postwoschmidti* (Mashk.), 52 – *L. sigmoidalis* (Carls et Gandl), 53 – *Oulodus cristagalli* (Zieg.), 54 – *O. spicula* Maws., 55 – *O. swetlana* Mashk., 56 – *Ozarkodina disjuncta* Bar., 57 – *Oz. laminiforma* Bar., 58 – *Oz. remschiedensis* Zieg., 59 – *Oz. denckmani* Zieg., 60 – *Oz. repetitor* (Carls et Gandl), 61 – *Oz. interferata* Bar., 62 – *Oz. ortuformis* Wall., 63 – *Oz. typica* (Bran. et Gandl), 64 – *Oz. optima* (Mosk.), 65 – *Oz. nativa* Bar., 66 – *Pandorinellina philipi* (Klap.), 67 – *P. miae* (Bult.), 68 – *P. expansa* Uyeno, 69 – *Pelekysgnatus fedotovi* Sob., 70 – *Pel. index* Klap. et Murph., 71 – *Polygnathus pireneae* Boersm., 72 – *Pol. kitabicus* Volk. et al., 73 – *Pol. excavatus excavatus* Carls et Gandl, 74 – *Pol. inversus* Klap. et Johns., 75 – *Pol. excavatus perbonus* (Phil.), 76 – *Pol. serotinus* Telf., 77 – *Pol. totensis* Snig., 78 – *Pol. inflexus* Bar., 79 – *Pol. cuneatus* Bar., 80 – *Pol. costatus antiquus* Bar., 81 – *Pol. costatus patulus* Klap. et al., 82 – *Pol. foliformis* Snig., 83 – *Pol. laticostatus* Klap. et al., 84 – *Pol. linguiformis bultynki* Klap., 85 – *Sannemannia glenisteri* (Klap.), 86 – *Spathognathodus eosteinhornensis* Wall., 87 – *Sp. interpositus* Mash., 88 – *Sp. primus geniatus* Bar., 89 – *Sp. steinhornensis steichornensis* Ziegl., 90 – *Vjaloviodus hastatus* Bar., 91 – *V. taimyricus* (Kuzm.).

1–15 – литологическая характеристика: 1 – известняки, 2 – известняки доломитистые, 3 – известняки глинистые, 4 – известняки углеродисто-глинистые, 5 – известняки песчанистые, 6 – известняки с прослоями вторичных кремней, 7 – доломиты, 8 – мергели, 9 – мергели углеродистые, 10 – аргиллиты, 11 – аргиллиты углеродистые, 12 – диабазы, 13 – водорослевый биостром, 14 – коралловый биостром, 15 – пестроцветность.

бан, разрез "Тихий", верхняя часть нижнесеттедабанской – нижняя часть среднесеттедабанской подсвит сеттедабанской свиты, пачки 7–15, нижняя часть пачки 16 [8].

Номенклатура. Впервые лона была выделена в нижнедевонских отложениях Яно-Индибирского субрегиона [1], затем установлена в Сетте-Дабанском и Приколымском субрегионах [3, 7].

Палеонтологическая и стратиграфическая характеристика. Нижняя граница лоны совпадает с нижней границей пражского яруса в регионе. В Яно-Индибирском и Сетте-Дабанском субрегионах она устанавливается по появлению представителей вида-индекса. В Момском и Приколымском субрегионах представители *Yacutiopora innae* встречаются редко. Здесь нижняя граница лоны обычно проводится по появлению представителей характерных видов зонального комплекса: *Parastriatopora rzonnickajae*, *Favosites kolymensis*, *Striatopora minuscula*, *Scoliopora inconstans*, и первым массовым находкам *Yacutiopora gratica*.

Зональный комплекс (табл. 1). Наиболее значимыми для данной лоны, кроме вида-индекса, являются *Parastriatopora rzonnickajae*, *Striatopora minuscula*, *Scoliopora inconstans*, чей стратиграфический диапазон ограничен этой лоной.

Высокое числовое значение K_0 на нижней границе лоны (табл. 3) обусловлено массовым вселением видов-иммигрантов (7 видов) и появлением двух эндемичных видов при относительно небольшом количестве транзитных (4 вида).

Присутствие в лоне представителей *Eognathodus sulcatus sulcatus* – подвида-индекса нижней зоны праги стандартной конодонтовой шкалы и находки в перекрывающей лоне *Yacutiopora fallacis* представителей *Eognathodus sulcatus kindlei* – подвида-индекса второй конодонтовой зоны праги позволяют датировать возраст лоны первой половиной ранней праги. Лона *Y. innae* по стратиграфическому объёму соответствует конодонтовой лоне *sulcatus*, *marinae* и брахиоподовой лоне *tichiensis*, *prima*.

Распространение. Яно-Индибирский субрегион (повсеместно); Сетте-Дабанский субрегион (бассейны рек Восточной Хандыги, Тыры, Белой); Момский субрегион (бассейны рек Хара-Уулах, Серечен), Омулёвский субрегион (истоки рек Таскан и Урультун), Приколымский субрегион (правобережье среднего течения р. Колымы, низовья рек Шаманихи, Спиридоновой, Каменки, верховья р. Ясачной), Олонский субрегион (хр. Уш-Уракчан).

Лона *Yacutiopora fallacis*. Стратотип. Селенняхский кряж, разрез "Гон-1", нижнесагырская

подсвита, пачка 22, верхнесагырская подсвита, пачка 23 [8]. Парастратотипы: 1) хр. Тас-Хаяхта, разрез "Хобочало-2", верхнесагырская подсвита, пачка 3 [8]; 2) Омулёвские горы, бассейн р. Ирис, руч. Авр; нелюдимская свита, пачки 1–5 [15].

Номенклатура. Впервые лона была выделена в нижнедевонских отложениях Яно-Индибирского субрегиона [1], затем выявлена в Сетте-Дабанском и Приколымском субрегионах [3, 7].

Палеонтологическая и стратиграфическая характеристика. Нижняя граница лоны повсеместно проводится по появлению представителей вида-индекса.

Зональный комплекс (см. табл. 1). Все виды зонального комплекса, за исключением *Yacutiopora fallacis*, переходят в лону из подстилающих отложений. Стратиграфический интервал распространения вида-индекса на территории региона ограничен рассматриваемой лоной. В Средней Азии и на восточном склоне Урала представители *Y. fallacis* известны из отложений лохкова. Вероятно, миграция представителей этого вида на территорию региона в лохкове и начале праги была затруднена из-за существования биотического барьера: широкого распространения на территории региона популяций *Favosites socialis*, вида, морфологически близкого к *Y. fallacis* и, по-видимому, занимавшего сходную экологическую нишу. Во второй половине ранней праги в связи с вымиранием *Favosites socialis* представители *Y. fallacis* мигрировали на территорию региона и стали играть доминирующую роль в табулятовых таксоценозах. Популяции этого вида встречаются по всему интервалу лоны, характеризуются высокой численностью и плотностью.

Среднее числовое значение K_0 у нижней границы лоны (табл. 3) обусловлено высоким количественным содержанием транзитных видов (10 видов) при минимальном количестве видов-иммигрантов (1 вид) и очень большим количеством видов, вымерших (5 видов) или эмигрировавших в другие бассейны (3 вида).

Находки в лоне представителей *Eognathodus sulcatus kindlei* – подвида-индекса второй зоны праги стандартной конодонтовой шкалы и присутствие в перекрывающей лоне популяции *Polygnathus pyreneae* – вида-индекса позднепражской зоны стандартной конодонтовой шкалы позволяют датировать возраст лоны второй половиной ранней праги. Лона *Y. fallacis* по стратиграфическому объёму соответствует лоне *kindlei*, *proavusus* и брахиоподовой лоне *retracta*, *Howittia*.

Распространение. Яно-Индибирский субрегион (повсеместно), Сетте-Дабанский субрегион

(бассейны рек Восточная Хандыга, Тыры, Белая), Момский субрегион (левобережье р. Эликчан), Омулёвский субрегион (бассейн р. Ирис), Приколымский субрегион (правобережье среднего течения р. Колымы, низовья рек Шаманихи, Спиридоновой, Каменки).

Лона *Subcladopora abnormis*. Стратотип – Селенняхский кряж, разрез "Неличен–Ледниковый-Кривой", нижнеличенская подсвета, пачки 5–17 [8]. Парастратотипы: 1) там же, разрез "Гон-1", нижнеличенская подсвета, пачка 24; 2) Чималгинский хребет, разрез "Цер", нижнеличенская подсвета, пачки 2, 3 [8].

Номенклатура. Впервые лона была выделена в нижнедевонских отложениях Яно-Индибирского субрегиона [1], затем установлена в хр. Сетте-Дабан [3].

Палеонтологическая и стратиграфическая характеристика. Нижняя граница лоны в регионе совпадает с нижней границей верхнепражского подъяруса. В Яно-Индибирском и Приколымском субрегионах она устанавливается по появлению представителей вида-индекса, в Сетте-Дабанском субрегионе проводится условно, поскольку табуляты в пограничном интервале разреза отсутствуют.

Зональный комплекс (табл. 1). Диапазон стратиграфического распространения вида-индекса и *Palaecorolites effusus* в регионе ограничен рассматриваемой лоней. *Alveolites dissimilis*, *A. karmakensis*, *Coenites anastomosus*, *Egosiella kuznetskiana* появляются у нижней границы лоны и переходят в перекрывающие отложения. Остальные виды транзитные.

Существенное обновление таксономического и видового состава табулят на нижней границе лоны (табл. 1) обусловлено вымиранием видов *Yacutiopora fallacis*, *Y. gratica*, *Striatoporella multiporifera*, эмиграцией представителей *Yacutiopora innae* в Восточно-Уральский бассейн, иммиграцией из Салаиро-Алтайского бассейна *Subcladopora (?) abnormis*, *Coenites anastomosus*, *Egosiella kuznetskiana* и появлением видов *Palaecorolites effusus*, *Alveolites dissimilis*, *A. karmakensis*, являющихся, вероятно, прямыми потомками *Alveolites krekovensis*. Высокое числовое значение K_0 на нижней границе лоны (табл. 3) обусловлено инвазией видов из соседних бассейнов (3 вида), появлением трёх местных видов, вымиранием или эмиграцией видов, появившихся в бассейне в лохкове и ранней праге (4 вида), средним содержанием транзитных видов (5 видов).

Находки в лоне представителей *Polygnathus pireneae* – вида-индекса позднепражской стандарт-

ной конодонтовой зоны позволяют датировать её возраст поздней прагой. По стратиграфическому объёму лона *Subcladopora abnormis* соответствует нижней части конодонтовой зоны *pireneae*, брахиоподовой лоне *sinuata*.

Распространение. Яно-Индибирский субрегион (Селенняхский кряж, Чималгинский хребет), Сетте-Дабанский субрегион (бассейн р. Восточной Хандыги), Приколымский субрегион (бассейн р. Спиридоновой).

Лона *Scoliopora crassicaulis*. Стратотип – Селенняхский кряж, разрез "Неличен–Ледниковый-Кривой", верхнеличенская подсвета, пачки 18–23 [8]. Парастратотипы: 1) там же, разрез "Гон-1", верхнеличенская подсвета, пачки 25–27; 2) хр. Сетте-Дабан, разрез "Тихий", верхняя часть среднесеттедабанской подсветы, пачки 22–24 [6].

Номенклатура. Впервые лона была выделена в нижнедевонских отложениях Яно-Индибирского субрегиона [1], затем выявлена в Сетте-Дабанском субрегионе [3].

Палеонтологическая и стратиграфическая характеристика. Нижняя граница лоны повсеместно устанавливается по появлению вида-индекса.

Зональный комплекс (табл. 1). Интервал стратиграфического распространения вида-индекса ограничен рассматриваемой лоней. Популяции *Favosites kozlowskii*, *Subcladopora elegans*, *Placocoenites escharoides* в Верхояно-Чукотском регионе появляются в рассматриваемой лоне и переходят в перекрывающие отложения. Остальные виды транзитные.

Обновление видового состава табулят в начале фазы *Scoliopora crassicaulis* (табл. 1) обусловлено в основном эволюционными событиями: появлением вида *Placocoenites escharoides*, возникновением *Subcladopora elegans* от местного предкового вида *Subcladopora (?) abnormis* и вымиранием последнего, возникновением *Scoliopora crassicaulis* от местного вида *Alveolites krekovensis*. Незначительную роль в обновлении видового состава комплекса сыграли миграционные явления: вселение *Favosites kozlowskii* из Салаиро-Алтайского бассейна и эмиграция *Palaecorolites effusus* за пределы рассматриваемого бассейна. Средняя степень обновления видового состава табулят на нижней границе лоны (табл. 3) обусловлена значительным количеством транзитных видов (8 видов), при относительно небольшом количестве эмигрантов (1 вид), иммигрантов (1 вид), вымерших (1 вид) и новых (3 вида) видов.

Данные по конодонтам [9]: присутствие в отложениях лоны *Polygnathus pireneae* – вида-индекса

позднепражской зоны стандартной конодонтовой шкалы и появление в перекрывающей лоне представителей *Polygnathus kitabicus* – вида-индекса нижней зоны эмса стандартной конодонтовой шкалы не оставляют сомнения в позднепражском возрасте лоны. Лона *Scoliopora crassicaulis* по стратиграфическому объёму соответствует верхней части зоны *pireneae* стандартной конодонтовой шкалы, ругозовой лоне *aggregatum* и брахиоподовой лоне *ventricosa*.

Распространение. Яно-Индибирский субрегион (повсеместно), Сетте-Дабанский субрегион (бассейны рек Восточной Хандыги, Тыры, Белой), Омүлөвский субрегион (бассейн р. Ирис), Приколымский субрегион (верховья р. Ясачной).

Лона *Caliapora parva*, *Scoliopora clara*. Стратотип – Селенняхский кряж, разрез "Неличен–Ледниковый–Кривой", криворучьёвская свита, верхняя часть пачки 24, пачки 25–37 [8]. Парастратотипы: 1) хр. Улахан-Сис, разрез "Коралловый", криворучьёвская свита, пачки 1–9; 2) хр. Сетте-Дабан, разрез "Тихий", верхнесеттедабанская подсвита, пачки 25–39 [8].

Номенклатура. Впервые в том же объёме лона была выделена под названием *Caliapora parva* в нижнедевонских отложениях Яно-Индибирского субрегиона [1], затем обнаружена в Сетте-Дабанском и Приколымском субрегионах [3, 6]. В предлагаемом варианте схемы в название лоны введён второй вид-индекс – *Scoliopora clara*.

Палеонтологическая и стратиграфическая характеристика. Нижняя граница лоны совпадает с нижней границей эмского яруса. Повсеместно она устанавливается по появлению представителей одного или обоих видов-индексов.

Зональный комплекс (табл. 1). Стратиграфический диапазон распространения видов-индексов *Favosites regularissimus*, *Striatoporella vijaica*, *Trachypora crassithecica* в регионе ограничен данной лоней. *Favosites goldfussi*, *F. fedotovi*, *Trypanopora symbiotica* появляются в рассматриваемой лоне и переходят в перекрывающие отложения. *Subcladopora elegans*, *Alveolites krekovensis*, *A. karmakensis* – транзитные виды. Остальные виды появляются в подстилающих отложениях и не известны в перекрывающих отложениях.

Обновление видового состава табулят в начале фазы *Caliapora parva*, *Scoliopora clara* (табл. 1) связано в основном с эволюционными событиями: возникновением видов *Favosites goldfussi*, *F. regularissimus*, *F. fedotovi*, *Thamnopora reticulata*, *Striatoporella vijaica*, *Caliapora parva*, *Trypanopora symbiotica*, появление которых за пределами региона (восточный

склон Урала, Салаиро-Алтай, Средняя Азия) фиксируется на этом же уровне; возникновением *Scoliopora clara* от местного предкового вида *Alveolites karmakensis*; вымиранием видов *Favosites kolymensis*, *Striatopora tschichatschewi*, *Scoliopora crassicaulis*. Близкое к среднему числовое значение K_0 на нижней границе лоны (табл. 3) обусловлено большим количеством транзитных и "доживающих" видов (9 видов), при небольшом количестве вымерших и эмигрировавших видов (4 вида) и довольно высоком содержании новых (9 видов).

Находки в пределах лоны последовательности видов-индексов раннеэмских стандартных конодонтовых зон *kitabicus*, *excavatus*, *nothoperbonus*, *inversus*, присутствие в подстилающих отложениях *Polygnathus pireneae*, а в перекрывающих – *Polygnathus serotinus*, вида-индекса верхней стандартной зоны эмса, позволяют датировать её возраст ранним эмсом. По стратиграфическому объёму лона *Caliapora parva*, *Scoliopora clara* соответствует стандартным конодонтовым зонам *kitabicus*, *excavatus*, *nothoperbonus*, *inversus*, ругозовой лоне *philoctetes*, брахиоподовым лонам *graciosa*, *delecta-alata*, *limata*.

Распространение. Яно-Индибирский субрегион (Селенняхский кряж, хребты Улахан-Сис, Чималгинский), Сетте-Дабанский субрегион (бассейны рек Восточная Хандыга, Тыры, Белая), Момский субрегион (бассейн р. Рассохи, низовья р. Хара-Уулах; истоки рек Калгара и Зырянка), Омүлөвский субрегион (бассейн р. Ирис, верховья р. Сеймчан), Приколымский субрегион (правобережье среднего течения р. Колымы), Омолонский субрегион (хр. Уш-Уракчан).

Лона *Alveolites polenowi*, *Alveolites figuratus*. Стратотип – хр. Тас-Хаяхта, разрез "Геремганджа-Гер", геремганджинская свита, пачки 16–19 и разрез "Датна-II-2", геремганджинская свита, пачки 1–5 [8]. Парастратотипы: 1) Селенняхский кряж, разрез "Неличен–Ледниковый–Кривой", криворучьёвская свита, пачки 38–43 [8]; 2) Омүлөвские горы, бассейн р. Ирис, руч. Авр, урультунская свита, пачки 28–33 [15].

Номенклатура. Впервые эта лона с видом-индексом *Subcladopora elegans* была выделена в нижнедевонских отложениях Яно-Индибирского субрегиона [1], затем установлена в Приколымском субрегионе [5]. Находки представителей *Scoliopora elegans* в лонах *Scoliopora crassicaulis* и *Caliapora parva*, *Scoliopora clara* послужили причиной замены вида-индекса.

Палеонтологическая и стратиграфическая характеристика. Нижняя граница лоны

совпадает с основанием верхнеэмского подъяруса и проводится по появлению видов-индексов.

Зональный комплекс (табл. 1). Стратиграфический интервал распространения *Victorilites elegans*, *Alveolites figuratus*, *Scoliopora delecta* ограничен рассматриваемой лоней. *Alveolites polenowi* появляется на нижней границе лоны и встречается в перекрывающих отложениях. *Favosites fedotovi*, *Trypanopora symbiotica* появляются в подстилающих отложениях и не известны в перекрывающей лоне. Остальные виды транзитные.

Обновление видового состава табулят в начале фазы *Alveolites polenowi*, *Alveolites figuratus* (табл. 1) связано с эволюционными событиями: вымиранием большинства видов, появившихся в бассейне в праге и раннем эмсе, вспышкой видообразования среди альвеолитид (виды-индексы, *Scoliopora delecta*), возникновением первых представителей рода *Victorilites* (*Victorilites elegans*). Высокое числовое значение K_0 на нижней границе лоны (табл. 3) обусловлено большим количеством вымерших видов (13 видов) при среднем содержании транзитных (6 видов) и новых (4 вида).

Находки в нижней части лоны *Polygnathus serotinus* – вида-индекса нижней позднеэмской зоны стандартной конодонтовой шкалы и появление в верхней её части *Polygnathus patulus* – вида-индекса верхней позднеэмской зоны стандартной конодонтовой шкалы позволяют датировать возраст лоны поздним эмсом. По стратиграфическому объёму лона *Alveolites polenowi*, *Alveolites figuratus* соответствует зонам *serotinus*, *patulus* стандартной конодонтовой шкалы, ругозовой лоне *emendata*, *lissingenense*, брахиоподовой лоне *salairica*, *sulcata*.

Распространение. Яно-Индибирский субрегион (повсеместно), Сетте-Дабанский субрегион (бассейны рек Восточная Хандыга, Тыры), Момский субрегион (бассейн р. Хара-Уулах), Омулёвский субрегион (бассейны рек Урультун, Ирис), Приколымский субрегион (правобережье среднего течения р. Колымы).

АНАЛИЗ СПИСКОВ РАННЕДЕВОНСКИХ КОМПЛЕКСОВ ТАБУЛЯТ НОВОЙ УНИФИЦИРОВАННОЙ СХЕМЫ

В новой унифицированной схеме нижнего девона содержится четыре комплекса табулят: лохковский, пражский, раннеэмский и позднеэмский (табл. 2).

Лохковский комплекс условно может быть разделён на 6 групп. Первую группу составляют виды, включённые нами в зональные комплексы (табл. 1). Как указывалось выше, из них лишь *Favosites*

admirabilis Dubat. появляется на рубеже силура и девона, тогда как остальные виды появляются позднее, в начале конодонтовой фазы *repetitor*, *primus* и образуют второй комплекс табулят лохкова (табл. 1, 3).

Вторая группа – формы, определённые в открытой номенклатуре. Очевидно, что эти формы не следует включать в списки характерных комплексов до тех пор, пока их видовая принадлежность не будет точно установлена.

Третья группа – формы, являющиеся синонимами ранее описанных видов. В лохковском комплексе их 10. Это синонимы видов *Favosites admirabilis* Dubat., *F. socialis* Sok. et Tes. [5] и *Striatoporella yacutica* Barsk. (= *Caliopora macroporosa* Dubat.).

Четвёртая группа – виды, каждый из которых фигурирует в комплексе дважды под разными родовыми названиями. В лохковском комплексе их 3. Это – *Pachyfavosites taskanensis* (Prbz.) и *Yacutiopora taskanensis* (Prbz.), *Striatoporella concentrica* (Rukh.) и *Squameofavosites concentricus* (Rukh.), *Striatoporella gratica* Rukh. и *Yacutiopora gratica* (Rukh.). Очевидно, что дублирующие названия должны быть исключены из списка названий характерного комплекса.

Пятая группа – виды, известные лишь в списках определений, но до сих пор не описанные [11, 15]. Таких форм в лохковском комплексе 12. Мы считаем, что до опубликования названия этих видов также не следует включать в характерный комплекс.

Шестая группа – виды, чьи представители не известны на территории региона в отложениях данного возраста. В лохковском комплексе их 13. Это – *Favosites kolyimensis*, *Squameofavosites bohemicus* и 4 его младших синонима [5], *Sq. frequens* (= *Sq. pseudo-fungites*), *Striatopora tschichatschewi*, *Pachypora cylindrica* (= *Thamnopora elegantula*), *Alveolites karmakensis* (= *Cladopora yavorskyi*) [5], *Scoliopora inconstans* (= *Thamnopora nana*) [2], *Alveolites krekoventis*. На территории региона популяции этих видов появляются в начале или середине (*A. karmakensis*) праги. При попытке выяснить, каким образом названия этих видов попали в лохковский комплекс региона, мы обнаружили, что вопреки решению совещания, без нашего ведома М.Н. Поташова и В. С. Шульгина ввели в комплекс верхней конодонтовой зоны лохкова *repetitor*, *primus* вид *Ozarkodina optima* Mosk. Появление достоверных представителей этого вида на Северо-Востоке России фиксируется в начале праги [8], поэтому на совещании было принято решение упразднить зону *optima*, выделенную на юге региона М. Х. Гагиевым [11, 12]. В соответствии с этим решением следовало перенести комплексы беспозвоночных, ранее неверно отнесённые специалистами "Аэрогеоло-

гии" к лохкову, в пражский интервал (конодонтовая зона *sulcatus*) региональной части схемы. Таким же образом надлежало поступить и с комплексами в местных стратиграфических схемах, представленных М. Н. Поташовой и В. С. Шульгиной для Омулёвского, Момского и Приколымского субрегионов. К сожалению, эти исследователи решили данную проблему весьма простым, но заведомо неверным способом: они чуть-чуть "подправили" зональный конодонтовый комплекс, включив в него всего один вид *Ozarkodina optima*, и оставили наименования видов, появившихся на территории региона в праже, в лохковском комплексе. В результате этого пострадали не только региональная часть схемы и комплексы беспозвоночных в местных стратиграфических схемах Омулёвского, Момского и Приколымского субрегионов, но и корреляция свит и подсвит, относящихся к данному интервалу: в Сетте-Дабанском и Яно-Инди-гирском субрегионах они относятся к праже, в Омулёвском, Момском и Приколымском – к лохкову. Кроме того, была искажена возрастная принадлежность тех местных стратиграфических подразделений, чьи границы совпадают с рубежом лохкова и пражги (нелюдимская, гротовская свиты, нижняя и средняя подсвиты эльгенёкской свиты).

В результате анализа лохковского комплекса становится очевидным, что в рубрику "характерные комплексы" унифицированной схемы следует помещать только виды первой группы, образующие два зональных табулятовых комплекса лохкова.

В списке пражского комплекса (52 вида) выделяются те же группы видов, что и в лохковском комплексе.

Первая группа – 27 видов, включённых нами в 4 зональных табулятовых комплекса. Это виды-индексы табулятовых зон, а также виды, появляющиеся или исчезающие в регионе на разных рубежах пражги (см. характеристику зональной схемы и табл. 1). Многие из них связаны прямым филогенетическим родством [8].

Вторая группа видов: *Favosites* ex gr. *goldfussi* d'Orb., *F. ex gr. forbesi* E. et H.

К третьей группе в пражском комплексе относятся 14 форм: один младший синоним *Favosites admirabilis*, два младших синонима *F. socialis*, два младших синонима *Squameofavosites bohemicus*, по одному младшему синониму *Pachypora cylindrica*, *Egosiella kuznetskiana* [5], *Yacutiopora innae* [4], *Scoliopora inconstans*, [3]), а также *Echyropora kolytica*, *Pachyfavosites kolyimensis*, *Striatoporella yacutica*, *Squameofavosites pseudofungites*, *Sq. spiridonovaensis*, являющиеся младшими синонимами соответственно *Yacutiopora gratica* (первые две формы),

Caliopora macroporosa, *Squameofavosites frequens*, *Favosites kolyimensis*.

Четвёртая группа: виды *kozlowskii* и *gratica*, фигурирующие под родовыми названиями *Favosites* и *Pachyfavosites* (первый вид), *Striatoporella* и *Yacutiopora* (второй вид).

Пятая группа: *F. robustus*, *F. regularissimus* var. *minor* Yanet, *Pachyfavosites hidensisformis*, *Pach. subnitellus*, *Squameofavosites (Dictyofavosites) tshernajanaensis*, *Emmonsia nordicus*, *Thamnopora taimyrica*, *Alveolites taimyrensis*.

Шестая группа: *Favosites goldfussi* (= *F. robustus*), *F. fedotovi*. Представители этих видов на территории региона появляются в начале эмса [5, 14, 15].

Таким образом, как и в случае с лохковским комплексом, характерными для пражского интервала разреза являются лишь виды первой группы, представляющие собой зональные комплексы четырёх пражских табулятовых лон.

Список раннеэмского характерного комплекса табулят в новой унифицированной схеме состоит из сорока наименований. Как и в вышерассмотренных списках, в нём выделяются те же группы видов, исключая четвёртую.

Первая группа – 19 видов, включённых нами в зональный табулятовый комплекс раннего эмса (табл. 1).

Вторая группа – *Favosites* aff. *multiplicatus*, а также *Squameofavosites macrotrematus* и *Thamnopora alta*, в первоисточнике, определённые в открытой номенклатуре [11, с. 131].

Третья группа – 3 младших синонима *Squameofavosites bohemicus* [5], 2 младших синонима *Alveolites krekovenski* (= *Alveolites waganensis* = *Crassialveolites humilis*) и один младший синоним *Alveolites karmakenski* (= *Thamnopora pusilla*).

Пятая группа: *Favosites bruznitsini*, *Pachyfavosites subnitellus*, *Emmonsia nordicus*, *Thamnopora taimyrica*, *Cladopora vermicularis*.

Шестая группа: *Favosites socialis*, *F. admirabilis*, *Alveolites polenowi*, *A. figuratus*, *Scoliopora crassicaulis*. Первый вид в первоисточнике определён из пражской части битумской свиты [11, с. 111]. Определения второго, третьего и пятого видов из нижнеэмского интервала разреза отсутствуют как в литературных источниках, так и в списках синхронных комплексов табулят местных стратиграфических схем, представленных специалистами "Аэрогеологии". Стратиграфический интервал распространения эндемичного вида *Alveolites figuratus*, по нашим сведениям, ограничен поздним эмсом. В разрезе "Грото-

вый" (Омулёвский субрегион) представители этого вида определены из отложений нижнего эмса совместно с предковым *Alveolites karmakensis* (= *Thamnopora pusilla*) [15], отличающимся от *A. figuratus* менее правильным строением колонии [5]. При предварительном изучении представители вышеназванных видов могут быть легко перепутаны, поэтому до тех пор, пока не будут описаны и изображены омулёвские экземпляры, мы исключаем *Alveolites figuratus* из раннеэмского комплекса.

В списке позднеэмского комплекса новой унифицированной схемы содержатся названия тридцати одного вида. За исключением четвёртой группы, в нём выделяются те же группы, что и в вышерассмотренных списках.

Первая группа (10 видов) состоит из наименований, включённых нами в зональный комплекс табулятовой зоны *Alveolites polenowi*, *Alveolites figuratus* (табл. 1).

Вторая группа видов – *Squamaefavosites bohemicus* (= *Sq. attenuatus*) и *Crassialveolites crassus*. В местной схеме Урультунского района (Омулёвский субрегион) первый вид имеет значок cf., в первоисточнике [15] название этого вида и вовсе отсутствует. Второй вид в первоисточнике определён со значком aff. [15].

Третья группа (10 видов) содержит по одному младшему синониму *Favosites goldfussi* (= *F. robustus*), *Subcladopora elegans* (= *Cladopora tenuissima*), *Egosiella kuznetskiana* (= *Cladopora cylindrocellularis*), четыре младших синонима *Alveolites polenowi* (= *Striatoporella dogdensis* = *Alveolitella fecunda* = *Alveolites tischoffi* = *Crassialveolites spiralis*) [5], три младших синонима *Alveolites krekovensis* (= *A. wagrannensis* = *A. dogdensis* = *Crassialveolites pellicularis*).

Пятая группа: *Favosites gregalis*, *Pachyfavosites polymorphus*, *Squameofavosites (Dictyofavosites) salaricus*, *Alveolites eximius*, *Caliapora uralica*, *Scoliopora vera*, *Coenites tenella*, *C. bulvankerae*.

К шестой группе относится *Fainella kokscharskajae* (= *Cladopora kokscharskajae*). По нашим сведениям, первые популяции этого вида появляются в эйфеле. От предкового вида *Alveolites figuratus* вид *Fainella kokscharskajae* отличается только одним признаком: правильным строением колонии [5], и при предварительном изучении легко может быть спутан с ним. Поэтому до опубликования описания и изображений омулёвских экземпляров мы исключаем данный вид из позднеэмского комплекса.

Таким образом, после проведения анализа списка эмских табулят унифицированной схемы полнос-

тью трансформируются в зональные комплексы табулятовых зон эмса.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Анализ списков комплексов табулят новой унифицированной схемы показал, что при размещении видов лохковского и пражского комплексов в стратиграфической последовательности и исключении из всех комплексов форм, определённых в открытой номенклатуре; младших синонимов ранее описанных видов; дублирующих названий видов, фигурирующих под разными родовыми названиями; видов, известных только из списков определений, а также видов, чьи представители не встречаются на территории региона в отложениях данного возраста, четыре комплекса табулят новой унифицированной схемы полностью трансформируются в восемь зональных комплексов зональной схемы по табулятам. Это подтверждает региональный статус предлагаемой зональной схемы.

Учитывая широкое распространение табулят в нижнедевонских отложениях региона, в том числе и в отложениях отмельной зоны, где остатки других беспозвоночных редки или не встречаются вовсе [8], считаем необходимым включение в региональную часть новой унифицированной схемы зональной схемы по табулятам. По своей детальности она не уступает аналогичной схеме по брахиоподам и лишь в эмском интервале менее детальна, чем зональная схема по конодонтам (табл. 3).

ЛИТЕРАТУРА

1. Альховик Т.С. Фавозитиды и биостратиграфия нижне- и среднедевонских отложений северо-востока Якутии: Автореф. дис.... канд. геол.-минер. наук. Новосибирск, 1984. 17 с.
2. Альховик Т.С. О систематическом положении и филогенетических связях рода *Scoliopora* (Favositida) // Палеонтол. журн. 1985. № 3. С. 20 – 26.
3. Альховик Т.С. О биостратиграфическом расчленении нижней части девона Восточной Якутии // Тихоокеан. геология. 1986. № 4. С. 82–91.
4. Альховик Т.С. О ревизии рода *Yacutiopora* (Favositida) // Палеонтол. журн. 1986. № 1. С. 38 – 48.
5. Альховик Т. С., Ивановский А. Б. Кораллы и биостратиграфия нижнего девона северо-восточной Якутии. М.: Наука, 1988. 95 с.
6. Альховик Т.С., Баранов В.В., Самсонова Л.Р., Ушаков О. А. О стратотипах известковокарьерской и половиннокаменской свит (девон Приколымья) // Региональная геология и полезные ископаемые Якутии. Якутск: изд-во Якутск. гос. ун-та, 1991. С. 37–43.
7. Альховик Т. С., Баранов В. В. Стратиграфия верхнего силура и нижнего девона Восточной Якутии // Региональная геология и полезные ископаемые Якутии. Якутск: изд-во Якутск. гос. ун-та, 1992. С. 23–37.

8. Альховик Т. С., Баранов В. В. Стратиграфия нижнего девона Восточной Якутии (Северо-Восток России). Якутск: ЯФ изд-ва СО РАН, 2001. 149 с.
9. Баранов В. В. Конодонты и зональная стратиграфия нижнего девона Восточной Якутии // Регион. геология и полез. ископаемые Якутии. Якутск: изд-во Якутск. гос. ун-та, 1991. С. 24–36.
10. Гагиев М.Х., Родыгин С.А., Тимофеева О.Б. Зональное расчленение и корреляция ниже-среднедевонских отложений Салаира и Северо-Востока СССР по конодонтам: Препринт. Магадан, 1987. 55 с.
11. Гагиев М. Х. Стратиграфия девона и нижнего карбона Омулёвского поднятия (Северо-Восток Азии). Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1995. 196 с.
12. Гагиев М. Х. Средний палеозой Северо-Восточной Азии. Магадан: ДВО СВНЦ РАН, 1996. 120 с.
13. Дубатов В.Н., Николаев А.А., Преображенский Б. В. Стратиграфия и табуляты нелюдимской свиты Омулёвских гор (бассейн р. Колымы) // Биостратиграфия пограничных отложений силура и девона. М.: Наука, 1968. С. 168–204.
14. Дубатов В.Н. Табуляты и биостратиграфия среднего и верхнего девона Сибири. М.: Наука, 1972. 183 с.
15. Дубатов В.Н., Тильман Л.С. О границе нижнего и среднего девона в Омулёвских горах // Палеонтология и стратиграфия палеозоя Сибири. Новосибирск: Наука, 1984. С. 79–108.
16. Курушин Н.И. Триасовые двустворчатые моллюски Северо-Восточной Азии (морфология, система, биостратиграфия, палеоэкология палеобиогеография): Автореф. дис... д-ра геол.-минер. наук. Новосибирск, 1998. 45 с.
17. Тарабукин В.П. Конодонты и биостратиграфия пограничных отложений силура и девона Селенняхского кряжа // Геология и рудоносность Якутии. Якутск: изд-во Якутск. гос. ун-та, 1989. С. 111–120.
18. Хайзникова К.Б. Биостратиграфия и табуляты девона хребта Сетте-Дабан (Южное Верхоянье). Новосибирск: Наука, 1975. 137 с.

Поступила в редакцию 28 апреля 2004 г.

Рекомендована к печати Л.И. Попеко

T. S. Alkhovik, V. V. Baranov

Zonal stratigraphic scheme of the Lower Devonian in Northeast Russia based on tabulate corals

Substantiation and brief characteristics of the zonal scheme based on tabulate corals for the Lower Devonian of Northeast Russia are given. The results of the analysis of the lists of tabulate assemblages from the new unified stratigraphic scheme of the region are offered. The regional status of the zonal scheme is confirmed based on these results. We suggest to include the zonal scheme based on tabulate corals into the new unified scheme of the Lower Devonian of Northeast Russia.