

Том 30, номер 5
ISSN 0207 - 4028

Сентябрь-Октябрь 2011

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК

ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

ГЛАВНЫЙ РЕДАКТОР
АКАДЕМИК А.И. ХАНЧУК



<http://itig.as.khb.ru/POG>

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ
Том 30 № 5 2011 Сентябрь–Октябрь
Основан в 1982 г.
Выходит 6 раз в год
ISSN 0207-4028

Главный редактор **акад. А.И. Ханчук**

Заместители главного редактора

чл.-корр. РАН **Н.А. Горячев**, докт. геол.-мин. наук **А.Н. Диденко**
чл.-корр. РАН **Б.В. Левин**

Зам. гл. редактора–ответственный секретарь докт. геол.-мин. наук **Г.Л. Кириллова**

Редакционная коллегия

докт. геол.-мин. наук **О.В. Авченко**, чл.-корр. РАН **Б.А. Воронов**,
докт. геол.-мин. наук **В.Г. Гоневчук**, докт. геол.-мин. наук **Т.К. Злобин**,
докт. геол.-мин. наук **А.В. Колосков**, докт. геол.-мин. наук **Р.Г. Кулинич**,
докт. геол.-мин. наук **Ю.Ф. Малышев**, канд. геол.-мин. наук **Л.И. Попеко**,
докт. техн. наук **И.Ю. Рассказов**, докт. геол.-мин. наук **Н.П. Романовский**,
чл.-корр. РАН **В.Г. Сахно**, докт. геол.-мин. наук **А.А. Сорокин**,
чл.-корр. РАН **А.П. Сорокин**, докт. биол. наук **Е.Я. Фрисман**,
докт. геол.-мин. наук **О.В. Чудаев**

Редакционный совет

проф. **Х. Аоки** (Япония), проф. **С. Ишихара** (Япония), проф. **К. Крук** (Австралия),
акад. **А.А. Маракушев**, акад. **В.Г. Моисеенко**, проф. **Б.А. Натальин**,
проф. **У. Ноклеберг** (США), проф. **Х. Окада** (Япония), акад. **Ю.М. Пушаровский**,
акад. **Д.В. Рундквист**, проф. **Р. Селтман** (Англия), проф. **М. Сесил** (Канада),
чл.-корр. РАН **А.А. Сидоров**

Зав. редакцией С.М. Ставицкая
Адрес редакции: 680000, Хабаровск, ул. Ким-Ю-Чена, 65, тел. 21-08-59
FAX 74212 227-189. E-mail: pacificgeo@itig.as.khb.ru

СОДЕРЖАНИЕ

<i>В.Н. Сеначин, А.А. Баранов.</i> Латеральные плотностные неоднородности континентальной и океанической литосферы и их связь с процессом образования земной коры	3
<i>П.Ф. Волгин, В.П. Семакин, А.В. Кочергин.</i> Структурные элементы осадочного чехла района впадины Дерюгина (Охотское море)	14
<i>Е.П. Леликов, И.Б. Цой, Н.К. Вагина, Т.А. Емельянова, Е.П. Терехов, В.Д. Худик.</i> Геологическое строение трога Кашеварова (центральная часть Охотского моря)	22
<i>А.И. Малиновский, В.В. Голозубов.</i> Литология и обстановки формирования терригенных отложений вдоль трансформных границ плит на примере раннемелового Журавлевского террейна (южный Сихотэ-Алинь)	35
<i>Т.Б. Русакова.</i> Позднеюрско-неокомовый вулканизм Северного Приохотья: геология, тектоническая обстановка, рудоносность	53
<i>В.Г. Варнавский, В.Е. Кузнецов.</i> Область рифей-венд-кембрийского седиментогенеза юго-восточной окраины Северо-Азиатского кратона: геолого-структурное положение, районирование	67
<i>Е.Ю. Москаленко, Н.Н. Крук, Г.А. Валуй.</i> Новые данные по геологии и геохимии гранитоидов Успенского массива (Южное Приморье)	80
<i>В.Е. Глотов, Л.П. Глотова.</i> Роль террейновой тектоники в формировании подземного стока зоны активного водообмена в долинах горных рек криолитозоны	93
<i>О.А. Сорокина, Н.В. Зарубина.</i> Химический состав донных отложений среднего течения р. Амур	105

Юбилей

Ханчук Александр Иванович (к 60-летию со дня рождения)	114
Злобин Тимофей Константинович (к 65-летию со дня рождения)	116

CONTENTS

<i>V.N. Senachin, A.A. Baranov.</i> Lateral density inhomogeneities of the continental and oceanic lithosphere and their relationship to the process of the Earth's crust formation	3
<i>P.F. Volgin, V.P. Semakin, A.V. Kochergin.</i> The sedimentary cover structural elements in the Deryugin basin area (the Okhotsk Sea)	14
<i>E.P. Lelikov, I.B. Tsoy, N.K. Vagina, T.A. Emelyanova, E.P. Terekhov, V.D. Khudik.</i> Geological structure of the Kashevarov Trough (central part of the Okhotsk Sea)	22
<i>A.I. Malinovsky, V.V. Golozoubov.</i> Lithology and regimes of the formation of terrigenous deposits along the transform plates boundaries as exemplified by the Early Cretaceous Zhuravlevka Terrane (Southern Sikhote-Alin)	35
<i>T.B. Rusakova.</i> Late Jurassic-Neokomian volcanism of Northern Okhotsk Coast: geology, tectonic position, and mineralization	53
<i>V.G. Varnavsky, V.Ye. Kuznetsov.</i> Riphean-Vendian-Cambrian sedimentogenesis of the North Asian craton southeastern margin: geological-structural position and zonation	67
<i>E.Yu. Moskalenko, N.N. Kruck, G.A. Valuy.</i> New data on geology and geochemistry of granitoids from the Uspensky massif (South Primorye)	80
<i>V.E. Glotov, L.P. Glotova.</i> On the role of terrain tectonics in the formation of underground runoff of the zone of active water-exchange under permafrost conditions in the mountain river valleys	93
<i>O.A. Sorokina, N.V. Zarubina.</i> Chemical composition of bottom sediments in the Amur River middle course	105

Jubilees

Khanchuk A.I. (to the 60-th birth anniversary)	114
Zlobin T. K. (to the 65-th birth anniversary)	116

**ЛАТЕРАЛЬНЫЕ ПЛОТНОСТНЫЕ НЕОДНОРОДНОСТИ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ И
ОКЕАНИЧЕСКОЙ ЛИТОСФЕРЫ И ИХ СВЯЗЬ С ПРОЦЕССОМ ОБРАЗОВАНИЯ
ЗЕМНОЙ КОРЫ**

В.Н. Сеначин¹, А.А. Баранов^{2,3}

¹*Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, ул. Науки 1Б, г.Южно-Сахалинск,
693022, e-mail: geodyn@imgg.ru*

²*Институт физики земли РАН, г. Москва, e-mail: aabaranov@gmail.com*

³*Международный институт теории прогноза землетрясений и математической геофизики,
ул. Профсоюзная, 84/32 г. Москва, 117997*

Поступила в редакцию 4 апреля 2010 г.

В работе приводятся результаты изучения глубины свободной поверхности мантии (СПМ) на континентах и океанах. Рассматриваются причины наблюдаемой зависимости глубины СПМ от мощности коры в континентальной литосфере. Оценивается влияние на глубину СПМ радиального изменения плотности в мантии. Результаты проведенных расчетов показывают, что наблюдаемая зависимость глубины СПМ от мощности коры вызвана, главным образом, латеральными плотностными неоднородностями в литосферной мантии, величина которых пропорциональна мощности коры. Происхождение данных неоднородностей может быть связано с процессом образования континентальной коры.

Ключевые слова: *изостазия, свободная поверхность мантии, земная кора, литосфера, плотностные неоднородности.*

ВВЕДЕНИЕ

Способность верхней оболочки Земли уравнивать все плотностные неоднородности, возникающие внутри или на ее поверхности, названная изостазией, стала известна еще с середины позапрошлого века. Современная изученность строения земной коры позволяет, используя почти повсеместную ее изостатическую скомпенсированность, определять плотностные неоднородности в мантийной части литосферы.

В настоящей работе приводятся результаты изучения плотностных неоднородностей литосферы континентов и океанов на основе аномалий свободной поверхности мантии. Цель работы – объяснить причину наблюдаемой зависимости глубины свободной поверхности мантии от мощности земной коры, которая была открыта советскими учеными в семидесятых годах прошлого века [1], но до сих пор не получила объяснения.

Результаты наших исследований показали явную связь глубины свободной поверхности мантии с механизмами образования земной коры, которая подтверждает предположение ряда ученых о различном

способе образования коры в архее и в последующих этапах развития Земли.

**СВОБОДНАЯ ПОВЕРХНОСТЬ МАНТИИ:
ОПРЕДЕЛЕНИЕ И СВЯЗЬ С МОЩНОСТЬЮ КОРЫ**

Свободная поверхность мантии (далее – СПМ) – это одна из характеристик изостатического состояния земной поверхности. Она показывает, насколько поднята или опущена земная кора относительно нормального положения, необходимого для изостатического выравнивания литосферы с однородной по плотности мантией. Соответственно, в изостатически скомпенсированных регионах она дает нам информацию о плотностных неоднородностях в мантии, расположенных выше уровня изостатической компенсации; а там, где нет изостатической компенсации, по аномалиям СПМ можно судить о величине нескомпенсированных плотностных неоднородностей в мантии.

Расчет глубины СПМ, проведенный М.Е. Артемьевым [1], позволил выявить основные закономерности распределения глубины СПМ на континентах и океанах. Было обнаружено, что в континентальной литосфере глубина СПМ растет с увеличением мощ-

ности коры. При этом степень увеличения глубины СПМ такова, что ее невозможно объяснить неправильным выбором плотности мантии при расчете, т.к. полное устранение данной зависимости, как показано в [1], достигается при уменьшении значения ρ_m до 3.0 г/см^3 , что нереально для мантии.

На основании полученных данных был сделан вывод о наличии в континентальной литосфере латеральных плотностных неоднородностей, величина которых (т.е. мощность, либо плотность) растет с ростом мощности коры. Однако до сих пор неизвестно, какие процессы приводят к возникновению данных неоднородностей.

Чтобы ответить на этот вопрос, авторы настоящей работы провели изучение зависимости глубины СПМ в континентальной и океанической литосфере на основе современных моделей земной коры CRUST 2.0 [15] и AsCrust [2]. При этом учитывалось влияние радиального изменения плотности в мантии на глубину СПМ. Результаты выполненной работы приводятся ниже.

РАСЧЕТ ГЛУБИНЫ СПМ НА КОНТИНЕНТАХ И В ОКЕАНАХ

Геофизические данные, полученные мировым научным сообществом за последние полвека интенсивных исследований строения Земли, позволяют построить модель земной коры, охватывающей весь земной шар. Первая такая модель, получившая название CRUST 5.1, была разработана американскими геофизиками более 10 лет назад [21]. Эта модель, представляющая данные строения коры по сетке с осреднением $5^\circ \times 5^\circ$, основана на сейсмических данных и содержит информацию по скорости продольных и поперечных волн, плотности во всех слоях земной коры и в подкоровом слое и по глубинам границ, разделяющих кору на слои, включая границу Мохо. Позднее была составлена более детальная модель CRUST 2.0, содержащая данные строения коры с осреднением по сетке $2^\circ \times 2^\circ$ [15]. Обе модели доступны в сети Интернет на сайте <http://mahi.ucsd.edu/Gabi/rem.html>.

На рис. 1 показана схема распределения глубины СПМ на всей Земле, рассчитанная по данным модели CRUST 2.0. Расчет глубины СПМ проводился с использованием формулы из [1]:

$$H_{\text{спм}} = H_m - \frac{1}{\rho_m} \sum_1^n m_i \rho_i, \quad (1)$$

где $H_{\text{спм}}$ – расчетная глубина СПМ, H_m – глубина подошвы земной коры, ρ_m – плотность мантии, m_i и ρ_i – соответственно мощность и плотность слоёв земной коры, осадков, воды и льда.

Количество слоев земной коры в нашей модели равно 7: водный слой, где он есть, три слоя осадков из модели [19] и три слоя коры. Все данные для этих слоев были взяты из цифровых моделей с разрешением $1^\circ \times 1^\circ$ для осадков, $2^\circ \times 2^\circ$ – для коры, $0.1^\circ \times 0.1^\circ$ – для водного слоя (батиметрия).

Глубина СПМ зависит от температурного режима литосферы, наличия плотностных неоднородностей в ней и от степени ее изостатической скомпенсированности. Изостатическая нескомпенсированность в моделях земной коры с разрешением 1 градус и ниже проявляется слабо, что связано с осредненным характером используемых данных [1]. Только в активных конвергентных зонах островные дуги и глубоководные желоба имеют заметные аномалии, связанные с изостатической нескомпенсированностью этих структур. Поэтому в дальнейшем будем рассматривать все данные вне этих структур как изостатически скомпенсированные. Соответственно, все аномалии глубины СПМ в рассматриваемых нами структурах будут показывать нам плотностные неоднородности, расположенные в литосферной части мантии.

Континенты имеют в целом более древнюю, холодную литосферу, чем океаны [14], и поэтому обладают большими глубинами СПМ в сравнении с последними (рис.1). Кроме того, уже здесь отмечается явная зависимость от мощности коры. Так, в платформенных областях материков глубина СПМ составляет в основном 5–5.5 км, в горных областях увеличивается до 6–6.5 км, а в современных коллизионных зонах, таких как Тибет и Анды, достигает 8 км.

В океанах хорошо выделяются срединно-океанические хребты подъемом уровня СПМ до $3 \div 2.5$ км, в то время как зрелые океанические котловины по глубине СПМ достигают $4.5 \div 5$ км, в чем приближаются к континентальным платформам.

Таким образом, в целом по Земле, в устойчивых тектонических структурах на континенте и океане глубина СПМ находится в пределах $4.5 \div 5.5$ км. Рифтовые зоны на континенте и в океане характеризуются повышенным уровнем СПМ, что связано с увеличением прогрева литосферы.

Зоны субдукции на Тихоокеанском континентальном обрамлении проявляются парой смежных аномалий повышенного и пониженного уровня СПМ, соответствующие вулканическим поясам и глубоководным желобам, что, как уже отмечалось, связано с изостатической нескомпенсированностью этих структур.

Океаническая литосфера, зарождающаяся в срединно-океанических хребтах, по мере отодвигания от

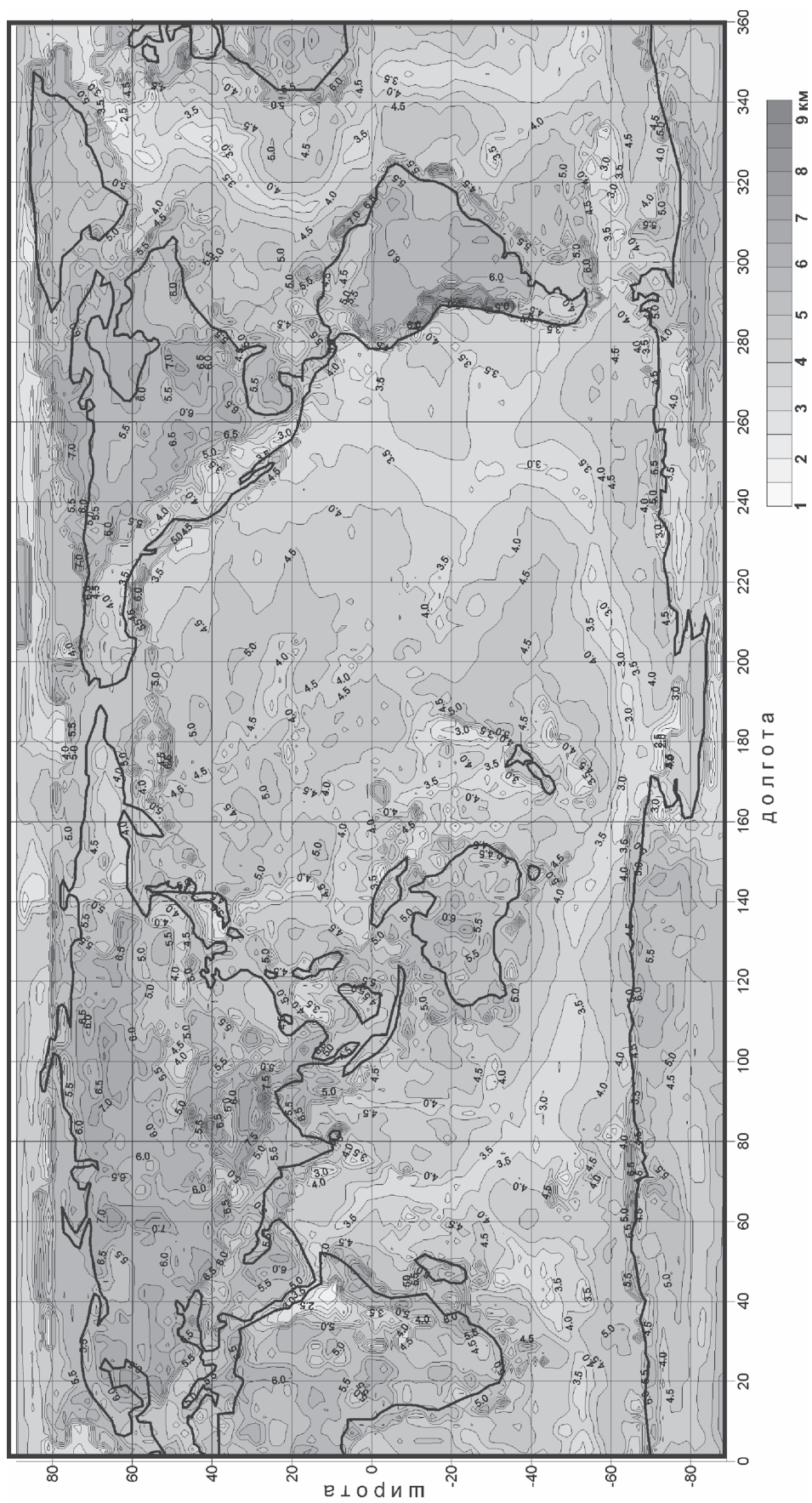


Рис. 1. Глубина свободной поверхности мантии, рассчитанная по данным модели CRUST 2.0.

них охлаждается, что приводит к ее уплотнению и, соответственно, увеличению глубины [22].

На рис. 2 приведен график зависимости глубины СПМ от мощности коры, построенный по данным модели CRUST 2.0. Сама линейная зависимость выражается формулой:

$H_{спм} = 3.8 + 0.02M_k$, где M_k – мощность коры без водного слоя.

Как показывает рис. 2, разные участки графика имеют разную степень увеличения глубины СПМ с ростом мощности коры. Так, континентальная кора мощностью от 33 до 50 км имеет максимальную степень роста глубины СПМ (около 0.05 км на каждый километр увеличения мощности коры), в то время как континентальная кора мощностью от 50 км и выше показывает обратную тенденцию – подъем уровня СПМ с ростом мощности коры. Кора такой мощности присутствует только в районах Тибета и Анд, и образуется она за счет надвига одного континентального блока на другой [7, 16, 20, 24].

Модель земной коры AsCrust-08 [2] включает в себя районы Центральной и Южной Азии, расположенные в области географических координат от 25° до 55° с.ш. и от 20 до 145° в.д.

Новые сейсмические данные, полученные за последние годы, создали основу для построения существенно более детальной модели коры, которая включает распределение плотностей и сейсмических скоростей в отдельных ее слоях и может быть использована для гравитационного моделирования и других приложений. В модели AsCrust особое внимание было уделено районам Аравии, Китая, Индии, Индокитая. Было проверено взаимное соответствие многочисленных разнородных данных, в результате чего наиболее надежные из них были использованы для построения унифицированной модели всего региона.

Уточненная цифровая модель земной коры, включает глубину границы Мохоровичича, мощнос-

ти отдельных слоев коры и распределение скоростей продольных сейсмических волн в этих слоях. При ее построении было проанализировано большое количество новых данных по отраженным, преломленным и поверхностным волнам от землетрясений и взрывов. Все они были интегрированы в единую модель с разрешением 1°×1°. Результаты были представлены в виде 10 цифровых карт, определяющих: глубину до границы Мохо, мощности верхней, средней и нижней части консолидированной коры, а также плотности и скорости продольных волн в этих слоях.

Распределение глубины СПМ в Азиатском регионе, рассчитанное по данным модели AsCrust и по данным модели земной коры CRUST 2.0 – вне области AsCrust, представлено на рис. 3. Глубина СПМ рассчитывалась по вышеприведенной формуле (1).

Согласно нашим расчетам, глубина СПМ в Центральной и Южной Азии (рис. 3) изменяется в значительных пределах: от 2 до 7 км, что объясняется наличием современной тектонической активности в Альпийско-Гималайском складчатом поясе и развитием рифтов на северо-восточном обрамлении Африки. Наибольший подъем уровня СПМ наблюдается в Красном море, Аденском заливе и примыкающей к ним северной части Восточно-Африканской рифтовой долины. Наибольшая глубина СПМ – на востоке Тянь-Шаньских гор. Гималайские горы выделяются узкой зоной повышенного уровня СПМ в пределах 4–5.5 км, параллельно которой на юге прослеживается зона увеличенной глубины СПМ до 6 км, соответствующая, видимо, границе надвиговой зоны Азии на Индийской плите [23]. Тибетское плато на большей части своей площади характеризуется глубинами СПМ от 4.5 до 5.5 км (что существенно выше, чем показывает модель CRUST 2.0), и лишь на границе с Таримским бассейном наблюдается узкая зона с подъемом СПМ до 3 км; а на востоке – область углубления СПМ до 6.5 км.

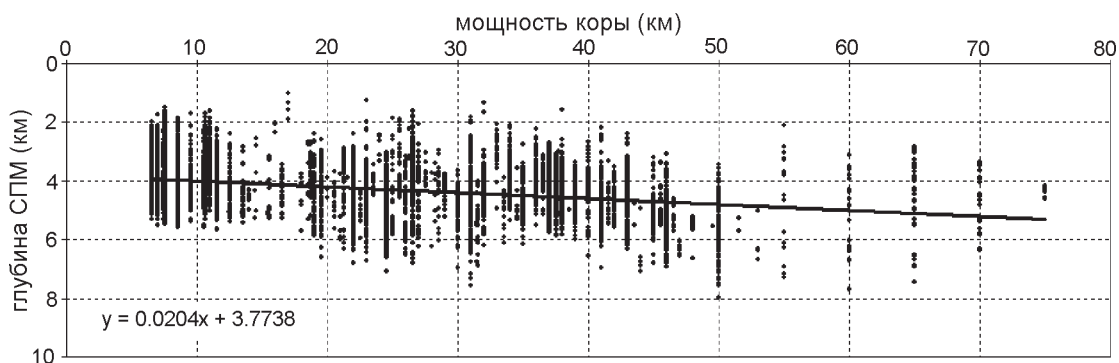


Рис. 2. График линейной зависимости глубины СПМ от мощности твёрдой коры, рассчитанный по данным модели CRUST 2.0.

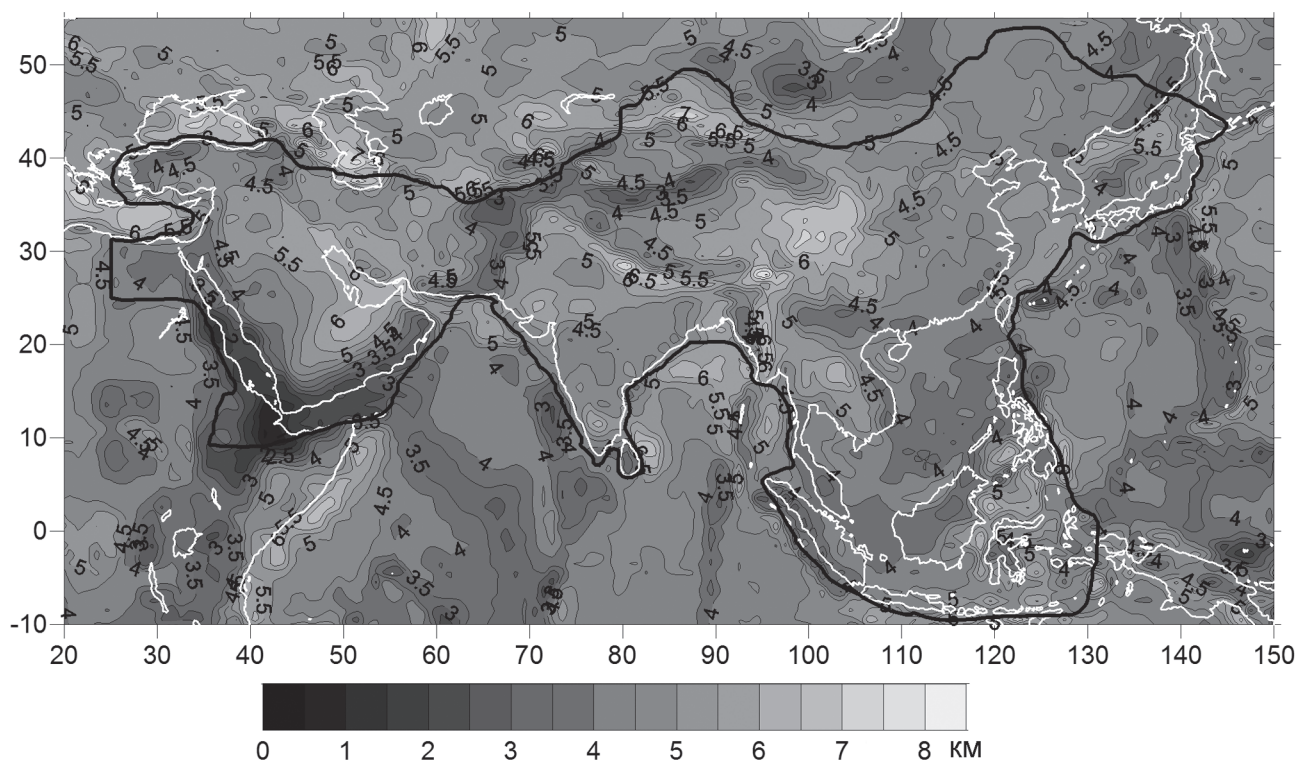


Рис. 3. Глубина свободной поверхности мантии Центральной и Южной Азии.

Жирной линией показана граница областей моделей земной коры AsCrust [2] и CRUST 2.0 [15]; белая линия – контуры суши.

Таримский бассейн при этом имеет нормальную глубину СПМ в пределах 4.5–5 км.

Несколько повышенный уровень СПМ (от 4 км и меньше) наблюдается в Индонезийском регионе. Возможно, это повышение связано с прогревом литосферы, характерным для задуговых регионов, находящихся над субдукционными зонами, которые охватывают данный регион с востока и запада [9].

На рис. 4. показан график зависимости глубины СПМ от мощности коры в регионе Центральной и Южной Азии, рассчитанный по данным модели AsCrust. Как видим, наблюдаемая зависимость в целом носит нелинейный характер, но эта нелинейность может быть вызвана современной тектонической активностью региона, проявляющейся на участках с аномально пониженной и аномально повышенной мощностью коры, т.е. на концах графика. Средняя часть графика, представляющая область зрелой, тектонически стабильной континентальной коры с мощностью в диапазоне примерно от 30 до 50 км, показывает явное увеличение глубины СПМ примерно на 0.3 км на каждый километр увеличения мощности коры.

РАДИАЛЬНЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ ПЛОТНОСТИ: РАСЧЕТ ЛИНЕЙНЫХ МОДЕЛЕЙ

При расчетах с использованием формулы (1) априорно предполагается, что плотность мантии не меняется с глубиной. Однако если проводить расчеты с учетом вероятных изменений плотности мантии с глубиной, то, как будет показано ниже, неизбежно появляется зависимость расчетной глубины СПМ от мощности коры.

Далее, в моделях с учетом радиальных изменений плотности в мантии, будем различать “расчетную” и “радиальную” глубину СПМ. Под “расчетной” глубиной будем понимать глубину СПМ, рассчитанную по формуле (1) при неизменной плотности мантии 3.3 г/см^3 , а под “радиальной” глубиной СПМ – глубину, задаваемую в модели радиального изменения плотности в соответствии с формулой 2. При этом, в любой заданной модели “радиальная” глубина СПМ всегда неизменна, а “расчетная” будет меняться в зависимости от радиального распределения плотности и мощности коры.

Чтобы оценить вклад, который вносит радиальное изменение плотности мантии в “расчет-

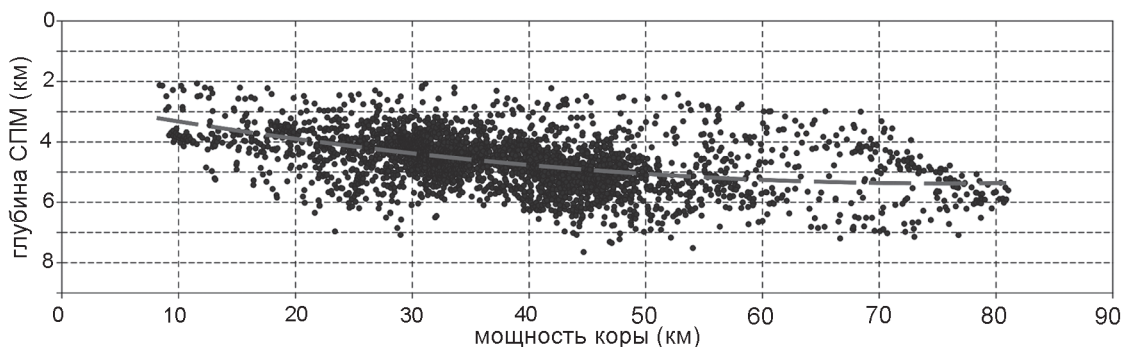


Рис. 4. Зависимость глубины свободной поверхности мантии от мощности коры в регионе Центральной и Южной Азии, по данным модели земной коры AsCrust.

ную” зависимость глубины СПМ от мощности коры, мы провели численное моделирование глубинного положения земной коры разной мощности в такой мантии.

Допустим, плотность коры везде одинакова, а плотность мантии меняется по закону:

$$\rho_m(h) = \rho_0 + \alpha \cdot h \quad (2)$$

где ρ_0 – плотность мантии на уровне СПМ, h – глубина от уровня СПМ, α – коэффициент изменения плотности мантии с глубиной. Тогда равновесие масс нагрузки и компенсации, которые разделяются по уровню СПМ, в мантии с изменением плотности по глубине (рис. 5) можно представить следующим образом:

$$m_1 \rho_k = m_2 \left(\rho_0 + \alpha \frac{m_2}{2} - \rho_k \right), \quad (3)$$

где m_1 – мощность слоя нагрузки (верхняя часть коры до уровня СПМ); m_2 – мощность слоя компенсации – нижняя часть коры от уровня СПМ (рис. 5); ρ_0 – плотность мантии на уровне СПМ; ρ_k – средняя плотность коры. Учитывая, что мощность всей коры $M_k = m_1 + m_2$, уравнение (3) можно переписать в виде

$$M_k \rho_k = m_2 \left(\rho_0 + \alpha \frac{m_2}{2} \right) \quad (4)$$

“Радиальную” глубину СПМ, которая, как уже отмечалось, в модели радиального изменения плотности должна быть постоянной (обозначим ее как $H'_{спм}$), можно вычислить, если из глубины Мохо вычесть мощность компенсационного слоя (m_2):

$$\begin{aligned} H'_{спм} &= H_m(M_k) - m_2 = \\ &= H_m(M_k) - \frac{1}{\alpha} (\rho_0 - \sqrt{\rho_0^2 + 2\alpha\rho_k M_k}) \end{aligned} \quad (5)$$

Последнее уравнение дает нам возможность определить, как будет меняться расчетная глубина

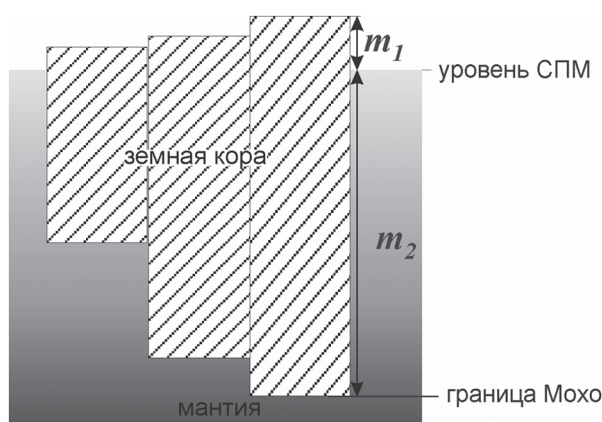


Рис. 5. К выводу формулы расчета глубины СПМ в мантии с градиентной плотностью.

СПМ в градиентной среде. Для этого надо задать все параметры градиентной среды, включая $H'_{спм}$ и определить глубину до границы Мохо.

В океанической литосфере дополнительную нагрузку несет водный слой, мощность которого зависит от мощности твердой коры и определяется условием изостатического выравнивания. Поэтому выражение оказывается несколько более сложным:

$$\begin{aligned} H'_{спм} &= H_m(M_k) - \frac{1}{\alpha} (\rho_0 - \rho_e) - \\ &- \sqrt{(\rho_0 - \rho_e)^2 + 2\alpha(M_k \rho_k + \rho_e(H'_{спм} - M_k))} \end{aligned} \quad (6)$$

На рис. 6 показаны кривые теоретических зависимостей глубины СПМ от мощности коры, полученные на основе расчетов с использованием формул (1), (5) и (6) при $H'_{спм} = 4$ км и различных значениях α и начальной плотности на уровне СПМ.

В моделях с начальным значением плотности мантии $\rho_0 = 3.3$ г/см³ (рис. 6А) положительные значения α соответствуют нарастающую плотности с глуби-

ной, α отрицательные – уменьшению. Как видим, степень изменения глубины СПМ в этом случае оказывается нелинейной. Кроме того, и форма кривых отличается от полученной нами экспериментальной зависимости в Азиатском регионе.

Если предположить, что плотность мантии на уровне СПМ составляет 3.2 г/см^3 и линейно увеличивается с глубиной (рис. 6Б), то форма кривых меняется и становится схожей с экспериментальной зависимостью.

На рис. 6В показан результат подбора распределения плотности мантии, максимально приближенного к тому, чтобы соответствовать полученной нами экспериментальной зависимости глубины СПМ от мощности коры. Здесь, как видим, получается относительно неплохое совпадение только в диапазоне мощности континентальной коры, где плотность нарастает от 3.23 г/см^3 на глубине 30 км до 3.28 г/см^3 на

глубине 80 км. Для коры менее 30 км, большая часть которой находится в океане, можно подобрать соответствующую ей кривую только в том случае, если поднять уровень “радиальной” глубины СПМ до 3.2 км; плотность мантии при этом меняется от 3.2 г/см^3 на уровне СПМ до 3.3 г/см^3 на глубине 30 км. Разность в “радиальном” уровне СПМ океанической и континентальной литосферы показывает, что верхняя мантия под океанами в целом менее плотная, чем под континентами, что выражается в более развитом слое астеносферы.

Как видим, результат подбора линейного изменения плотности в мантии дает существенно меньшие значения плотности, чем предполагается в принятой в настоящее время пиrolитовой модели мантии [6]. Это говорит в пользу существования латеральных плотностных неоднородностей, зависящих от мощности коры.

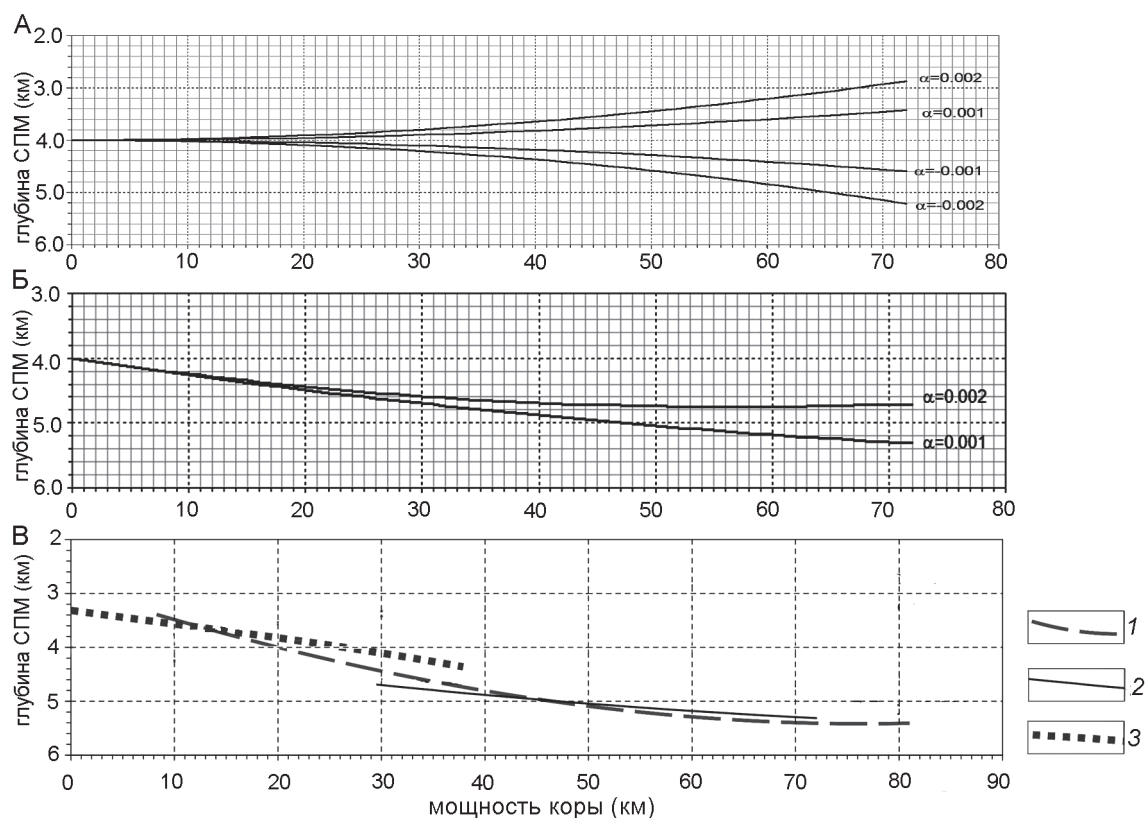


Рис. 6. Изменение глубины СПМ в модели радиального изменения плотности с разным коэффициентом нарастания ($\alpha > 0$) и убывания ($\alpha < 0$). А – кривые, рассчитанные с увеличением и уменьшением плотности с глубиной относительно начального значения 3.3 г/см^3 на уровне СПМ. Б – кривые, рассчитанные при увеличении плотности с глубиной относительно начального значения 3.2 г/см^3 на уровне СПМ (подробности в тексте); В – результат подбора модели радиального изменения плотности по экспериментальной кривой зависимости глубины СПМ от мощности коры по данным модели AsCrust (подробности в тексте).

1 – полиномиальный тренд, определяющий зависимость СПМ от мощности коры по экспериментальным данным (перенесенный с рис.1); 2 – кривая глубины СПМ, подобранная для континентальной мантии с линейным нарастанием плотности, 3 – то же, для океанической мантии (подробное описание в тексте).

Далее покажем, какое распределение плотности дает расчет нелинейной модели.

РАДИАЛЬНЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ ПЛОТНОСТИ: ПРЯМОЙ РАСЧЕТ ПО ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЙ ЗАВИСИМОСТИ

Приведенные выше оценки распределения плотности по глубине основываются на выявлении общей тенденции линейного изменения плотности с глубиной. Вместе с тем наши данные позволяют сделать оценку нелинейного распределения плотности по глубине, основываясь на 2-х предположениях:

1) вся изучаемая область изостатически скомпенсирована;

2) плотность мантии изменяется только по глубине и не меняется по латерали.

При соблюдении этих условий реальная глубина СПМ, названная нами “радиальной”, как уже отмечалось, должна быть всюду одинакова, а наблюдаемые изменения расчетных значений СПМ по формуле (1) с ростом мощности коры покажут нам изменение средней плотности в диапазоне от реальной глубины СПМ до текущей глубины Мохо. Для устранения разброса глубины СПМ в точках с одинаковыми или близкими значениями мощности коры проведем осреднение расчетных значений СПМ по глубине в диапазоне 1 км.

Для оценки уровня радиальной глубины СПМ рассчитаем ее величину для коры мощностью 33 км. Как показывают разные модели, кора с такой мощностью является пограничной между континентальной и океанической с уровнем верхней ее границы около 0 км. Плотность коры примем равной 2.85 г/см^3 , плотность мантии – 3.3 г/см^3 , в результате, используя формулу (5), получим радиальную глубину СПМ = 4.5 км.

Обозначим в формуле (1) $V_k = \sum_{i=1}^N m_i \rho_i$ вес плотностной колонки в некоторой заданной точке

k . Тогда формулу для расчета СПМ можно переписать в виде:

$$H'_{\text{СПМ}} = H_m - \frac{V_k}{\rho_m}, \text{ откуда}$$

$$\rho_m(H_m) = \frac{V_k}{H_m - H'_{\text{СПМ}}} \quad (7)$$

Последнее выражение позволяет нам рассчитать *среднее значение плотности мантии* в диапазоне глубины от СПМ (т.е. от 4.5 км) до границы Мохо в каждой точке модели. Значения V_i мы рассчитываем, основываясь на данных модели AsCrust, значения H_m берем отсюда же. Рассчитанные данные распределения средней плотности континентальной мантии и уровня СПМ по глубине в диапазоне от 25 до 75 км показаны на рис. 7.

Средняя плотность мантии под континентами, как показывает график на рис. 7, изменяется в пределах $3.18\text{--}3.28 \text{ г/см}^3$ при среднем уровне 3.24 г/см^3 . Получение таких низких значений плотности можно объяснить лишь одной причиной: существованием латеральных плотностных неоднородностей под корой в определенных диапазонах ее мощности.

Таким образом, все проведенные нами расчеты подтверждают наличие латеральных плотностных неоднородностей в литосферной мантии, зависящих от мощности коры.

ЛАТЕРАЛЬНЫЕ ПЛОТНОСТНЫЕ НЕОДНОРОДНОСТИ: ВЕРОЯТНЫЕ ПРИЧИНЫ ИХ ОБРАЗОВАНИЯ

Латеральные аномалии плотности в литосфере, несомненно, существуют. На это прямо указывают данные сейсмической томографии; и значительные пространственные изменения глубины СПМ в изостатически скомпенсированных регионах тоже свидетельствуют в их пользу. Однако наличие таких аномалий, меняющихся с изменением

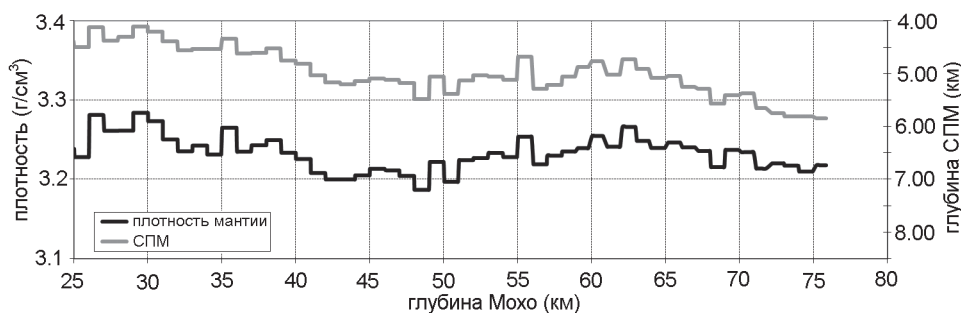


Рис. 7. Изменение средней плотности подкоревой мантии и уровня СПМ в континентальной литосфере в зависимости от глубины границы Мохо, по данным модели AsCrust.

мощности коры, и их происхождение, объяснить довольно трудно.

Данные аномалии могут образоваться либо в процессе формирования (или наращивания) земной коры, либо после ее образования в ходе дальнейших эволюционных процессов, связанных, например, с охлаждением литосферы или с процессами метасоматоза под действием поднимающихся из глубин флюидов. Ответ на данный вопрос можно получить, если рассмотреть, как меняется связь глубины СПМ с мощностью коры в литосфере разного возраста.

На рис. 8 приведена серия графиков, показывающая зависимость СПМ от мощности коры в континентальной литосфере различного возраста в диапазоне мощности коры от 24 до 56 км. Как показано в работе [17], в данном диапазоне мощности находится подавляющая часть континентальной земной коры. При построении графиков использовались данные о возрасте литосферы И.М. Артемьевой [14]. На этих графиках видно, что в литосфере всех возрастов, за исключением архея, коэффициенты увеличения глубины СПМ с ростом мощности коры примерно одинаковы,

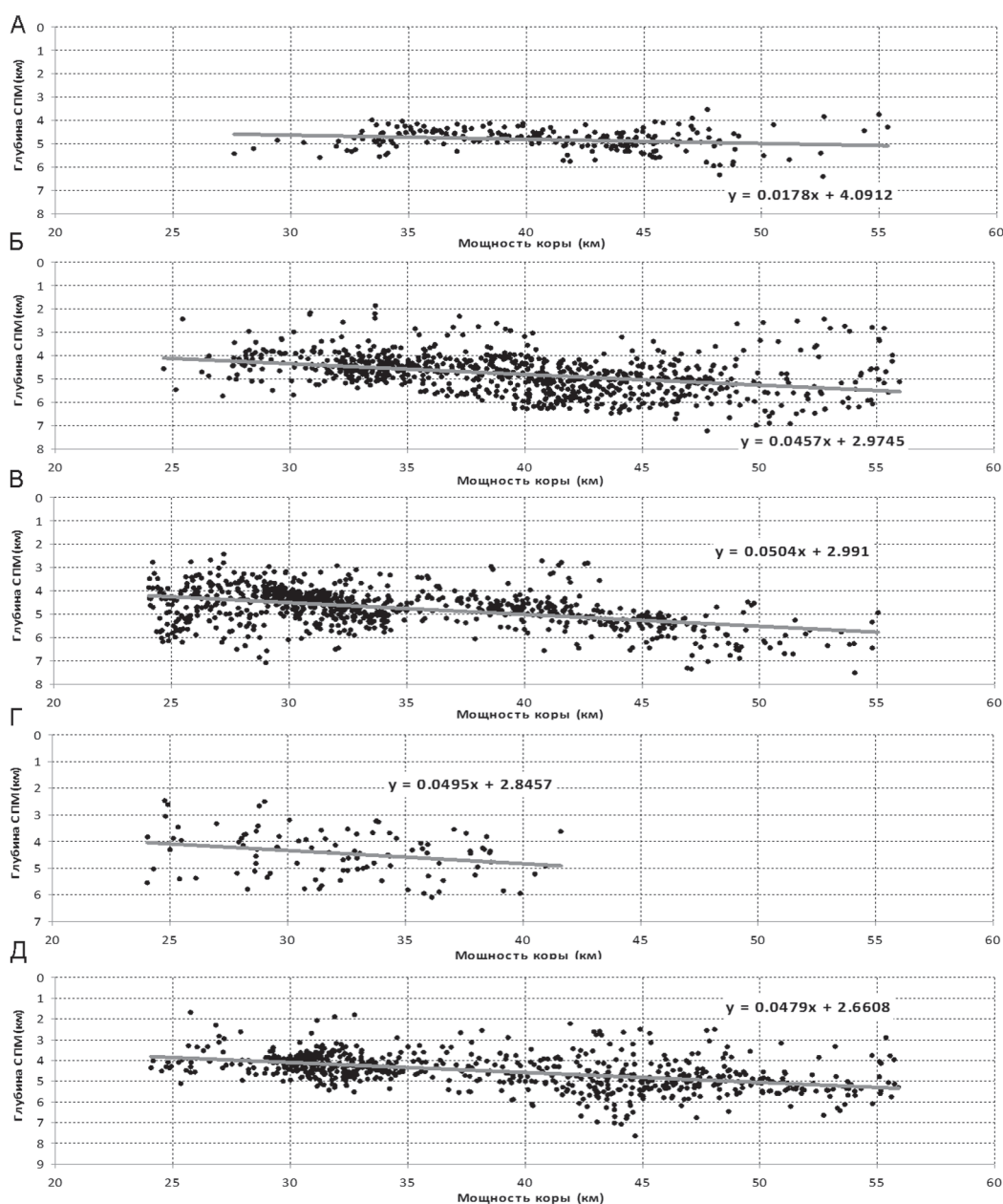


Рис. 8. Зависимость глубины СПМ от мощности и возраста коры в стабильной коре мощностью 24–56 км: А – архей (>2500 млн лет назад); Б – протерозой (570–2500 млн лет назад); В – палеозой (245–570 млн лет назад); Г – мезозой (66.4–245 млн лет назад); Д – кайнозой (0–66.4 млн лет назад).

т.е. связь глубины СПМ с мощностью коры в литосфере, начиная с протерозоя, практически не меняется.

На основании полученных нами данных, представленных на рис. 8, можно сделать вывод, что наблюдаемая зависимость глубины СПМ от мощности коры образуется, скорее всего, на стадии формирования самой земной коры. Явное различие в расчетной зависимости СПМ от мощности коры в архее и последующих этапах развития Земли объясняется различием в механизме образования коры в разные периоды времени [4, 10–12 и др.]. Так, на ранних этапах развития Земли земная кора, возможно, формировалась как результат действия плюмовой тектоники; а, начиная с конца архея или протерозоя, преобладающее влияние на лик земной поверхности стала оказывать тектоника плит с наращиванием вещества земной коры в островных дугах под действием субдукции океанической литосферы. Поэтому есть все основания предполагать, что обнаруженная нами зависимость расчетной глубины СПМ с мощностью коры связана с процессом образования континентальной коры в зонах субдукции.

Чтобы убедиться в том, что причиной наблюдаемой связи глубины СПМ с мощностью коры в континентальной литосфере является способ ее образования, мы проверили на наличие такой связи океаническую кору. Как известно, в океане есть горные хребты и поднятия, мощность коры под которыми сравнима с мощностью континентальной коры. Эти хребты и поднятия имеют, скорее всего, магматическое происхождение аналогично тому, как образовалась древняя континентальная кора в архее. Так, океанические поднятия, как предполагают многие ис-

следователи, образуются в зонах тройного сочленения плит – плато Онтонг-Джава [18], возвышенность Шатского [5, 13 и др.]; а подводные хребты – это результат действия “горячих точек” на движущихся океанических плитах (см., напр., [3]).

На карте распределения глубины СПМ, рассчитанной по данным модели CRUST 2.0 (рис. 1), видно, что большинство океанических поднятий и горных хребтов характеризуются слабоповышенным или близким к нормальному уровнем СПМ (см., напр., возвышенности Хесса и Шатского, Чаттем, Императорский хребет, Гавайский хребет в Тихом океане, хребет 90 градуса в Индийском океане и др.). Это дает основания полагать, что в океанической литосфере не должно наблюдаться ярко выраженной зависимости глубины СПМ от мощности коры.

На рис. 9 показаны графики зависимости глубины СПМ от мощности коры в океанической литосфере. Первый график (рис. 9А) построен без учета влияния возраста литосферы в расчетных точках. Он показывает линейное нарастание глубины СПМ с ростом мощности коры. Коэффициент нарастания глубины СПМ с ростом мощности коры составляет 0.024 км/км, что в 2 раза меньше, чем в континентальной коре. Однако если из рассчитанных глубин СПМ убрать зависимость от возраста так, чтобы глубина СПМ зрелой океанической коры соответствовала аномальной глубине 0 км, то, как показывает рис. 9Б, зависимость от мощности коры в аномалиях СПМ показывает уже слабое уменьшение глубины с ростом мощности коры с коэффициентом -0.004 км/км. Полученный в данном случае отрицательный коэф-

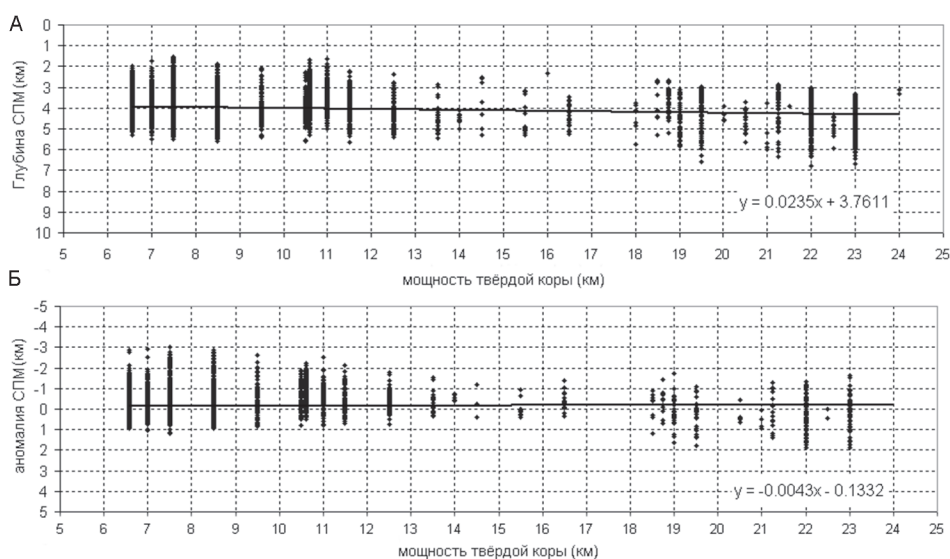


Рис. 9. Зависимость аномальной глубины СПМ от мощности твёрдой коры в диапазоне 5–24 км в океанической литосфере: А – без поправки на влияние возраста литосферы; Б – исключено влияние зависимости от возраста.

фициент зависимости глубины СПМ от мощности коры можно объяснить радиальным нарастанием плотности в океанической литосферной мантии зрелого возраста.

ОБСУЖДЕНИЕ И ВЫВОДЫ

Результаты нашего исследования показали, что радиальное изменение плотности в подкоревой мантии оказывает недостаточное влияние на глубину СПМ, чтобы им можно было объяснить всю наблюдаемую зависимость глубины СПМ от мощности коры [8]. Следовательно, в континентальной литосфере существуют латеральные плотностные неоднородности, зависящие от мощности коры. Величина данных неоднородностей практически не зависит от возраста континентальной коры. Это дает веские основания предполагать, что они создаются одновременно с образованием континентальной земной коры и сохраняются в дальнейшем. Сохранение этих неоднородностей в континентальной литосфере в течение миллиардов лет указывает на то, что они имеют “вещественную” природу, т.е. другой вещественный состав в сравнении с составом нормальной континентальной литосферной части мантии.

Природа данного уплотнения неизвестна. Можно предположить, что оно образуется за счет верхней части базальтового слоя субдуцирующей океанической литосферы, его накопления в литосфере под островной дугой и последующей частичной или полной эклогитизации.

Авторы благодарят рецензентов, указавших на ошибки и недостатки в настоящей работе, а также на возможности их исправления.

Работа была выполнена при поддержке гранта РФФИ № 10-05-00579-а и гранта для молодых кандидатов наук Министерства образования и науки РФ № МК-531.2011.5.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Артемьев М.Е. Изостазия территории СССР. М.: Наука, 1975. 215 с.
2. Баранов А.А. Новая модель коры Центральной и Южной Азии // Физика Земли. 2010. № 1. С. 37–50.
3. Берк К., Уилсон Дж. Горячие точки на поверхности Земли // Успехи физических наук. 1977. Т. 123, вып. 3. С. 615–632 (URL: http://ufn.ru/ufn77_12/Russian/r7712d.pdf).
4. Богатиков О.А., Симон А.К. Магматизм и геодинамика главных возрастных этапов истории Земли // Вестн. ОГГГН РАН. 1997. № 2.
5. Вержбицкий Е.В., Лобковский Л.И., Кононов М.В., Котелкин В.Д. Генезис океанических возвышенностей Шатского и Хесса (Тихий океан) по геолого-геофизическим данным и результатам численного моделирования // Геотектоника. 2006. № 3. С. 82–93.
6. Рингвуд А.Е. Состав и петрология мантии Земли. М.: Недра, 1981. 584 с.
7. Романюк Т.В. Позднекайнозойская геодинамическая эволюция Центрального сегмента Андийской субдукционной зоны // Геотектоника. 2009. № 4. С. 63–83.
8. Сеначин В.Н. Свободная поверхность мантии как индикатор геодинамических процессов // Вестн. ДВО РАН. 2006. № 1. С. 18–25.
9. Сеначин В., Баранов А., Оценка глубинного распределения плотности в литосфере Центральной и Южной Азии по данным о глубине свободной поверхности мантии // Физика Земли. 2010. № 11. С. 61–68.
10. Шарков Е.В. Где исчезает континентальная литосфера? (Система вулканическая дуга – задуговой бассейн) // Вестн. ОГГГН РАН. 2000. Т. 1, № 2. (http://www.scgis.ru/russian/cp1251/h_dgggms/2-2000/sharkov.htm#begin)
11. Шарков Е.В. Богатиков О.А. Эволюция тектономагматических процессов в истории Земли // Вулканология и геодинамика / IV Всерос. симпозиум по вулканологии и палеовулканологии, 22–27 сентября 2009 г. Петропавловск-Камчатский, 2009. Т. 1. С. 38–41.
12. Хаин В.Е., Ломизе М.Г. Геотектоника с основами геодинамики. М.: Изд-во МГУ, 1995. 480 с.
13. Хаин В.Е. Современная геодинамика: достижения и проблемы // Природа. 2002. № 1. С. 51–59.
14. Artemieva I.M. Global 1°×1° thermal model TC1 for the continental lithosphere: implications for lithosphere secular evolution // Tectonophysics. 2006. V. 416. P. 245–277.
15. Bassin C., Laske G., Masters G. The Current limits of resolution for surface wave tomography in North America // EOS Trans AGU, 2000. 81(48), Fall Meet. Suppl., Abstr. F897. (<http://mahj.ucsd.edu/Gabi/rem.html>)
16. Cawood P.A., Kroner A., Collins W.J. et al. Accretionary orogens through Earth history // Geol. Soc. London, Spec. Publ. 2009. V. 301. P. 1–36.
17. Christensen N.I., Mooney W.D. Seismic velocity structure and composition of the continental crust: a global view // J. Geophys. Res. 1995. V. 100, N B7. P. 9760–9788.
18. Fitton J.G., Mahoney J.J., Wallace P.J., Saunders (eds). Origin and Evolution of the Ontong Java Plateau // Geol. Soc. London, 2004. Spec. Publ. 229.
19. Laske G., Masters G. A Global Digital Map of Sediment Thickness, EOS Trans // AGU, 78, F483, 1997.
20. Li Ch., Hilst R.D., Meltzer A.S., Engdahl E.R. Subduction of the Indian lithosphere beneath the Tibetan Plateau and Birma // Earth and Planet. Sci. Lett. 2008. V. 274. P. 157–168.
21. Mooney W.D., Laske G., Masters T.G. Crust 5.1: A global model at 5°×5° // J. Geophys. Res. 1998. V. 103. P. 727–747.
22. Muller R.D., Roest W.R., Royer R.D. Digital isochrones of the world's ocean floor // J. Geophys. Res. 1997 V. 102, N B2. P. 3211–3214.
23. Rajesh R. S., Mishra D. C. Admittance analysis and modelling of satellite gravity over Himalayas–Tibet and its seismogenic correlation // Current Science. 2003. V. 84, N 2. P. 224–230.
24. Yang Y., Liu M. Crustal thickening and lateral extrusion during the Indo-Asian collision: a 3D viscous flow model // Tectonophysics. 2009. V. 465, N 1–4. P. 128–135.

**СТРУКТУРНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА РАЙОНА ВПАДИНЫ
ДЕРЮГИНА (ОХОТСКОЕ МОРЕ)**

П.Ф. Волгин, В.П. Семакин, А.В. Кочергин

*Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, ул. Науки 1Б, г. Южно-Сахалинск, 693022,
e-mail: nauka@imgg.ru*

Поступила в редакцию 7 мая 2007 г.

Проведено тектоническое районирование осадочного чехла района впадины Дерюгина по структурным признакам. Для этой цели на основании сейсмических материалов МОВ ОГТ и гравиметрических данных составлена структурно-тектоническая карта осадочного чехла. В зависимости от размеров, пространственного положения и ориентировки структурных элементов разных порядков проведено их объединение (районирование) в тектонические системы, в пределах которых выделены структурные зоны, включающие структурные элементы более высокого порядка в форме относительных поднятий и прогибов. Приводятся соответствующие карты и схемы.

Ключевые слова: осадочный чехол, тектонические системы, структурные зоны, структурные элементы, поднятие, прогиб, впадина Дерюгина, Охотское море.

ВВЕДЕНИЕ

Впадина Дерюгина расположена к востоку от о-ва Сахалин (рис. 1). Максимальные глубины дна в ее юго-восточной части достигают 1800 м. Северо-западным продолжением впадины является узкий Старицкий прогиб [19].

Результатами ранее проведенных геолого-геофизических исследований [1, 9, 11, 15, 17, 20] установлено, что рассматриваемый район характеризуется пониженной мощностью земной коры [19], повышенным тепловым потоком [19], высоким уровнем содержания метана [7,13], интенсивной барит-карбонатной минерализацией [4, 7, 13], внедрением магматогенных диапиров [8, 14], наличием газогидратов [18], железо-марганцевых образований [5], ртути [3] и других рудных элементов [2]. Все это вызывает необходимость продолжения изучения и уточнения геологического строения и тектоники рассматриваемого района.

**КРАТКИЕ СВЕДЕНИЯ О ФУНДАМЕНТЕ, СОСТАВЕ
И ВОЗРАСТЕ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА**

Впадина Дерюгина в тектоническом отношении рассматривается как часть Охотоморской эпимезозойской плиты, в строении которой выделяются гетерогенный фундамент преимущественно докайнозой-

ского возраста и осадочный чехол, сложенный в основном палеоген-неоген-четвертичными отложениями, а на отдельных участках без видимого перерыва – нормально-осадочными образованиями верхнего мела [19].

В западной части рассматриваемого района поверхность акустического фундамента (АФ), прослеживаемая по данным МОВ ОГТ, совпадает с границей со скоростью $V_r=5.6-5.7$ км/с, которая располагается выше сейсмической границы, отождествляемой с поверхностью консолидированного фундамента (Ф) с $V_r=6.1-6.4$ км/с [10]. Предполагается, что АФ сложен алеврито-глинисто-кремнистыми метаморфизованными образованиями верхнемелового-палеогенового возраста [19]. В восточной части района АФ совпадает с положением поверхности консолидированного фундамента с $V_r=6.1-6.4$ км/с [10], который сложен амфиболитами, гнейсами и кристаллическими сланцами различного состава, относительно слабо метаморфизованными песчаниками, алевролитами, аргиллитами (часто кремнистыми), в разной степени ороговикованными терригенными образованиями, переходящими в роговики, а также интрузивными и эффузивными породами преимущественно основного, среднего и реже кислого состава. В целом акустический фундамент датируется мезозоем-палеозоем [19].

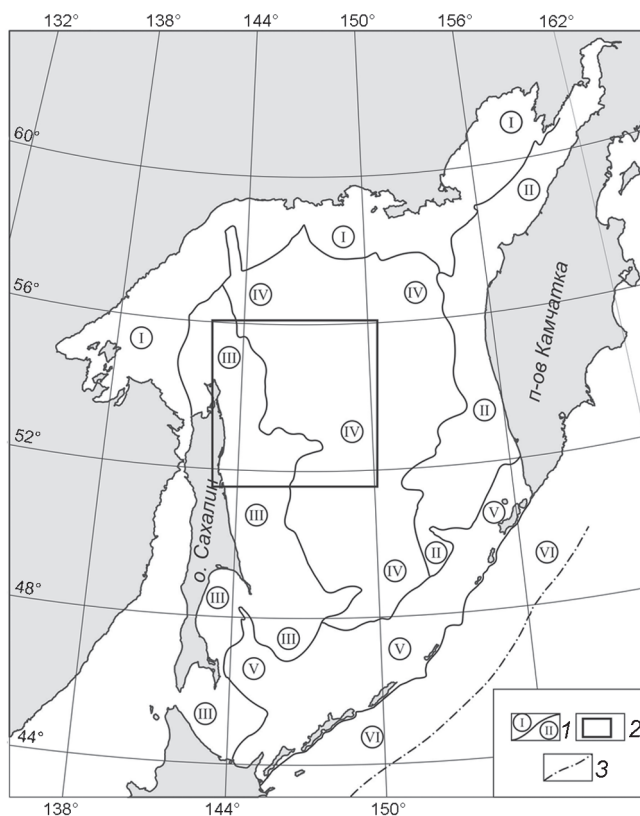


Рис. 1. Схема расположения района исследований.

1 – границы тектонических систем и их номера, 2 – район впадины Дерюгина, 3 – ось Курильского жолоба. Тектонические системы: I – Прибрежно-материковая, II – Прикамчатская, III – Присахалинская, IV – Центрально-Охотская, V – Курило-Южно-Охотская, VI – Восточно-Курильская.

В осадочном чехле Охотского моря выделено четыре региональных сейсмостратиграфических комплекса (РССК I-IV): доолигоценый K_2-P_{1-2} (РССК I), олигоцен-нижнемиоценовый $P_3-N_1^1$ (РССК II), нижне-среднемиоценовый – N_1^{1-2} (РССК III) и верхнемиоцен-плиоценовый – $N_1^3-N_2$ (РССК IV). Поскольку РССК включают в себя разные вещественно-фациальные ассоциации, то для их дифференциации введены следующие литофизические комплексы (ЛК): 1 – алеврито-глинисто-песчаный терригенный с углями, 2 – песчано-алеврито-глинистый терригенный, 3 – песчано-алеврито-глинистый вулканогенный и 4 – алеврито-глинисто-кремнистый [19].

В рассматриваемом районе отложения доолигоценового РССК I устанавливаются на ограниченных площадях в северной, северо-западной и юго-западной его частях, где они представлены алеврито-глинисто-песчаным терригенным с углями и алеврито-глинисто-кремнистым ЛК. Остальные РССК (II, III и IV) в рассматриваемом районе представлены в ос-

новном песчано-алеврито-глинистым терригенным и алеврито-глинисто-кремнистым литофизическими комплексами, и лишь в крайней юго-западной части района вдоль восточного побережья Сахалина прослеживаются узкие полосы, сложенные алеврито-глинисто-песчаным с углями литофизическим комплексом.

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА ПО СТРУКТУРНЫМ ПРИЗНАКАМ

Информация о мощности осадочного чехла рассматриваемого района отражена, в частности, на карте мощности осадочного чехла Охотского моря и островного склона Курильского жолоба [19]. С учетом этой карты, на основании дополнительной сейсмической информации по 11 профилям МОВ ОГТ, выполненным ФГУП «Дальморнефтегеофизика», нами с привлечением гравиметрических данных [6] составлен уточненный вариант карты мощности осадочного чехла района впадины Дерюгина. На базе этой карты составлена структурно-тектоническая карта м-ба 1:2 500 000 (рис. 2), при построении которой в качестве исходной («структурной») поверхности принята поверхность акустического фундамента. Карта отражает ориентировку структурных элементов осадочного чехла, их морфологию, мощность осадков и амплитуды относительных поднятий и прогибов.

СТРУКТУРНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА

В зависимости от размеров, пространственного положения и ориентировки структурных элементов разных порядков проведено их объединение в тектонические системы (рис. 1), в пределах которых выделены структурные зоны (рис. 3), включающие более мелкие по размерам структурные элементы в форме относительных поднятий и прогибов (рис. 4).

На территории Охотского моря в осадочном чехле нами [19] выделяются шесть тектонических систем (рис. 1).

В составе Присахалинской тектонической системы (III) выделяются три структурные зоны (рис. 3): Восточно-Сахалинская зона прогибов (1–3), Северо-Сахалинская зона поднятий и прогибов (4–10) и Южно-Дерюгинская зона (11). Первые две зоны ориентированы в целом в субмеридиональном и северо-западном направлениях, а Южно-Дерюгинская зона – в северо-северо-восточном.

В Центрально-Охотскую тектоническую систему (IV) включаются восемь зон (рис. 3): Центрально-Охотская (12), Кашеваровская (13–14), Лебединская (15–16), Центральная (17), Срединно-Охотская (18–

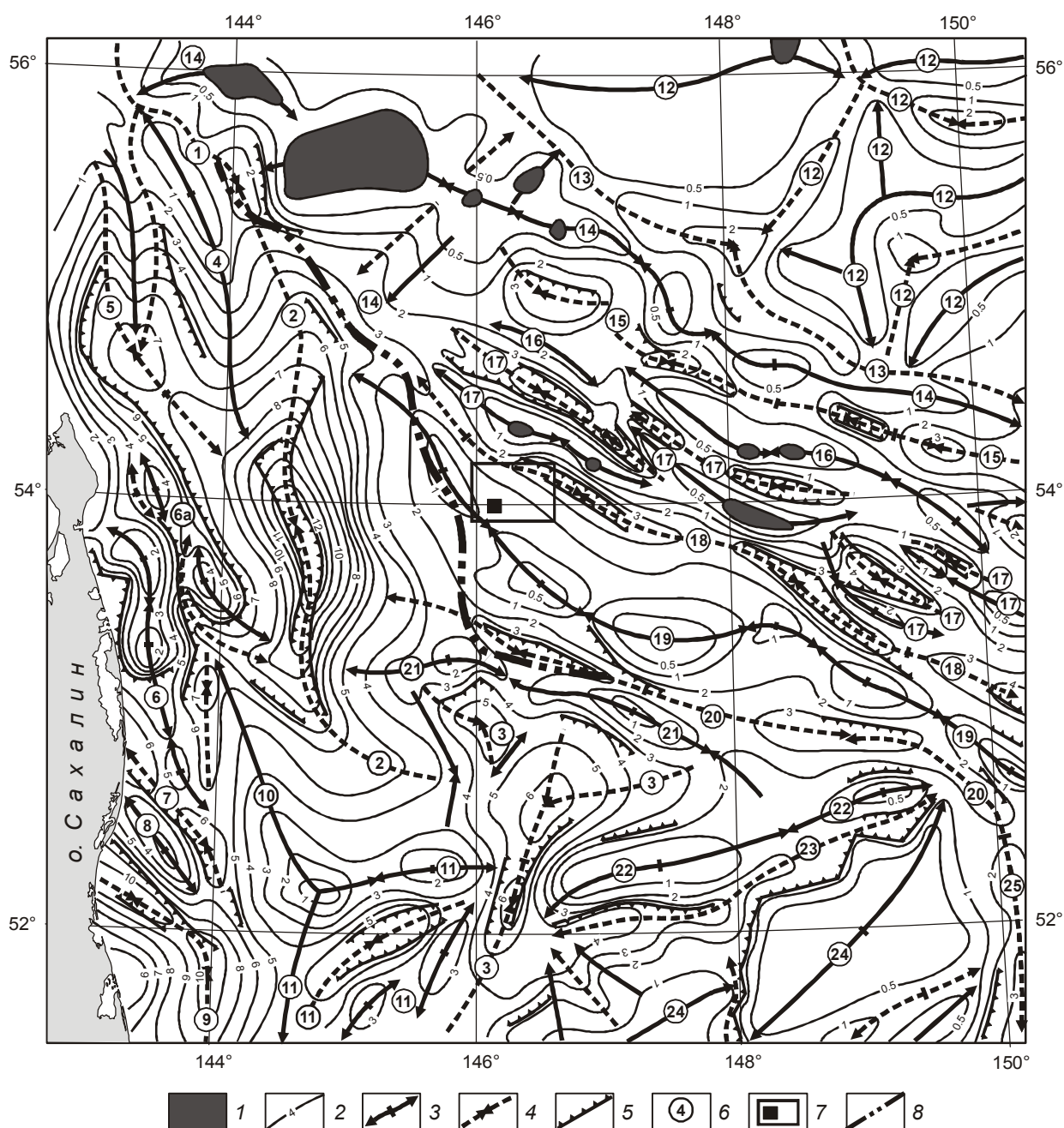


Рис. 2. Структурно-тектоническая карта осадочного чехла района впадины Дерюгина (Охотское море).

1 – выходы акустического фундамента на дно моря, 2 – изолинии глубин акустического фундамента относительно дна моря, цифры – значения в км (изопахиты), 3 – оси относительных поднятий, 4 – оси относительных прогибов, 5 – подножья флексур и тектонических уступов фундамента, 6 – номера структурных элементов (соответствуют номерам на рис. 4), 7 – контур участка с активным проявлением баритовой минерализации и эманациями метана, черный квадрат – место скопления барит-карбонатных минеральных ассоциаций (по данным [13]); 8 – осевая линия неотектонического Старицкого прогиба и впадины Дерюгина.

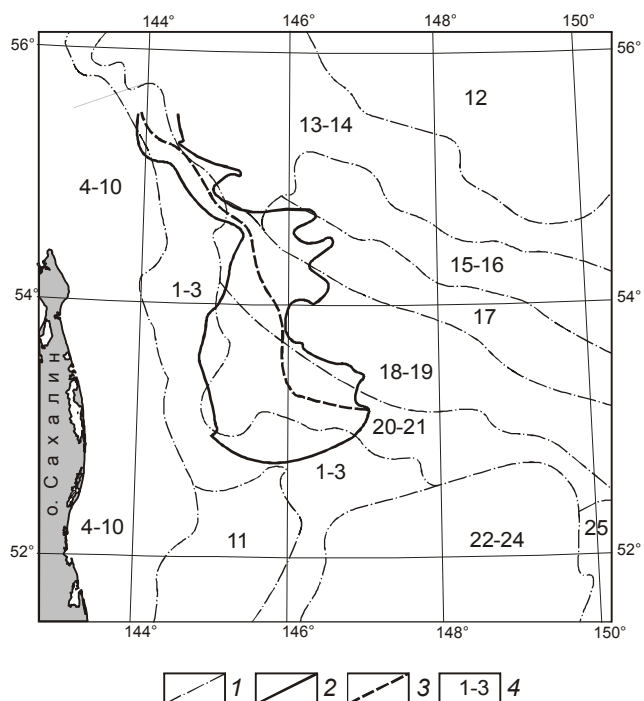


Рис. 3. Схема расположения структурных зон района впадины Дерюгина (Охотское море).

1 – границы структурных зон (условные границы второго типа [12]), 2 – граница неотектонического Старицкого прогиба и впадины Дерюгина, 3 – осевая линия тех же структурных элементов, 4 – структурные зоны (номера в пределах зон соответствуют номерам структурных элементов на рис. 2 и 4). См. объяснения в тексте.

19), Южная (20-21), зона Института океанологии (22-24) и зона Макаровского прогиба (25). Три зоны под номерами 12, 22-24 и 25 являются лишь частями более крупных по размерам структурных элементов, представляющих соответственно Центрально-Охотское поднятие, поднятие Института океанологии и Макаровский прогиб [19]. Остальные зоны имеют отчетливо выраженную северо-западную ориентировку, при этом структурные элементы Лебединской (15-16) и Центральной (17) зон на их северо-западных окончаниях теряют свое морфологическое выражение (рис. 2) и переходят в расширенную северо-западную часть Кашеваровского поднятия (14) (рис. 4). Срединно-Охотская (18-19) и Южная (20-21) зоны почти под прямым углом ограничиваются глубоким (более 12 км) Дерюгинским прогибом (цифра 2 на рис. 2 и 4).

Карта высокопорядковых структурных элементов осадочного чехла (рис. 4) составлена на основе структурно-тектонической карты (рис. 2) и представляет схематизированный вариант последней. Поднятия и прогибы на карте ограничиваются условными

границами второго типа [12]. Проведены также оси относительных поднятий и прогибов, показаны выходы акустического фундамента на дно моря.

В составе Восточно-Сахалинской зоны прогибов (1-3) выделено три прогиба – Старицкий (1), Дерюгинский (2) и Северо-Пограничный (3). Наибольшая мощность осадочных отложений устанавливается в Дерюгинском прогибе (более 12 км), наименьшая (2 км) – в Старицком, в Северо-Пограничном прогибе мощность осадков достигает 6 км (рис. 2). Осевые линии Старицкого (1) и Дерюгинского (2) прогибов ориентированы в северо-западном, меридиональном и юго-восточном направлениях, образуя в целом Z-образную форму. Северо-Пограничный прогиб (3) располагается по отношению к Дерюгинскому прогибу (2) кулисно, образуя правый кулисный ряд. На основании этих данных можно предположить, что Восточно-Сахалинская зона прогибов (1-3) сформирована в пределах широкой зоны правого сдвига. Следует также подчеркнуть, что осевая линия тектонического Дерюгинского прогиба (2), располагаясь на восточном присахалинском склоне (неотектоническая Присахалинская флексура), находится существенно западнее осевой линии неотектонического прогиба, морфологически выраженного в виде впадины Дерюгина (рис. 2, 4). В целом неотектоническая впадина Дерюгина в большей своей части является «наложенной» на северо-западные части следующих структурных зон: Центральной (17), Срединно-Охотской (18-19) и Южной (20-21) (рис. 3), и лишь незначительные ее участки находятся в пределах тектонических прогибов Старицкого (1), Дерюгинского (2) и Северо-Пограничного (3) (рис. 3, 4). Особенности расположения впадины Дерюгина относительно структурных элементов осадочного чехла связано с миграцией прогиба в восточном направлении на неотектоническом этапе его развития.

В пределах Северо-Сахалинской зоны (4-10) выделена Восточно-Шмидтовская подзона (6 а), в состав которой входят небольшие по размерам и амплитуде поднятия и прогибы, имеющие северо-западную ориентировку (рис. 2, 4). Структурные элементы подзоны располагаются кулисно относительно Восточно-Одоптинского поднятия (10). В целом структурные элементы Северо-Сахалинской зоны (рис. 2, 4) ориентированы преимущественно в северо-западном и реже в субмеридиональном направлениях, образуя отчетливо выраженный левый кулисный ряд, на основании чего можно предположить, что они сформированы в зоне широкого левого сдвига.

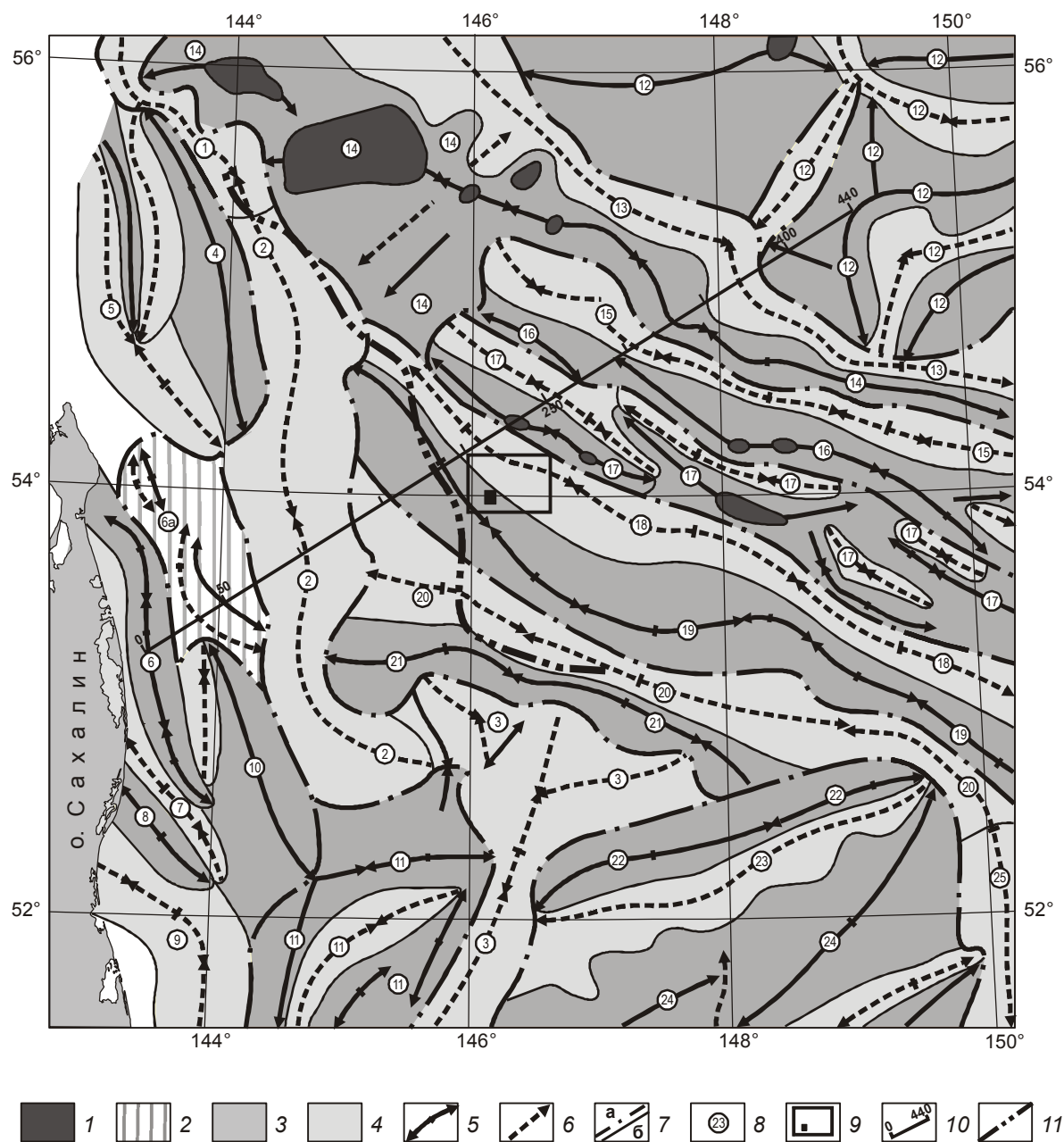


Рис. 4. Карта высокопорядковых структурных элементов осадочного чехла района впадины Дерюгина (Охотское море).

1 – выходы акустического фундамента на дно моря, 2 – Восточно-Шмидтовская подзона, 3 – относительные поднятия, 4 – относительные прогибы, 5 – оси относительных поднятий, 6 – оси относительных прогибов, 7 – условные границы второго типа [12]: тектонических систем, зон и подзон (а), структурных элементов в пределах зон (б), 8 – номера структурных элементов (соответствуют номерам на рис. 2); 9 – контур участка с активным проявлением баритовой минерализации и эманациями метана, черный квадрат – место скопления барит-карбонатных минеральных ассоциаций (по данным [13]), 10 – линия сейсмопрофиля № 3 (рис. 5), 11 – осевая линия неотектонического Старицкого прогиба и впадины Дерюгина. См. объяснения в тексте.

Осевые линии поднятий и прогиба Южно-Дерюгинской зоны (11) ориентированы в северо-восточном и реже в субширотном направлениях (рис. 2, 4), причем в юго-восточной части зоны они имеют характер левых кулис.

Центрально-Охотская зона (12) состоит из нескольких разноориентированных поднятий и малоамплитудных (глубиной до 2 км) прогибов, ориентированных в северо-восточном и северо-западном направлениях (рис. 2, 4).

В зоне Института океанологии (22-24) отчетливо намечаются поднятия и прогибы, ориентированные в северо-восточном направлении, причем в последних мощность осадочных отложений колеблется от 1 до 4 км. Южно-Институтское поднятие (24) состоит из двух поднятий, расположенных кулисно (левый кулисный ряд), которые разделяются узким меридиональным прогибом (рис. 2, 4).

Кашеваровская зона (13-14) включает Кашеваровское поднятие (14) и Восточно-Кашеваровский прогиб (13), которым она отделяется от Центрально-Охотской зоны (12). Мощность осадков в прогибе составляет не более 2.5 км (рис. 2, 4).

Лебединская зона (15-16) включает поднятие и прогиб, отчетливо ориентированные в северо-западном направлении. В прогибе Лебеда (15) мощность

осадков лишь на отдельных участках достигает 2-3 км. Северо-западная часть осевой линии поднятия Лебеда (16) располагается кулисно относительно остальной ее части (правая кулиса) (рис. 2-4).

Центральная зона (17) состоит из нескольких поднятий и прогибов, ориентированных обычно в северо-западном направлении. На отдельных участках прогибов мощность осадков достигает 4 км. В северо-западной половине зоны поднятия и прогибы располагаются по типу правых кулис.

Срединно-Охотская (18-19) и Южная (20-21) зоны включают соответственно по одному поднятию и одному прогибу, которые имеют северо-западную и на отдельных участках субширотную ориентировку (рис. 2, 4). Мощность осадков на отдельных участках прогибов достигает 3-4 км.

Основные особенности залегания осадочных образований в районе впадины Дерюгина отражены на геологическом разрезе по сейсмопрофилю № 3 (рис. 5).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Проведено тектоническое районирование осадочного чехла района впадины Дерюгина по структурным признакам. На основании сейсмических материалов МОВ ОГТ и гравиметрических дан-

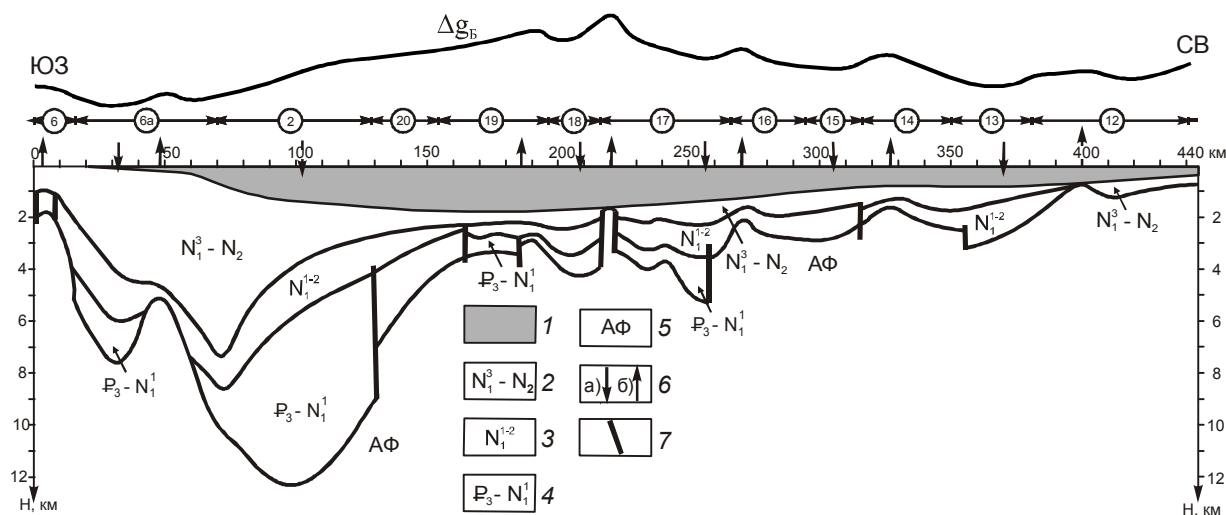


Рис. 5. Геологический разрез по сейсмопрофилю № 3.

1 – водный слой; РССК: 2 – верхнемиоцен-плиоценовый (РССК IV), 3 – нижне-среднемиоценовый (РССК III), 4 – олигоцен-нижнемиоценовый (РССК II); 5 – акустический фундамент; 6 – оси прогибов (а), оси поднятий (б); 7 – разрывные нарушения. Цифры в кружках – номера структурных элементов (соответствуют номерам на рис. 4), с Ю-З на С-В: 6 – Шмидтовско-Одоптинское поднятие, 6а – Восточно-Шмидтовская подзона, 2 – Дерюгинский прогиб, 20 – Институтско-Дерюгинский прогиб, 19 – Атласовское поднятие, 18 – Центрально-Охотский прогиб, 17 – поднятия и прогибы Центральной зоны, 16 – поднятие Лебеда, 15 – прогиб Лебеда, 14 – Кашеваровское поднятие, 13 – Восточно-Кашеваровский прогиб, 12 – поднятия и прогибы Центрально-Охотской зоны.

ных составлена структурно-тектоническая карта осадочного чехла, на которой оконтурены выходы акустического фундамента проведены оси относительных поднятий и прогибов, выделены подножья флексур и тектонических уступов акустического фундамента. Карта отражает ориентировку структурных элементов, их морфологию, мощность осадков и амплитуды относительных поднятий и прогибов.

2. В зависимости от размеров, пространственного положения и ориентации структурных элементов проведено их объединение в тектонические системы, в пределах которых выделены структурные зоны, включающие структурные элементы более высокого порядка в форме относительных поднятий и прогибов. Для структурных элементов разных порядков составлены соответствующие карты и схемы. Структурно-тектоническая карта (рис. 2) и карта высокопорядковых структурных элементов (рис. 4) осадочного чехла района впадины Дерюгина (Охотское море) отличаются значительной детальностью от ранее опубликованных аналогичных карт [19].

3. Наиболее примечательным структурным элементом района является Дерюгинский прогиб, выполненный осадочными образованиями мощностью более 12 км. Прогиб, расположенный на восточном присахалинском склоне, находится существенно западнее неотектонического прогиба, морфологически выраженного в виде впадины Дерюгина, которая в большей своей части является “наложенной” на северо-западные части некоторых структурных зон. Такое расположение неотектонической впадины Дерюгина относительно структурных элементов осадочного чехла связано с миграцией прогиба в восточном направлении на неотектоническом этапе его развития.

4. На основании характера структурных рисунков предполагается, что Восточно-Сахалинская зона сформирована в пределах широкой зоны правого сдвига, а Северо-Сахалинская зона – в зоне левого сдвига. Высокопорядковые структурные элементы, ориентированные в северо-западном и субмеридиональном направлениях, часто образуют правый кулисный ряд (Восточно-Сахалинская зона, Центральная зона, поднятие Лебеда, Центрально-Охотский прогиб) и реже они формируют левый кулисный ряд (Северо-Сахалинская зона). Структурные элементы северо-восточной ориентировки нередко образуют левый кулисный ряд (Южно-Институтское поднятие, поднятие в пределах юго-восточной части Южно-Дерюгинской зоны).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аргентов В.В., Жигулев В.В., Веселов О.В. и др. Особенности геологического строения впадины Дерюгина по результатам комплексной интерпретации геофизических данных // Геодинамика, геология и нефтегазоносность осадочных бассейнов Дальнего Востока России: Доклады международного научного симпозиума, Южно-Сахалинск, 24–28 сентября 2002 г. Т. 1. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 2004. С. 120–130.
2. Астахов А.С., Горбаренко С.А., Бахарева Г.А. и др. Распределение и скорости накопления рудных элементов в голоценовых и позднеледниковых отложениях котловины Дерюгина Охотского моря // Литология и полез. ископаемые. 2005. № 2. С. 115–132.
3. Астахов А.С., Валлманн К., Иванов М.В. и др. Распределение ртути и скорость ее накопления в верхнечетвертичных отложениях котловины Дерюгина Охотского моря // Геохимия. 2007. № 1. С. 54–70.
4. Астахова Н.В., Сорочинская А.В. Баритовая и карбонатная минерализация в осадках впадины Дерюгина Охотского моря // Океанология. 2001. Т. 41, № 3. С. 447–455.
5. Астахова Н.В., Саттарова В.В. Геохимия железомарганцевых образований центральной части Охотского моря // Вулканология и сейсмология. 2005. № 3. С. 29–33.
6. Волгин П.Ф., Лютая Л.М., Кочергин А.В. Плотностной разрез земной коры впадины Дерюгина (Охотское море) по результатам гравитационного моделирования // Тихоокеан. геология. 2009. Т. 28, № 3. С. 12–22.
7. Газогеохимическое районирование и минеральные ассоциации дна Охотского моря // А.И. Обжиров, Н.В. Астахова, М. И. Липкина, О.Ф. Верещагина, Г.И. Мишукова, А.В. Сорочинская, И.Г. Югай. Владивосток: Дальнаука, 1999. 184 с.
8. Журавлев А.В. Особенности тектоники шельфа дальневосточных морей в связи с их нефтегазоносностью // Геология и геоморфология шельфа окраинных морей. Владивосток: ДВНЦ СССР, 1979. С. 16–35.
9. Журавлев А.В. Сравнительная характеристика впадин Дерюгина и ТИНРО Охотского моря // Тихоокеан. геология. 1984. № 1. С. 21–27.
10. Злобин Т.К., Ильев А.Я., Злобина Л.М. Природа и положение поверхности фундамента чехла Охотского моря по данным ГСЗ и МОВ ОГТ // Тихоокеан. геология. 2006. Т. 25, № 4. С. 3–17.
11. Кононов В.Э., Сергеев К.Ф., Аргентов В.В. и др. Возможности сейсморазведки МПВ при нефтегазопойсковых исследованиях на Северо-Восточном шельфе о. Сахалин // Тихоокеан. геология. 1998. Т. 17, № 5. С. 27–38.
12. Косыгин Ю.А. Основы тектоники. М.: Недра, 1974. 216 с.
13. Кулинич Р.Г., Обжиров А.И. Барит-карбонатная минерализация, аномалии метана и геофизические поля во впадине Дерюгина (Охотское море) // Тихоокеан. геология. 2003. Т. 22, № 4. С. 35–40.
14. Лившиц М.Х. Внутренняя структура осадочного комплекса и морфология поверхности складчатого основания присахалинских акваторий по материалам сейсмических исследований // Глубинная структура дальневосточных морей и островных дуг. Южно-Сахалинск, 1972. С. 168–175. (Тр. СахКНИИ. Выпуск 33).
15. Маргулис Л.С., Мудрецов В.Б., Сапожников Б.Г. и др. Геологическое строение северо-западной части Охотского моря // Сов. геология. 1979. № 7. С. 61–71.

16. Обжиров А.И., Астахов А.С., Астахова Н.В. Генезис и условия формирования аутигенных карбонатов в четвертичном осадочном чехле района Сахалино-Дерюгинской газовой аномалии (Охотское море) // *Океанология*. 2000. Т. 40, № 2. С. 280–288.
17. Родников А.Г., Сергеева Н.А., Забаринская Л.П. Глубинное строение впадины Дерюгина (Охотское море) // *Тихоокеан. геология*. 2002. Т. 21, № 4. С. 3–8.
18. Соловьева В.А., Гинсбург Г.Д., Дуглас В.К. и др. Газовые гидраты Охотского моря // *Отеч. геология*. 1994. № 2. С. 10–17.
19. Тектоническое районирование и углеводородный потенциал Охотского моря / О.В. Веселов, Е.В. Грецкая, А.Я. Ильев и др. Отв. ред. К.Ф.Сергеев. Ин-т мор. геологии и геофизики ДВО РАН. М.: Наука, 2006. 130 с.
20. Харахинов В.В., Гальцев-Бизюк С.Д., Кононов В.Э. и др. Основные черты тектоники Сахалинской нефтегазоносной области // *Новые данные по геологии и нефтегазоносности Сахалина*. Ленинград, 1979. С. 34–56. (Тр. ВНИГРИ).
21. Zhigulev V.V., Kononov V.E. Geological structure of the Deryugin basin (Okhotsk Sea) from seismic data // *Regularities of the Structure and Evolution of Geospheres: Materials of VII Intern. Interdisciplin. Symp. Vladivostok, 20–24 September, 2005*. Vladivostok, 2005. P. 196–200.

Рекомендована к печати Ю.Ф. Малышевым

**ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ТРОГА КАШЕВАРОВА (ЦЕНТРАЛЬНАЯ ЧАСТЬ
ОХОТСКОГО МОРЯ)**

**Е.П. Леликов¹, И.Б. Цой¹, Н.К. Вагина¹, Т.А. Емельянова¹, Е.П. Терехов¹,
В.Д. Худик²**

¹Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, ул. Балтийская 43,
г. Владивосток, 690041, e-mail: lelikov@poi.dvo.ru

²Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, пр-т 100 лет Владивостоку 159,
г. Владивосток, 690022, e-mail: khudik@mail.ru

Поступила в редакцию 7 июля 2010 г.

В статье представлены результаты изучения вещественного состава и возраста горных пород трога Кашеварова (центральная часть Охотского моря), полученных в 41 рейсе НИС “Академик М.А. Лаврентьев” (2006 г.). Установлено большое сходство петрографических и геохимических составов позднемеловых и эоценовых вулканитов трога Кашеварова и Охотско-Чукотского вулканического пояса, структуры которого распространяются во внутреннюю часть Охотского моря. В кайнозойском осадочном чехле установлено 3 комплекса пород: комплекс 1 – поздний олигоцен (~28.2–24.0 млн лет), комплекс 2 – конец позднего олигоцена–ранний миоцен (24.0–20.3 млн лет), комплекс 3 – конец позднего плиоцена–ранний плейстоцен (2.0–1.0 млн лет). Отложения позднего олигоцена–раннего миоцена формировались в относительно мелководных условиях, а позднего плиоцена–раннего плейстоцена – в более глубоководных условиях, что связано, вероятно, с тектоническими процессами. Геологические данные свидетельствуют о том, что кроме структурного единства мезозойского фундамента трога Кашеварова с окружающими подводными возвышенностями в олигоцене–раннем миоцене эта акватория представляла собой единую шельфовую зону Охотского моря, погруженную к настоящему времени на 800–1000 м.

Ключевые слова: гранитоиды, вулканиты, поздний мел, эоцен, кайнозойский осадочный чехол, олигоцен, диатомеи, палинофлора, трог Кашеварова, Охотское море.

ВВЕДЕНИЕ

Охотское море занимает особое положение среди окраинных морей зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану. Оно характеризуется наличием обширного глубокого шельфа, который составляет около 90 % его площади. Изучением геологии Охотского моря занимались многие исследователи на протяжении нескольких десятилетий, однако единого мнения об его происхождении и истории геологического развития до настоящего времени не существует. Высказываются самые полярные точки зрения на формирование его структур – от их заложения на древнем докембрийском основании [7, 12] до полного отрицания воз-

можности продолжения континентальных структур в пределы моря, дно которого представляет океаническое вулканическое плато, имеющее гомогенное строение [3]. Основными причинами различных точек зрения на проблему строения фундамента являются отсутствие в его пределах скважин глубоководного бурения, а также лишь небольшие по площади выходы пород фундамента на отдельных подводных возвышенностях, доступные для отбора каменного материала, поскольку основная площадь морского дна перекрыта рыхлыми отложениями. Поэтому дополнительные находки горных пород имеют важное значение для понимания истории развития Охотского моря.

В 41 рейсе НИС “Академик М. Лаврентьев” в 2006 г., организованном Тихоокеанским океанологическим институтом им. В.И. Ильичева ДВО РАН и Институтом океанологии им. П.П. Ширшова РАН, были выполнены геолого-геофизические работы в центральной части Охотского моря. Согласно программе рейса и Договора №3/20-25 ФГУНПП “Севморгео” и ТОИ ДВО РАН был изучен вещественный состав горных пород и осадков, слагающих склоны Центрально-Охотского поднятия, возвышенности Института океанологии и трога Кашеварова, вне пределов исключительной экономической зоны Российской Федерации.

Дана характеристика геологического строения и эволюции геологического развития центральной части Охотского моря.

МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ

В экспедиции были проведены следующие виды работ. Батиметрическая съемка 640 морских миль для получения информации о рельефе дна и обнаружения крутых уступов, пригодных для проведения драгирования, проведена на 13 геофизических профилях.

Непрерывное сейсмическое профилирование (НСП) было проведено с целью получения данных о строении акустического фундамента, структуре осадочного слоя и распределении мощности осадков в районе работ, а также для обнаружения выходов акустического фундамента на морское дно для выбора мест драгирования. Общая длина сейсмических профилей составила 420 миль.

Геологическое опробование путем драгирования выполнялось для получения образцов горных пород с целью изучения строения акустического фундамента и осадочного чехла. Для этого использовалась цилиндрическая драга диаметром 60 см и штатная судовая траловая лебедка. Драгирование выполнялось по ранее разработанной методике, хорошо зарекомендовавшей себя в предыдущих рейсах на НИС “Академик М.А. Лаврентьев”. Она заключалась в выборе по данным эхолотного промера и НСП крутых, не перекрытых современными осадками участков морского дна. По данным НСП предварительно определялся характер пород, выходящих на поверхность дна этого участка: толщи слабо литифицированных кайнозойских отложений или пород акустического фундамента. Драгирование выполнялось на малом ходу судна вверх по склону донного рельефа 15–30 минут, в течение которых драга волочилась по дну, собирая каменный материал. Затем драга с помощью лебедки поднималась на борт судна. Имеющиеся в ней горные породы и осадки документирова-

лись, отбирались их образцы для дальнейшей обработки и изучения в лабораторных условиях.

По данным НСП и эхолотных промеров были обнаружены тектонические блоки в пограничной области трога Кашеварова и возвышенности Института океанологии, выраженные в рельефе дна небольшими уступами высотой 100–300 м с крутыми бортами, в которых обнажаются породы фундамента. В этих местах было выполнено драгирование на 9 станциях, на каждой из которых был получен каменный материал различного состава и возраста (рис.). При этом на некоторых из этих уступов ранее проводилось драгирование в 13 рейсе НИС “Дмитрий Менделеев”, выполненном Институтом океанологии АН СССР в 1974 г. и рейсе НИС “Пегас” – ИМГиГ ДВО АН СССР в 1984 г. Каменный материал этих рейсов изучался авторами ранее [15, 20], а результаты использованы в настоящей статье.

При описании каменного материала драг учитывались только неокатанные, угловатые обломки и глыбы, которые, по нашему мнению, представляют местный материал, характеризующий геологическое строение данного участка. При этом также обращалось особое внимание на характер записи на лентах НСП, отражающий выходы акустического фундамента на поверхность дна. Галька и валуны не принимались в расчет, поскольку они, по всей вероятности, не являются местными, а появились на морском дне в результате ледового разноса пляжных отложений окружающей суши. На остальных структурах не было обнаружено участков, позволяющих получить представительный каменный материал, из-за наличия мощного (до 500 м) чехла рыхлых отложений, перекрывающих фундамент.

Химико-техническая обработка образцов на диатомовый и спорово-пыльцевой виды анализа проводилась по стандартным методикам с использованием тяжелой калиево-кадмиевой жидкости [14, 26], а реконструкция условий осадконакопления – на основе анализа экологической структуры диатомовых комплексов [37]. Для установления возраста диатомовых комплексов использовалась северотихоокеанская зональная шкала [10]. Обработка образцов и приготовление препаратов для диатомового анализа выполнены Л.В. Осиповой.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Площадь полигона входит в область Центрально-Охотского краевого плато [28] и охватывает участок склона Северо-Охотского поднятия, часть вершинной поверхности и северного склона возвышенности Института океанологии и разделяющий эти две структуры прогиб Кашеварова, представля-

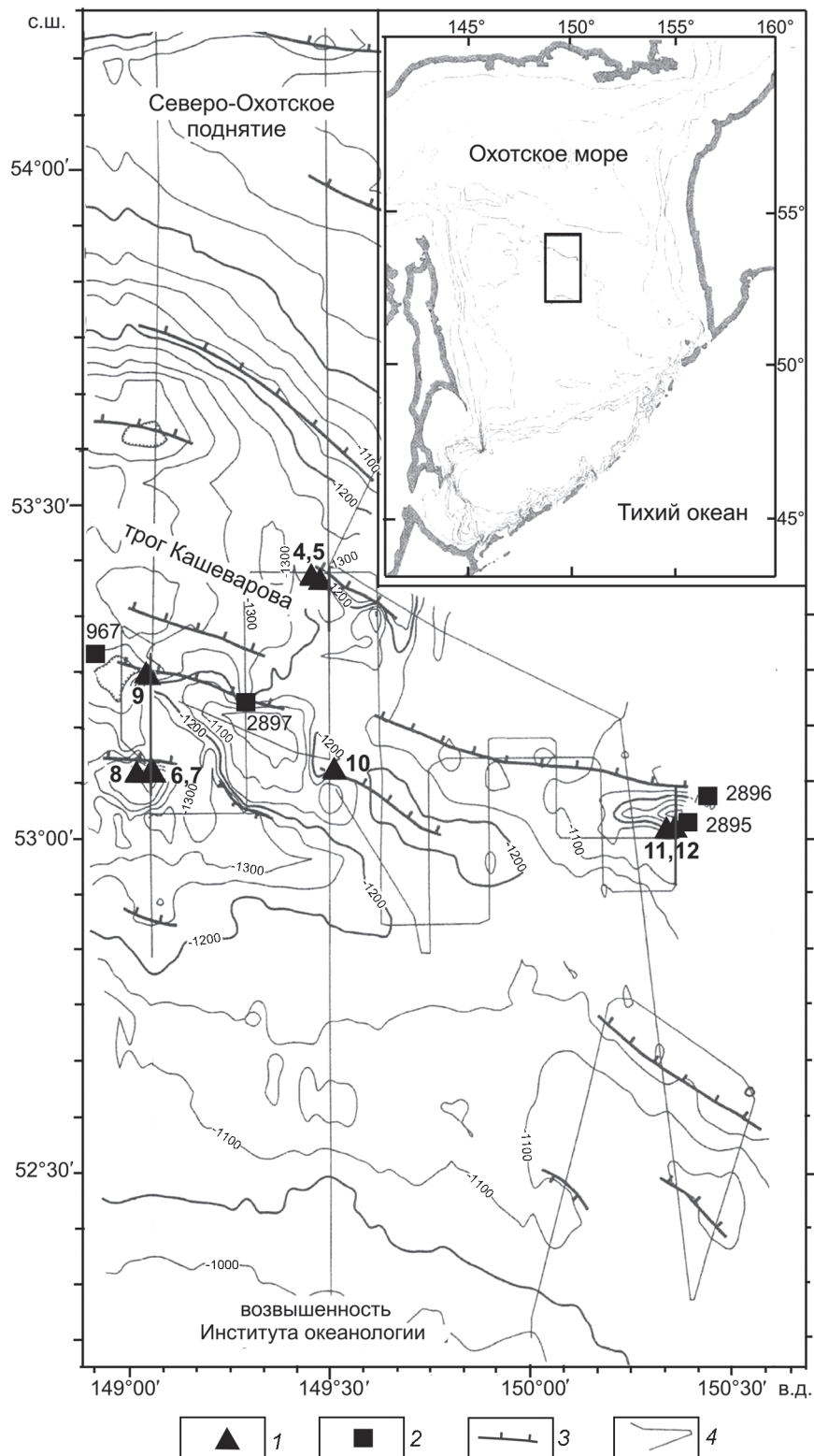


Рис. Карта фактического материала района работ ([13, 24], с дополнениями авторов).

1 – станции 41-го рейса НИС “Академик М. Лаврентьев”, 2 – станции по опубликованным данным, 3 – разломы, 4 – сейсмопрофили.

ющий собой риф [11, 30], протягивающийся в юго-восточном направлении (рис.). В тектоническом плане эта площадь входит в состав более крупной структуры, выделяемой под названием “Центрально-Охотоморский свод” или Центрально-Охотское поднятие, со сравнительно небольшой мощностью осадков (менее 1 км, реже до 2 км) и заметным объемом верхней “гранитной” коры [12]. Акустический фундамент, по данным сейсмических исследований, выполненных в рейсе, состоит из серии наклонных блоков, типичных для условий растяжения. Блоки ограничиваются системой сбросов северо-западного–субширотного простирания (рис.), которые формируют небольшие грабены и полуграбены с осадками мощностью до 1.5 км. Толщи, слагающие нижнюю часть в трого Кашеварова, накапливались в период формирования наклонных блоков, т.е. они являются синрифтовыми отложениями [13].

На ряде взброшенных блоков, было выполнено драгирование. Основная часть образцов горных пород представлена интрузивными и вулканогенными породами, а терригенные и метаморфические образования подняты в резко подчиненном объеме. Распределение пород на станциях драгирования приведено в табл. 1.

Метаморфические породы

Метаморфические породы представлены среднезернистыми массивными габбро-амфиболитами и апобазальтовыми кордиерит-биотитовыми роговиками (станция 8). Первые сложены уралитовой роговой обманкой – 30–40 %, плагиоклазом (андезином An_{42-45}) – 30–35 %, актинолитом, биотитом и аксессуарными минералами – апатитом и магнетитом. В роговиках отмечаются реликты плагиоклаза (15–20 %), по которым развиваются порфиробласты кордиерита (15 %). Остальная часть породы представляет собой скопления красно-бурого мелкочешуйчатого биотита по темноцветным минералам. В ассоциации с биотитом встречаются роговая обманка и рудные минералы (10–12 %). Аналогичные по составу габбро-амфиболиты и роговики присутствуют на банке Кашеварова и Охотском своде [19].

Интрузивные породы

Позднемеловые гранитоиды. На большинстве станций и в преобладающем количестве подняты граниты, реже встречаются гранодиориты, диориты и монзониты. По составу среди гранитов отмечаются биотит-роговообманковые, роговообманковые и биотитовые разновидности. Наиболее представительные образцы гранитоидов подняты на станциях 8 и 9. На

остальных станциях граниты встречаются в виде единичных обломков совместно с другими породами. Изученные гранитоиды из тектонических блоков трога Кашеварова и возвышенности Института океанологии отнесены к позднемеловому комплексу на основании данных о радиоизотопном возрасте образцов, проанализированных ранее из станций драгирования, расположенных рядом с нашими станциями 9 и 10 (рис.): станция 967 – 93.5–95.4 млн лет [11], станция 2896 – 95.0 млн лет [6].

Гранитоиды представлены следующими петрографическими разновидностями.

Граниты – светло-серые среднезернистые биотит-роговообманковые породы с таблитчатыми кристаллами плагиоклаза и шлировыми обособлениями (от 1 до 5 см) мелкозернистых серых габбродиоритов.

Порфиroidные биотит-роговообманковые граниты с вкрапленниками (до 15 мм) плагиоклаза, реже биотитом и роговой обманкой и аплитовой кварц-полевошпатовой основной массой. Ее состав: плагиоклаз – 40–45 % (An_{40-45}), калишпат (30 %), кварц (20 %), роговая обманка (до 10 %), биотит (3 %), апатит, циркон, гранат, магнетит.

Порфиroidные роговообманковые граниты с хлорит-эпидотовым замещением до 20 %. Зерна размером от 0.8 до 6 мм представлены калишпатом – 25–30 %, плагиоклазом (альбитом и олигоклазом) – 15–20 %, кварцем – 15–20 %, роговой обманкой – 10–12 %. Аксессуарные минералы: сфен, титаномагнетит, топаз, апатит.

Биотитовые субщелочные гранит-порфиры состоят из плагиоклаза (альбита) – 20–25 %, кварца – 20 %, калишпата – 10 %, биотита – 5–10 % и аксессуарных – монацита, апатита, лейкоксена (до 3–5 %); вторичные (до 10 %) представлены мусковитом, серицитом, хлоритом, гранобластовым кварцем (до 5 %). Вкрапленники (15–20 %) сложены альбитом, кварцем, реже калишпатом и биотитом, а основная масса – сферолитами полевых шпатов (30 %), в промежутках между которыми развит агрегат кварца и полевых шпатов.

Роговообманково-биотитовые гранодиорит-порфиры сложены плагиоклазом (An_{47}) – 45 %, который преобладает в порфирировых выделениях (15 %) и в основной массе, кварцем (25 %), калиевым полевым шпатом (10–15 %), биотитом (10 %), роговой обманкой (3 %). Основная масса аплитовая кварц-полевошпатовая.

Амфибол-двупироксен-плагиоклазовые диорит-порфиры состоят из зонального плагиоклаза (35–45 %, центр зерен – An_{50-58} , край – An_{34}), зональной

Таблица 1. Каталог станций драгирования трога Кашеварова.

№ п/п (см. рис.)	№ станции	Морфоструктура	Широта	Долгота	Интервал драгирования, м	Характеристика пород
4	LV-41-4	Уступ высотой 200 м.	53° 23.361'	149° 29.9'	1330–1100	Галька, глыбы и обломки пород. Базальты, туфолавы, граниты, алевроаргиллиты.
5	LV-41-5	Вторая драга на том же уступе.	53° 23.361'	149° 29.9'	1330–1100	Галька, глыбы и обломки пород. Туфы риолитов, алевролиты, аргиллиты с фауной, туфодиазомиты, кварцевые диориты, монциониты.
6	LV-41-6	Уступ высотой 120 м.	53° 06.753'	149° 05.717'	1300–1180	Ил, гальки, обломки пород. Гранит-порфиры, углистые алевропесчаники, песчаники, туфы.
7	LV-41-7	Тот же уступ 120 м.	53° 06.9'	149° 05.88'	1370–1180	Полная драга ила с галькой и обломками пород (до 15 кг). Дациты, риолиты.
8	LV-41-8	Уступ 140 м.	53° 07.04'	149° 03.76'	1390–1250	Галька, валуны и угловатые обломки пород (50–70 кг). Граниты, диорит-порфиры, габбро-амфиболиты, роговики, риолиты, туфы риолитов, базальты, алевролиты, алевроаргиллиты.
9	LV-41-9	Уступ 300 м.	53° 14.94'	149° 03.87'	1450–1150	Полная драга (порядка 150 кг) угловатых остроугольных обломков и глыб. Преобладают магматические породы: граниты, диорит-порфиры, реже – гравелиты, алевроаргиллиты.
10	LV-41-10	Уступ до 100 м.	53° 06.1'	149° 30.0'	1240–1140	В драге (10–15 кг) гальки и угловатые обломки. Граниты, аргиллиты.
11	LV-41-11	Островершинная возвышенность 150 м.	53° 01.418'	150° 21.62'	925–760	В драге (30–40 кг) в основном гальки и небольшое количество угловатых обломков андезитов.
12	LV-41-12	Та же возвышенность.	53° 01.418'	150° 21.62'	925–770	В драге (порядка 50 кг) гальки, ЖМ корки и угловатые обломки рыхлых туфодиазомитов, покрытых ЖМ коркой.

роговой обманки (5–10 %), железистость которой возрастает от центра ($f = 0.28$) к краям ($f = 0.36$) кристалла, клинопироксена ($X_{Mg} = 0.74$) – 5 %, ортопироксена (в виде псевдоморфоз боулингита) – 3 %, кварца (1–3 %), титаномагнетита (8–10 %). Основная масса сложена лейстами или кристаллами плагиоклаза (An_{35}), зерен клинопироксена, биотита ($f = 0.38$) и лейкоксена. Минералы породы подвержены карбонат-хлорит-эпидотовому замещению (20–30 %).

Кварцевые диориты и монциониты встречаются на станции 5. Первые сложены плагиоклазом (35–40 %), кварцем (до 5 %), титаномагнетитом и вторичными эпидотом и хлоритом (до 20–25 %), нацело замещающими темноцветные минералы.

В монционитах развиты калишпатизированный плагиоклаз – андезин, олигоклаз (30–35 %) – в виде

зональных удлиненных таблиц, радиально-лучистые агрегаты калишпата (30 %), зерна кварца (5 %), кристаллы клинопироксена (15 %), роговой обманки (8–10 %), зерна апатита и магнетита (10 %).

Состав минералов гранитоидов (табл. 2) позволяет оценить условия их кристаллизации. По соотношению титана и алюминия в биотитах диорит-порфира (образец 9-1) они попадают в поле малоглубинных субвулканических гранитов [32]. Это подтверждается невысоким значением величины давления (примерно 1.16 кбар) при кристаллизации диорит-порфира, полученным по амфиболовому геобарометру [40] по формуле $P_{\text{кбар}} = -4.76 + 5.64 \times Al_{\text{общ}}$ ($-4.76 + 5.64 \times 1.05 = 1.16$ кбар). Эти данные хорошо согласуются с условиями образования гранитоидов других структур моря, кри-

Таблица 2. Микронзондовые анализы минералов из диорит-порфиров.

Элементы	LV-41-9-1							
	Pl ^I _c	Pl ^I _r	Or	Bi	Cpx	Timt	Ap	
SiO ₂	54.89	59.58	64.06	36.64	53.08	0.52		
TiO ₂				4.41	0.35	50.36		
Al ₂ O ₃	27.47	24.24	18.3	13.14	1.44			
FeO	0.32			18.12	18.47	40.36	0.7	
MnO				0.39	0.88	11.38		
MgO				13.43	13.51			
CaO	10.29	6.14			11.55	0.28	52.9	
Na ₂ O	5.51	7.64	1.74					
K ₂ O	0.14	0.28	14.23	9.28				
P ₂ O ₅							42.04	
Сумма	98.87	97.87	98.33	95.4	99.28	102.9	95.64	
X _{Mg}					0.74			
Wo					0.31			
En					0.51			
Fs					0.18			
X _{Fe}				0.43				
X _{An}	0.51	0.30						

Элементы	LV-41-9-7								
	Pl ^I _c	Pl ^I _r	Pl ^{II}	Hb ^I	Hb ^{II}	Bi ^{II}	Bi ^{II}	Эпидот	сфен
SiO ₂	52.59	59.81	59.13	52.91	47.59	38.37	37.03	37.13	31.17
TiO ₂					1.01	1.1	0.97		34.07
Al ₂ O ₃	28.18	24.7	24.02	2.98	5.78	14.85	13.97	21.91	2.28
FeO	0,89	0.76	0.81	11.73	14.3	16.57	16.32	13.63	2.55
MnO				0.5					
MgO				15.91	14.28	13.4	14.73		
CaO	11.69	6.85	6.84	12.46	11.00			23.14	28.24
Na ₂ O	4.57	7.28	7.09		2.18				
K ₂ O	0.24				0.73	9.89	7.3		
Сумма	98.16	99.4	97.89	96.49	96.87	94.18	90.32	95.81	98.31
X _{Fe}				0.29	0.36	0.53	0.38		
X _{An}	0.58	0.34	0.35						

Примечание. Pl^I_c – плагиоклаз, центр кристалла, Pl^I_r – край его, Pl^{II} – плагиоклаз основной массы, Or – ортоклаз, Bi – биотит, зерно, Cpx – клинопироксен, Timt – титаномагнетит, Ap – апатит, Hb^I – амфибол, зерно, Hb^{II} – амфибол основной массы, Bi^{II} – биотит основной массы, кристалл. X_{Mg} = Mg/(Mg+Fe), X_{Fe} = Fe/(Mg+Fe), X_{An} = Ca/(Ca+Na+K). Составы минералов определялись на микронзонде JXA-8100 в Дальневосточном геологическом институте ДВО РАН (г. Владивосток).

таллизовавшихся при давлении 0.25–2.32 кбар и температуре 700–730°C [23].

Вулканогенные породы

На основании большого сходства с ранее изученными вулканидами трога Кашеварова и возвышенностей Охотского моря [15] поднятые в рейсе породы подразделяются на позднемеловые и кайнозойские.

Позднемеловые вулканиды образуют обширную группу пород, представленных, главным образом, риолитами (ст. 7, 8) и их туфами (ст. 5, 8), реже дацитами (ст. 7).

Риолиты состоят из калишпата (до 40 %), альбита (35 %), биотита (10–12 %), кварца (5–10 %). Акцессорные минералы – апатит, топаз и титаномагнетит, вторичные (20–25 %) – кварц, эпидот и хлорит.

Структура порфировая, основная масса вариолитовая и сферолитовая. Псаммитовые литокристаллокастические туфы риолитов состоят из ювенильных обломков (45 %) кварца (20 %), калишпата (10 %), кислого плагиоклаза (10 %), биотита (5 %), риолитов, редко трахитов и базальтов. Связующая масса – пелитовый пепловый материал.

Амфибол-двупироксеновые дациты сложены вкрапленниками плагиоклаза (андезина, олигоклаза), гиперстена, клинопироксена и амфибола, замещенных хлоритом и эпидотом и погруженных в кварц-полевошпатовую основную массу.

Кайнозойские вулканы представлены базальтами, андезибазальтами и их туфами. Они аналогичны породам, развитым на возвышенностях внутренней части Охотского моря. Ранее для них был получен радиоизотопный возраст (ст. 2897 – 32.2 млн лет) [15]. Оливин-клинопироксен-плагиоклазовые (ст. 4, 8) базальты состоят из плагиоклаза (An_{68-72}) – 35–40 %, клинопироксена (авгита) – 15–20 %, оливина – 15 %, магнетита – 8–10 %, вулканического стекла – 8 %. В гиалопилитовой или интерсертальной основной массе развиты лейсты плагиоклаза, зерна клинопироксена и стекло. Клинопироксен-плагиоклазовые базальты аналогичны вышеописанным, отличаясь отсутствием оливина, большим количеством (50–60 %) плагиоклаза (An_{75}) и толеитовой основной массой.

Оливин-двупироксен-плагиоклазовые андезибазальты (ст. 4) – массивные обильно-, сериально-порфиновые породы, состоящие из плагиоклаза (An_{65}) – 50 %, клинопироксена – 15 %, гиперстена – 10 %, оливина – 5–7 %, магнетита – 7 % и вулканического стекла – 15–20 %. Вкрапленники (45 %) представлены всеми выше указанными минералами. Основная масса гиалопилитовая, состоит из микролитов плагиоклаза и вулканического стекла.

Изредка встречаются спекшиевые мелкопсаммитовые кристалловитрокластические туфы андезитов (ст. 4). Пирокластический материал (25 %) представлен фрагментами таблиц и кристаллов андезина, авгита и кварца. Связующим субстратом служит распыленное вулканическое стекло, в котором обособляются агрегаты стекла, изогнутые и вытянутые согласно псевдофлюидальности. Структура породы игнимбри-топодобная; текстура псевдофлюидальная.

Породы кайнозойского осадочного чехла

В осадочном чехле установлено 3 разновозрастных комплекса пород: комплекс 1 (поздний олигоцен), комплекс 2 (конец позднего олигоцена–ранний миоцен), комплекс 3 (конец позднего плиоцена–ранний плейстоцен).

Комплекс 1, установленный на уступах западной части трога Кашеварова в интервале глубин 1100–1450 м, представлен литифицированными гравелитами, песчаниками, алевролитами, алевроаргиллитами и аргиллитами.

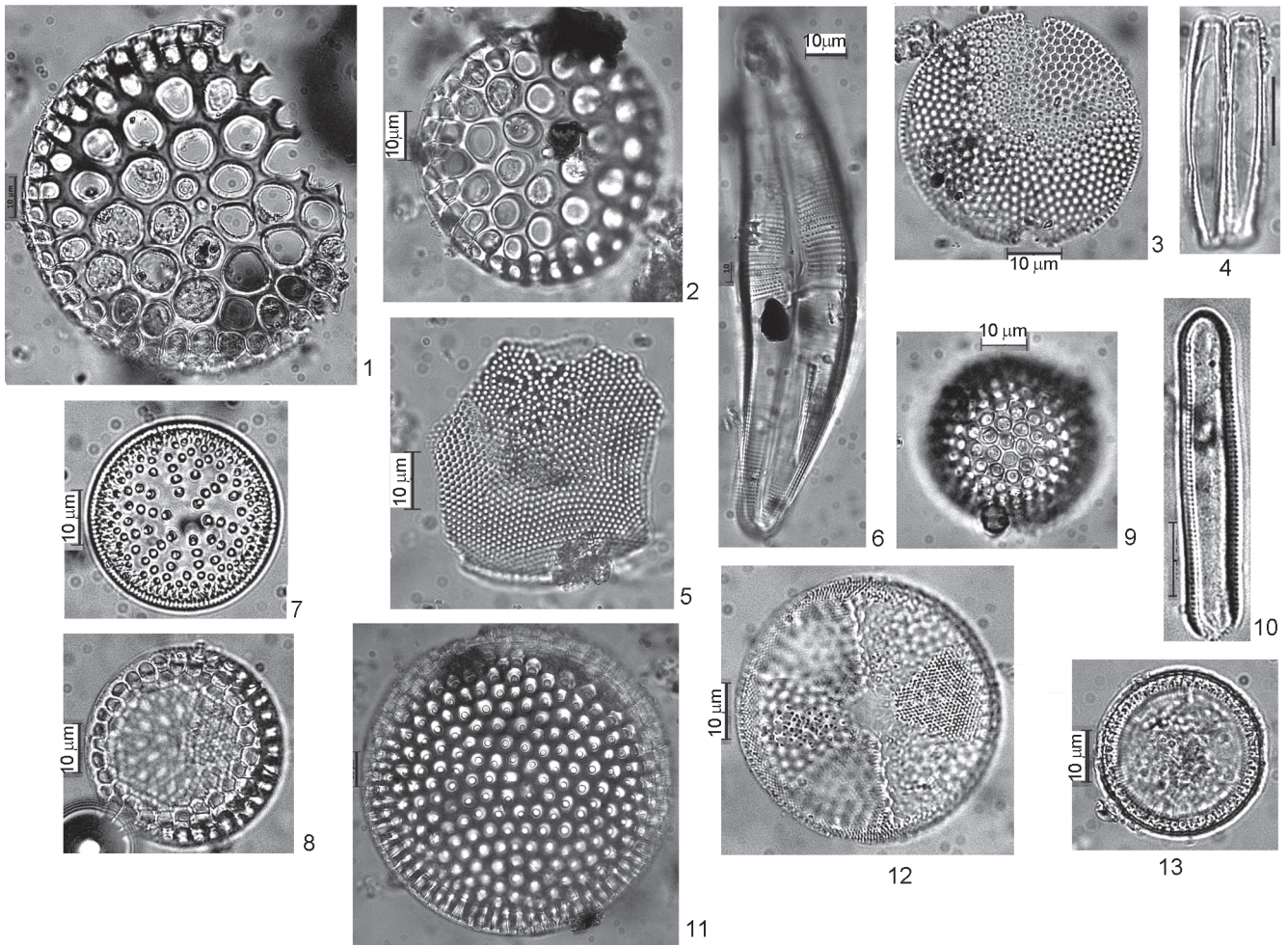
Гравелиты (обр. 9-10) сложены мелким (1–2 мм) гравием эффузивных пород (с преобладанием эффузивов витрофировой структуры). Песчаники состоят из обломков кварца, полевого шпата, биотита, мусковита, светлого вулканического стекла, эффузивов (бурое стекло с лейстами плагиоклаза) и магматических пород кварц-полевошпатового состава.

Состав алевролитов (обр. 6-27): кварц, полевой шпат, биотит, мусковит и эффузивы. В отдельных образцах (обр. 9-13) присутствует заметная примесь остатков организмов с кремнистым и карбонатным скелетом, единичные обломки карбоната и алевролита. Обломочный материал алевроаргиллитов (обр. 4-6, 8-30) и аргиллитов (обр. 10-13, 5-4) плохо диагностируем, в незначительной примеси обломков псаммитового размера установлены кварц, полевой шпат, мусковит.

В описанных породах присутствуют две составляющие обломочного материала – осадочная, представленная кварцем, полевым шпатом, биотитом, мусковитом, которая присутствует в песчаниках и во всех тонкозернистых породах, и вторая – вулканокластическая, представленная терригенными обломками эффузивов и пирокластическими – стекла.

Из вышеописанных пород выделены комплексы морских диатомей, соответствующие комплексу зоны *Rocella gelida* позднего олигоцена, палинофлора, обнаружен отпечаток раковины моллюска.

Комплекс диатомей зоны *Rocella gelida* (~ 28.2–24.0 млн лет) позднего олигоцена установлен в аргиллитах (обр. 5-4, гл. 1330–1100 м). Он характеризуется разнообразием представителей рода *Stephanorhixis*, высокой численностью сублиторального вида *Paralia sulcata* (Ehrenberg) Cleve (38.6 %) и видами *Rocella gelida* (Mann) Bukry, *R. vigilans* Fenner, *Azpeitia salisburyana* (Lohman) Sims, *Cavitatus rectus* Akiba et Hiramatsu, *Kisseleviella carina* Sheshukova, *Ikebea tenuis* (Brun) Akiba и др. (фототабл. 1). Преобладают неритические виды (69.3 %), океанические составляют 28 %, бентические – 2.7 %, что указывает на относительно мелководные условия открытого моря. Отмечены единично пресноводные виды. В туфах (обр. 6-5, гл. 1300–1180 м), алевролитах (обр. 9-13, гл. 1450–1150 м), алевроаргиллитах (обр. 8-30, гл. 1390–1250 м; обр. 4-6, гл. 1330–1100 м) обнаружены редкие диатомеи плохой сохранности, среди которых присут-



Фототаблица 1. Комплекс морских диатомей зоны *Rocella gelida* (~28.2–24.0 млн лет) позднего олигоцена из отложений трога Кашеварова центральной части Охотского моря (обр. 5-4).

1 – *Rocella vigilans* Fenner, 2 – *Rocella gelida* (Mann) Bukry, 3 – *Azpeitia salisburyana* (Lohman) Sims, 4 – *Ikebea tenuis* (Brun) Akiba, 5 – *Stellarima microtrias* (Ehrenberg) Hasle et Sims, 6 – *Cymbella aspera* (Ehrenberg) Cleve (пресноводный вид), 7 – *Actinocyclus ingens* Rattray, 8, 9 – *Stephanopyxis schenckii* Kanaya, 10 – *Cavitatus rectus* Akiba et Hiramatsu, 11 – *Coscinodiscus marginatus* Ehrenberg, 12 – *Actinoptychus senarius* (Ehrenberg) Ehrenberg, 13 – *Paralia sulcata* (Ehrenberg) Cleve. Масштабная линейка – 10 мкм.

ствуют зональный вид *Rocella gelida* (Mann) Bukry, *Paralia sulcata* (Ehrenberg) Cleve и другие представители вышеописанного комплекса. Несмотря на обедненный характер диатомовых комплексов, присутствие зонального вида *Rocella gelida* (Mann) Bukry позволяет отнести их к одноименной зоне позднего олигоцена. Комплексы диатомей этой зоны ранее были установлены в пиленгской свите Пограничного прогиба Восточного Сахалина [9, 22, 39] и кулувенской свите берегового разреза бухты Квачина Западной Камчатки [23], широко распространены в отложениях с тихоокеанской стороны Курило-Камчатской и Японской островных дуг [8, 36, 37].

Находка отпечатка раковины двустворчатого моллюска *Ciliatocardium evseevi* Kafanov et Savizky в

аргиллитах (обр. 5-4) подтверждает олигоценый возраст и мелководный характер изученных отложений. На Сахалине этот вид встречается в составе морских фаун моллюсков ряда свит: гастелловской, аракайской и низах хоинджинской – и достаточно уверенно датируется олигоценом [27]. Сахалинские комплексы моллюсков, включающие представителей данного таксона, указывают на относительно холодноводный облик фаун и их приуроченность к верхней сублиторали нормального морского бассейна [16, 34, 35].

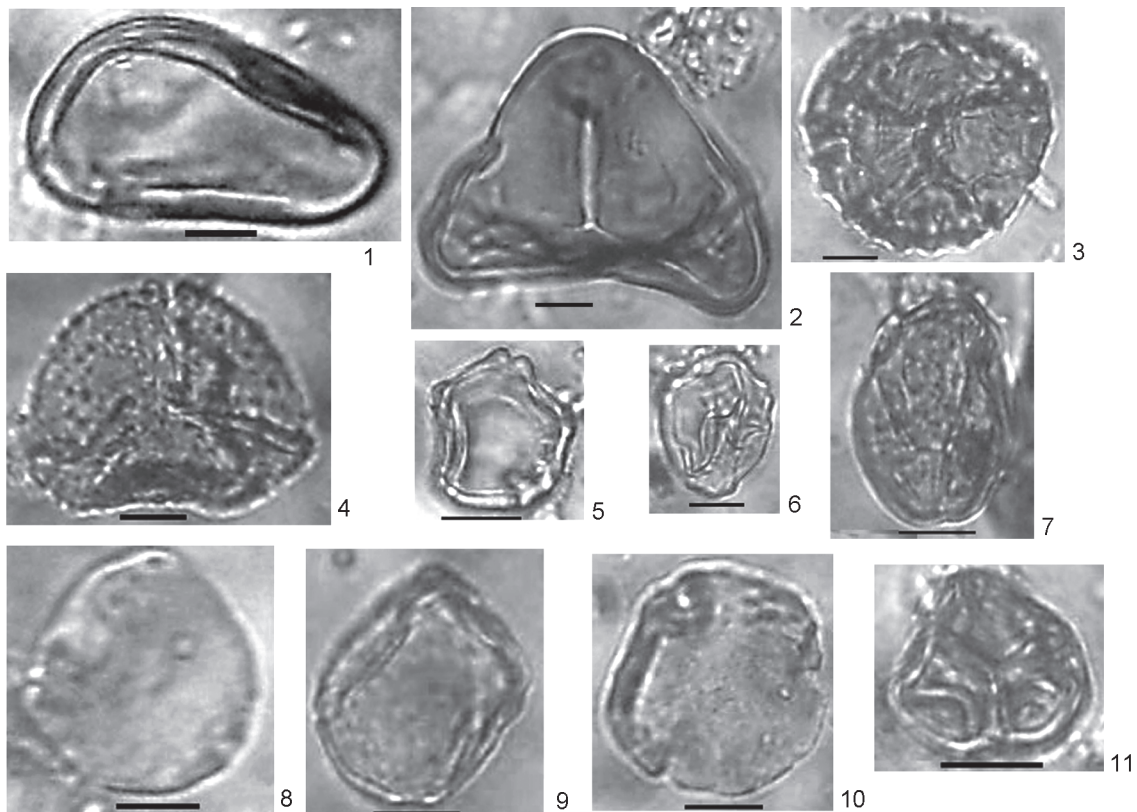
Спорово-пыльцевой комплекс (СПК), выделенный из туфов (обр. 6-5), характеризуется преобладанием спор (65.3%), преимущественно сем. Polypodiaceae (43.3%), а также *Lygodium* (14.5%),

Lycopodium (3.9%), *Osmunda* (1.5%) и единичных *Sphagnum*, сем. Орфоглоссовые (фототабл. 2). На втором по численности месте – пыльца трав (19.6%), чаще всего неопределенного таксономического состава. На пыльцу деревьев приходится 15.6%, большая часть которой относится к мелколиственным породам – 9.5%. В основном это пыльца *Alnus* – 7.1%; *Betula* sect. *Albae*, *Betula* sect. *Costatae*, *Alnaster* – единичны. Пыльца широколиственных пород составляет всего 3.0% и представлена немногочисленными пыльцевыми зернами *Juglans*, *Tilia*, *Ulmus*, *Fagus*, *Quercus*, *Pterocarya*, *Corylus*, *Magnolia* (?). Состав палиноспектра имеет наибольшее сходство с составом музьюминского палинокомплекса мачигарской свиты Северного Сахалина [4] по преобладанию спор папоротников сем. Polypodiaceae и присутствию спор *Lygodium*. Количество последних в туфах из трога Кашеварова выше (14.5%), чем в северосахалинских, что может быть объяснено близким расположением суши. Сходство палиноспектра отмечено с СПК низов кулувенской свиты Западной Камчатки [1]. Высокая концентрация пыльцы и особенно

спор характеризует отложения, сформировавшиеся вблизи континентов или крупных островов [17].

Таким образом, микроископаемые и представители малакофауны, выделенные из литифицированных пород трога Кашеварова, свидетельствуют о позднеолигоценном (~ 28.2–24.0 млн лет) возрасте вмещающих их осадков, мелководном характере морского бассейна и близости суши.

Комплекс 2 представлен туфодиадомитами, поднятыми в северной части трога (обр. 5-6, гл. 1330–1100 м). Они содержат комплекс морских диатомей зоны *Thalassiosira praefraga* (24.0–20.3 млн лет), конец позднего олигоцена–ранний миоцен. Он характеризуется зональным видом *Thalassiosira praefraga* Gladenkov et Barron и видами *Actinocyclus ingens* Rattray, *Cestodiscus trochus* Castracane, *Hemiaulus polymorphus* var. *frigida* Grunow, *Ikebea tenuis* (Brun) Akiba, *Kisseleviella carina* Sheshukova, *Odonotella sawamurae* Akiba, *O. tuomei* (Bailey) Gleser, *Pseudotriceratium kamtschaticum* A. Gladenkov, *Stephanogonia hanzawae* Kanaya и др. В этом комплексе отмечены силикофлагелляты *Distephanus speculum*



Фототаблица 2. Палиноспектр позднего олигоцена из отложений трога Кашеварова (обр. 6-5).

1 – *Polypodium* sp. (*gigantea*); 2 – *Lygodium* sp.; 3 – *Lycopodium* sp.; 4 – *Osmunda* sp.; 5 – *Alnus* sp.; 6 – *Betula* sp.; 7 – *Quercus* sp.; 8 – *Juglans* sp.; 9 – *Ulmus* sp.; 10 – *Tilia* sp.; 11 – сем. Ericales. Масштабная линейка – 10 мкм.

(Ehrenberg) Haeckel, *Dictyocha fibula* Ehrenberg, *Distephanopsis crux* (Ehrenberg) Dumitrica, *D. crux* ssp. *darwinii* (Bukry) Desikachary et Prema, *D. hannai* (Bukry) Desikachary et Prema. Единично отмечены пресноводные диатомеи (*Aulacoseira* spp., *Tetracyclus lacustris* Ralfs). Экологическая структура комплекса (неритические – 84.1 %, бентические – 11 %, океанические – 5.2 %) указывает на прибрежно-морские условия. Этот комплекс довольно распространен в отложениях Охотоморского региона и Северо-Западной Пацифики [36]. В Охотском море он установлен в отложениях подводного отрога о. Терпения и северного склона Курильской котловины. На Сахалине комплекс этой зоны выделен из мацигарской свиты п-ова Шмидта [38] и нижнеборской подсвиты Пограничного района [39]. Наиболее близкий по таксономическому составу и экологической структуре комплекс установлен в верхней части кулувенской свиты Западной Камчатки [23], что свидетельствует о сходстве палеообстановок.

Спорово-пыльцевой спектр, выделенный из образца 5-6, характеризуется обедненным таксономическим составом и плохой сохранностью. Доминирует пыльца темнохвойных пород (31.6 %), среди которых преобладает *Picea* sect. *Eupicea* – 10.4 %, и *Tsuga* – 12,2 %. Субдоминирует пыльца мелколиственных пород (14.3 %) с преобладанием *Alnus* – 9.8 %. Состав палиноспектра имеет наибольшее сходство с составом центрально-тамлевского СПК Северного Сахалина [4, 5], с СПК верхней пачки кавинской свиты (Северное Приохотье, р. Кава) [33], с СПК ильинской свиты Западной Камчатки (мыс Непропуск) [33].

Комплекс 3 сложен слаболитифицированными туффидами, покрытыми железо-марганцевыми корками (обр. 12-4, гл. 925–770 м), поднятыми с небольшой остроугольной возвышенности в восточной части трога. Они содержат комплекс диатомей зоны *Actinocyclus oculatus* (2.0–1.0 млн лет, конец позднего плиоцена–ранний плейстоцен). Комплекс характеризуется доминированием холодноводного океанического вида *Coscinodiscus marginatus* Ehrenberg (26.3–43.0 %), высокой численностью неритических видов *Paralia sulcata* (Ehrenberg) Cleve (14–15 %), *Thalassiosira gravida* f. *fossilis* Jousé (12–21 %) и единично представленными видами *Actinocyclus oculatus* Jousé, *A. curvatulus* Janisch, *A. ochotensis* Jousé, *Proboscia curvirostris* (Jousé) Jordan et Priddle, *Neodenticula koizumii* Akiba et Yanagisawa, *Bacterosira bathyomphala* (Cleve) Syversten et Hasle, *Stephanopyxis horridus* Koizumi, *Thalassiosira eccentrica* (Ehrenberg) Cleve и др. Экологическая структура комплекса диатомей (не-

ритические – 42–58.6 %, океанические – 40.4–57 %, бентические – 1.0–1.3 %) характерна для осадков склона. Единичны переотложенные неогеновые виды (*Actinocyclus ingens* Rattray, *Denticulopsis hyalina* (Schrader) Simonsen, *Stephanopyxis schenckii* Kanaya, *Pyxidicula zabelinae* (Jousé) Makarova et Moiseeva и др.). Многочисленны спикулы губок, отмечены радиоларии. Состав комплекса диатомей предполагает формирование осадков на склоне подводной возвышенности. Осадки интервала конец позднего плиоцена–ранний плейстоцен (зона *Actinocyclus oculatus*) распространены в Охотском море и прилегающей суше [37]. Практически все они содержат переотложенные неогеновые виды, что свидетельствует об эрозионных процессах при формировании осадков этого возраста.

ОБСУЖДЕНИЕ

Магматические и метаморфические породы фундамента изученного полигона аналогичны образованиям других структур Охотского моря. Сходные по составу габбро-амфиболиты и роговики отмечаются на банке Кашеварова и Охотском своде. В целом на подводных возвышенностях Охотского моря наблюдаются метаморфические породы различных фаций метаморфизма: умеренноглубинные образования эпидот-амфиболовой фации, зеленосланцевой и мусковит-роговиковой фаций, а также зеленокаменно-измененные эффузивы. При этом породы различных ступеней метаморфизма иногда установлены на одних и тех же станциях драгирования, что может свидетельствовать о незначительных площадях их распространения, характерных для зональных комплексов регионально-контактного типа. Все они относятся к калий-натровой формации. Исходными породами для них служили, в основном, вулканы, близкие по составу известково-щелочным породам островодужного типа [19]. Для биотит-мусковитового сланца банки Кашеварова ранее был получен раннемеловой возраст (122 млн лет, лаборатория ИГЕМ РАН, К-Аг метод) [20].

Интрузивные породы, поднятые на полигоне, по своему вещественному составу и условиям образования аналогичны позднемеловым гранитоидам других возвышенностей Охотского моря – банки Кашеварова, Охотского свода и возвышенности Академии наук [20]. В целом гранитоиды позднемелового комплекса пользуются широким распространением в фундаменте структур Охотского моря. Все они обладают многими общими чертами и относятся к породам калий-натровой серии. Им свойственен нормальный тренд дифференциации – накопление щелочей и снижение содержания сидерофиль-

ных элементов от диоритов к гранитам. Такая же закономерность наблюдается и в распределении редкоземельных элементов. Тренд распределения гранитоидов на тройной диаграмме Rb – Sr – Ba направлен вдоль Sr – Ba оси треугольника в области производных андезитовой магмы. Они образуют единый вулканоплутонический комплекс совместно с эффузивами позднемелового возраста и представляют собой гипабиссальные породы, кристаллизовавшиеся при давлении 0.25–2.32 кбар и температуре и 700–730°C [20].

Позднемеловые вулканы трога Кашеварова относятся к группе пород, широко распространенных на всех возвышенностях Охотского моря. Эти породы дацит-риолитового комплекса проявляют общие черты с позднемеловыми вулканами игнимбритовой формации Охотско-Чукотского вулканоогенного пояса (ОЧВП) [2, 18, 31]. К общим петрографическим чертам относятся: одинаковый набор пород, представленный преимущественно кислыми разновидностями (дацитами, риодацитами и риолитами), при незначительном присутствии базальтов, андезитов и андезидацитов; широкое развитие пирокластического материала (30 %) в породах, свидетельствующего о наземных условиях формирования позднемеловых вулканитов Охотского моря и ОЧВП. К общим петрохимическим чертам вулканитов этих структур относятся: увеличение общей щелочности и концентраций K_2O (до 4–5 %) по мере роста количества кремнезема и снижение содержаний Al_2O_3 , TiO_2 , CaO, MgO и суммы Fe; наличие калиевых риолитов, в которых K_2O преобладает над Na_2O . Все они относятся к известково-щелочной серии активных континентальных окраин [15]. Это сходство обусловлено формированием тех и других пород на геологическом фундаменте калий-натровой специализации, который оказывал влияние на состав магматических расплавов. Кроме того, на диаграмме Б.Н. Пискунова [25] фигуративные точки позднемезозойских вулканитов Охотского моря и ОЧВП располагаются в области окраинно-континентальных вулканических поясов [15].

Кайнозойские вулканы возвышенности трога Кашеварова аналогичны эоценовым породам, выявленным в пределах всех возвышенностей внутренней части Охотского моря, на основании данных радиоизотопного возраста – 32.2 млн лет (ст. 2897) – отнесены к эоценовому комплексу [15].

Установлено, что все эти вулканы образуют ряд базальты–риолиты с преобладанием андезибазальтов и андезитов. По химическим свойствам они относятся к высококалийным высокоглиноземистым

и низкотитанистым образованиям известково-щелочной серии и сформировались в геодинамической обстановке активных континентальных окраин, на завершающей стадии формирования окраинно-континентальных вулканических поясов.

Установленное большое сходство петрографических и геохимических составов позднемеловых и эоценовых вулканитов Охотского моря и Охотско-Чукотского вулканического пояса является важным доказательством того, что структуры ОЧВП распространяются во внутреннюю часть Охотского моря в виде раздробленных фрагментов, представляющих собой в настоящее время серию возвышенностей – Кашеварова, Охотского свода, Института Океанологии и Академии наук. Все эти возвышенности входят в состав так называемого глубокого шельфа, охватывающего почти всю область Охотского моря, вплоть до Курильской глубоководной котловины и погруженного к настоящему времени на 800–1000 м.

Изученные позднемеловые гранитоиды и вулканоогенные породы трога Кашеварова составляют единое целое с одновозрастными образованиями фундамента окружающих структур Охотского моря.

В кайнозойском осадочном чехле установлено 3 разновозрастных комплекса пород.

Комплекс 1 (поздний олигоцен) представлен песчаниками, алевролитами, алевроаргиллитами и аргиллитами. Обнаруженные в этих породах микроископаемые и малакофауна свидетельствуют о позднеолигоценном (~ 28.2–24.0 млн лет) возрасте вмещающих их пород, мелководном характере морского бассейна и близости суши. Сходство выделенных морских микроископаемых и малакофауны с таковыми из одновозрастных отложений Западной Камчатки и Сахалина указывает на существование обширного морского относительно мелководного бассейна в Охотоморском регионе в позднем олигоцене.

По составу источников сноса породы комплекса 1, по-видимому, принадлежат одной группе пород, сформированных в процессе разрушения блоков земной коры континентального типа, в условиях синхронных спорадических вулканических эксплозий. Вулканотерригенный состав гравелитов указывает на то, что источниками сноса для них являлись вулканические постройки, сформированные в период активной вулканической деятельности. Гравелиты сформировались в процессах диагенеза и эпигенеза мелководных отложений, присутствие их на уступах трога Кашеварова в интервале глубин 1150–1450 м указывает на вертикальные перемещения блоков земной коры в этом районе (после формирования гравийных отложений) с амплитудой более 1 км.

Следует отметить, что олигоценовые отложения имеют широкое распространение в Охотоморском регионе, они участвуют в строении складчатых структур Сахалина и Камчатки, но почти на всей акватории Охотского моря скрыты под неогеновыми отложениями [29]. Изучение выходов олигоценовых отложений, обнаруженных в трог Кашеварова, несомненно, очень важно для понимания геологического строения и истории развития Охотоморского региона.

Комплекс 2 (конец позднего олигоцена–ранний миоцен) представлен туфодиадомитами, поднятыми в северной части трога. Возраст пород комплекса установлен на основе содержащихся в них морских диатомей зоны *Thalassiosira praeфрага* (24.0–20.3 млн лет, конец позднего олигоцена–ранний миоцен). Экологическая структура комплекса диатомей указывает на прибрежно-морские условия.

Комплексы диатомей этой зоны ранее установлены в отложениях подводного отрога Терпения и северного склона Курильской котловины Охотского моря, на Сахалине, Западной Камчатке, подводном хребте Витязя.

Комплекс 3 (конец позднего плиоцена–ранний плейстоцен) сложен слаболитифицированными туффитами, поднятыми с небольшой возвышенности из восточной части трога. Возраст пород установлен на основе комплекса диатомей, соответствующих комплексу зоны *Actinocyclus oculatus* (2.0–1.0 млн лет, конец позднего плиоцена–ранний плейстоцен). Состав комплекса диатомей указывает на то, что формирование осадков происходило на склоне подводной возвышенности.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Изученные позднемиоценовые гранитоиды и вулканогенные породы трога Кашеварова образуют единый вулканоплутонический комплекс, который имеет широкое распространение в структурах фундамента всех подводных возвышенностей Охотского моря. Вулканиты позднемиоценового и эоценового комплексов Охотского моря обнаруживают большое сходство петрографических и геохимических составов с одновозрастными вулканитами Охотско-Чукотского вулканического пояса, что может служить надежным доказательством продолжения структур пояса во внутреннюю часть моря. Фрагменты Охотско-Чукотского вулканогена развиты на всех подводных возвышенностях. Это может свидетельствовать о континентальной природе геологического фундамента Охотского моря и заложении его впадины на раздробленной окраине Азиатского континента.

2. На основе литологического и микропалеонтологического изучения в кайнозойском осадочном чехле в районе трога Кашеварова установлено 3 разновозрастных комплекса пород: комплекс 1 – поздний олигоцен (~ 28.2–24.0 млн лет), комплекс 2 – конец позднего олигоцена–ранний миоцен (24.0–20.3 млн лет), комплекс 3 – конец позднего плиоцена–ранний плейстоцен (2.0–1.0 млн лет). Комплексы 1 и 2 (поздний олигоцен–ранний миоцен) формировались в относительно мелководных условиях, близких к условиям шельфа, а комплекс 3 – в более глубоководных условиях склона подводной возвышенности. Нахождение мелководных осадочных пород на батимальных глубинах свидетельствует об углублении бассейна, связанного, вероятно, с тектоническими процессами.

3. Геологические данные свидетельствуют о том, что, кроме структурного единства мезозойского фундамента полигона с окружающими подводными возвышенностями экономической зоны Российской Федерации, в олигоцене–раннем миоцене эта акватория представляла собой единую шельфовую зону Охотского моря, погруженную к настоящему времени на 800–1000 м, т.е. этот участок Охотского моря представляет собой переуглубленный шельф. Все это является надежным доказательством единства изученной структуры с остальной акваторией моря, входящей в состав экономической зоны Российской Федерации.

Работа выполнена при финансовой поддержке ДВО РАН (проекты № 09-III-A-07-320, №09-I-П17-08, № 09-II-СО-08-001, № 09-III-A-07-337) и ФЦП “Мировой океан”.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Атлас фауны и флоры неогеновых отложений Дальнего Востока. Точилинский опорный разрез Западной Камчатки. М.: Наука, 1984. 335 с. (Тр. ГИН АН СССР, Вып. 385).
2. Белый В.Ф. Формации и тектоника Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. М.: Наука, 1978. 212 с.
3. Богданов Н.А., Добрецов Н.Л. Охотское океаническое вулканическое плато // Геология и геофизика. 2002. Т. 43, № 2. С. 101–114.
4. Брутман Н.Я. О стратиграфическом положении палинокомплексов кайнозойских отложений Северного Сахалина // Кайнозой дальневосточных районов СССР. Л.: ВНИГРИ, 1978. С. 140–150.
5. Брутман Н.Я., Архипова А.Д. Палинологические рубежи как основа корреляции кайнозойских отложений Северной Пацифики // Палинология Востока СССР. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1987. С. 71–82.
6. Васильев Б.И., Путинцев В.К., Рублев А.Г. и др. Абсолютный возраст интрузивных пород подводных возвышенностей Охотского моря // ДАН СССР. 1984. Т. 278, № 6. С. 1426–1429.

7. Васильев Б.И. Основы региональной геологии Тихого океана. Владивосток: Дальнаука, 1992. 480 с.
8. Гладенков Ю.Б., Гладенков А.Ю., Титова Л.В. Нижний миоцен Восточно-Камчатского региона // Тихоокеан. геология. 1998. Т. 17, № 4. С. 3–21.
9. Гладенков Ю.Б., Гладенков А.Ю. Новые данные по био-стратиграфии олигоцена и нижнего миоцена Восточного Сахалина (Пограничный прогиб) // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1999. Т. 74. Вып. 5. С. 35–47.
10. Гладенков А.Ю. Детальная стратиграфия и морские экосистемы позднего кайнозоя севера Тихоокеанского региона (по диатомеям). М.: ГЕОС, 2007. 296 с.
11. Гнибиденко Г.С., Ильев А.Я. О составе, возрасте и скорости сейсмических волн «акустического» фундамента центральной части Охотского моря // ДАН СССР. 1976. Т. 229, № 2. С. 431–434.
12. Гнибиденко Г.С. Тектоника дна окраинных морей Дальнего Востока. М.: Наука, 1979. 164 с.
13. Деркачев А.Н., Баранов Б.В., Карп Б.Я. и др. Гидротермальные отложения как индикатор плиоцен-четвертичного вулканизма в центральной части Охотского моря // Докл. РАН. 2009. Т. 426, № 6. С. 782–783.
14. Диатомовые водоросли СССР (ископаемые и современные). Т. 1. Л.: Наука, 1974. 404 с.
15. Емельянова Т.А. Вулканизм Охотского моря. Владивосток: Дальнаука, 2004. 148 с.
16. Жидкова Л.С., Мишаков Г.С., Неверова Т.И. и др. Биофациальные особенности мезокайнозойских бассейнов Сахалина и Курильских островов / Отв. ред. А.В. Фурсенко. Новосибирск: Наука, 1974. 252 с.
17. Коренева Е.В. Значение палинологии в исследовании отложений современных морей и океанов // Современные аспекты применения палинологии в СССР / Сб. науч. трудов. Тюмень: Изд-во ЗапСибНИГНИ, 1983. 225 с.
18. Котляр И.Н., Белый В.Ф., Милов А.П. Петрохимия магматических формаций Охотско-Чукотского вулканогена / Под ред. Н.А. Шило. М.: Наука, 1981. 223 с.
19. Леликов Е.П. Метаморфические комплексы окраинных морей Тихого океана. Владивосток: ДВО АН СССР, 1992. С. 93–115.
20. Леликов Е.П., Маляренко А.Н. Гранитоидный магматизм окраинных морей Тихого океана. Владивосток: Дальнаука, 1994. 266 с.
21. Леликов Е.П. Проблемы геологии Охотского моря // Геология морей и океанов: Материалы XVIII Междунар. школы морской геологии. М.: ГЕОС, 2009. Т. V. С. 81–85.
22. Орешкина Т.В. Олигоцен Дальневосточного сектора Тихого океана: Комплексы диатомей из пиленгской и борской свит Сахалина // Ископаемые микроорганизмы как основа стратиграфии, корреляции и палеобиогеографии фанерозоя. М.: ГЕОС, 1996. С. 133–148.
23. Орешкина Т.В. Новые данные по диатомеям из морских палеогеновых отложений Западной Камчатки // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2009. Т. 17, № 3. С. 104–119.
24. Отчет 41-го рейса НИС “Академик М.А. Лаврентьев”, экспедиция “Курилы-2006” Владивосток-Охотское море-Владивосток (25 августа-26 сентября 2006 г.) / Нач. экспедиции Б.Я. Карп. Владивосток: ТОИ ДВО РАН, ИО РАН, 2006. 111 с.
25. Пискунов Б.Н. Геолого-петрологическая специфика вулканизма островных дуг. М.: Наука, 1987. 236 с.
26. Пыльцевой анализ / Под ред. И.М. Покровской. М.: Госгеолиздат, 1950. 570 с.
27. Решения рабочих Межведомственных региональных стратиграфических совещаний по палеогену и неогену восточных районов России – Камчатки, Корякского нагорья, Сахалина и Курильских островов: Объясн. зап. к стратиграфическим схемам / Отв. ред. Ю.Б. Гладенков. М.: ГЕОС, 1998. 147 с.
28. Сваричевский А.С. Рельеф дна Охотского моря // Проблемы морфотектоники Западно-Тихоокеанской переходной зоны. Владивосток: Дальнаука, 2001. С. 82–97.
29. Структура и динамика литосферы и астеносферы Охотоморского региона / В.В. Харахинов, И.К. Туезов, В.А. Бабошина и др. М.: Нац. Геоф. Ком. РАН, 1996. 338 с.
30. Тектоническое районирование и углеводородный потенциал Охотского моря / О.В. Веселов, Е.В. Грецкая, А.Я. Ильев и др.; отв. ред. К.Ф. Сергеев. М.: Наука, 2006. 130 с.
31. Умитбаев Р.Б. Охотско-Чаунская металлогеническая провинция. М.: Наука, 1986. 286 с.
32. Ферштатер Г.Б., Бородин Н.С. Петрология магматических гранитоидов. М.: Наука, 1975. 288 с.
33. Фрадкина А.Ф. Палинофлоры неогена северо-востока Азии (Якутия, Приохотье, Чукотка, Камчатка). М.: Наука, 1983. 224 с. (Тр. Ин-та геол. и геофизики СО АН СССР; Вып. 523).
34. Худик В.Д. Граница олигоцена и миоцена на Западном Сахалине (Хойджинский разрез) в свете новых данных по фауне двустворчатых моллюсков // Стратиграфия кайнозоя Дальнего Востока. Владивосток, 1985. С. 30–37.
35. Худик В.Д., Аблаев А.Г. О верхнепалеогеновых разрезах Сахалина и Сихотэ-Алиня и границе между палеогеном и неогеном // Геология дна Тихого океана и зоны перехода к Азиатскому континенту. Владивосток: ДВО АН СССР, 1989. С. 97–100.
36. Цой И.Б. Олигоценные диатомовые комплексы из отложений островного склона Курило-Камчатского желоба // Океанология. 2002. Т. 42, № 2. С. 267–280.
37. Цой И.Б., Шастина В.В. Кайнозойский кремнистый микропланктон из отложений Охотского моря и Курило-Камчатского желоба. Владивосток: Дальнаука, 2005. 181 с.
38. Экосистемы кайнозоя Охотоморского региона. Опорный разрез палеогена и неогена Северного Сахалина (п-ов Шмидта): стратиграфия, палеогеография и геологические события. М.: ГЕОС, 1999. 132 с.
39. Gladenkov A.Yu., White L.D., Gladenkov Yu.B. et al. Cenozoic biostratigraphy of the Pogranichnyi Region, Eastern Sakhalin, Russia // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 2000. V. 158. P. 45–64.
40. Hollister L.S., Grissom G.C., Peters E.K. et al. Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkalic plutons // Amer. Miner. 1987. V. 72, N 3–4. P. 231–239.

Рекомендована к печати Т.К. Злобиным

**ЛИТОЛОГИЯ И ОБСТАНОВКИ ФОРМИРОВАНИЯ ТЕРРИГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ
ВДОЛЬ ТРАНСФОРМНЫХ ГРАНИЦ ПЛИТ НА ПРИМЕРЕ РАННЕМЕЛОВОГО
ЖУРАВЛЕВСКОГО ТЕРРЕЙНА (ЮЖНЫЙ СИХОТЭ-АЛИНЬ)**

А.И. Малиновский, В.В. Голозубов

*Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, пр-т 100-лет Владивостоку 159, г. Владивосток,
690022, e-mail: malinovsky@fegi.ru*

Поступила в редакцию 15 ноября 2010 г.

В статье предпринята попытка на основании комплексного изучения строения и вещественного состава терригенных пород выявить источники питания и обстановки формирования берриас-альбских отложений Журавлевского террейна (Южный Сихотэ-Алинь). Они интерпретируются как отложения бассейна, связанного с режимом трансформного скольжения литосферных плит при малой роли вулканических процессов. Основными источниками обломочного материала, поступавшего в этот бассейн, были размывавшиеся гранитно-метаморфические породы зрелой континентальной земной коры. Вместе с тем, в составе питающей провинции заметную роль играли и фрагменты домеловой активной окраины, в том числе аккреционных призм, содержащих пластины кремней и офиолитов. Генетические особенности отложений указывают на их формирование на шельфе, подводном континентальном склоне, у его подножия, а также на прилегающих участках бассейновой равнины.

Ключевые слова: террейн, терригенные породы, вещественный состав, геодинамические обстановки, трансформные границы, Сихотэ-Алинь.

ВВЕДЕНИЕ

Одной из важнейших фундаментальных проблем современной геологии является выяснение палеогеографических и палеогеодинамических обстановок формирования и эволюции осадочных бассейнов, фрагменты которых устанавливаются в террейнах, аккрецированных к восточной окраине Евразийского континента. В рамках этой проблемы особое внимание привлекают бассейны, пространственно и генетически связанные с режимом трансформного скольжения литосферных плит. В настоящее время само понимание бассейнов трансформных (сдвиговых) границ плит, их типизация, происхождение, эволюция, а также выделение в структурах геологического прошлого представляют собой круг новых вопросов, решению которых в последнее время на Дальнем Востоке России уделяется большое внимание [1–3, 16–18, 26]. Примером бассейна такого типа является раннемеловой Журавлевский террейн (Южный Сихотэ-Алинь), образованный мощными дислоцированными толщами терригенных пород, накопившихся без заметного влияния вулканизма.

В статье приведены результаты детальных литологических исследований нижнемеловых отложений террейна. На основании изучения строения и вещественного состава терригенных пород делаются выводы о составе областей питания бассейна седиментации, а также о палеогеографических и палеотектонических обстановках его формирования.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ

Современная структура Сихотэ-Алиня представляет собой коллаж разнотипных террейнов, причлененных к восточной окраине Азиатского материка в палеозое и мезозое [1, 13, 14, 16, 17, 32]. Более половины территории Сихотэ-Алиня образована раннемеловыми террейнами, имеющими различную геодинамическую природу. Формирование их тесно связано с режимом взаимодействия Евразийского континента и океанической плиты Иизанаги [1].

Положение Журавлевского террейна показано на рис. 1. В Северном Сихотэ-Алине, в бассейне р. Гур, Журавлевский террейн выклинивается, однако его продолжения предполагаются от приустьевой

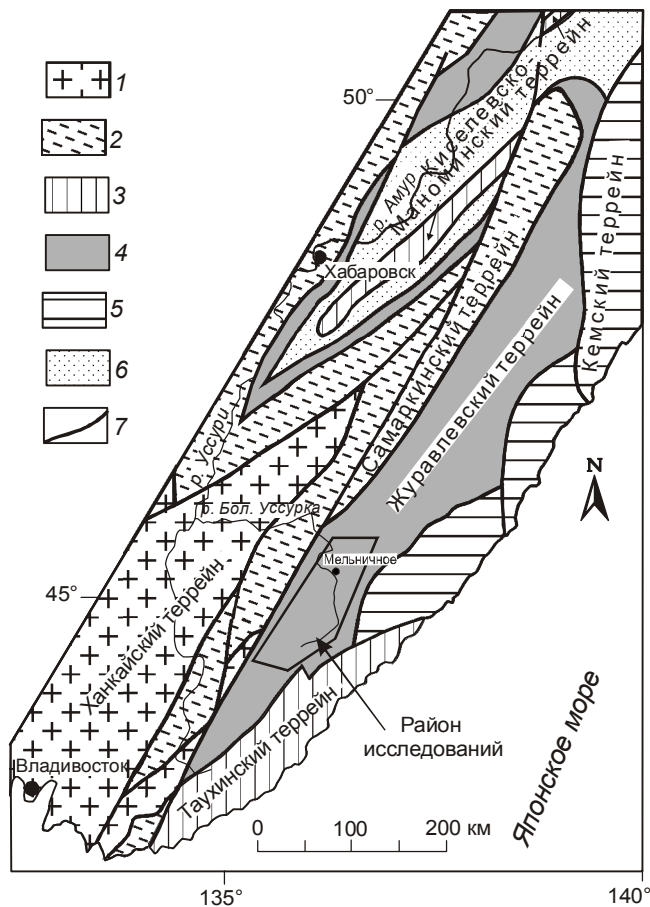


Рис. 1. Схема террейнов юга Дальнего Востока России, по [8, 17].

1–6 – террейны: 1 – домезозойские, 2 – юрской аккреционной призмы, 3 – раннемеловой аккреционной призмы, 4 – раннемеловые трансформных окраин, 5 – раннемеловые островодужные, 6 – ранне-позднемеловые и кайнозойские; 7 – разломы.

части р. Усури на северо-восток вдоль право- и левобережья р. Амур.

Берриас-альбские образования террейна, общей мощностью около 11 тыс. м, представлены главным образом терригенными породами – песчаниками, алевролитами и аргиллитами, пачками турбидитов, а также горизонтами и линзами конгломератов, гравелитов, микститов и кремнисто-глинистых пород. Породы интенсивно дислоцированы, смяты в систему тесно сжатых складок северо-восточного простирания, нарушенных, в свою очередь, многочисленными разломами преимущественно север-северо-восточного и меридионального простирания с доминированием левосдвиговых перемещений вдоль них.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Объектами исследования были раннемеловые терригенные породы, расположенные в южной части

Журавлевского террейна. Были изучены 14 наиболее представительных разрезов общей протяженностью более 75 км. Это или естественные береговые обнажения вдоль рек, или горные выработки (рис. 2). Условия залегания и текстуры пород изучались в обнажениях и в пришлифованных образцах. Для аналитических исследований отбирались образцы терригенных пород, наименее затронутые вторичными преобразованиями, что контролировалось петрографическими наблюдениями.

Петрографический состав пород исследовался с помощью поляризационного микроскопа. Тяжелые минералы песчаников извлекались и определялись общепринятыми методами. При подсчетах минералов учитывались лишь обломочные минералы, а аутигенные исключались с тем, чтобы максимально надежно выявить состав и относительную роль источников питания. Химический состав тяжелых минералов определен на рентгено-спектральном микроанализаторе JXA-8100. При интерпретации процентного соотношения и химического состава тяжелых минералов применялась разработанная в лаборатории осадочной геологии ДВГИ ДВО РАН оригинальная методика, позволяющая распознавать в геологическом прошлом аналоги современных геодинамических обстановок [8, 9, 28, 29]. Содержания петрогенных элементов в породах определялись традиционным весовым химическим методом. Все анализы выполнены в лабораториях ДВГИ ДВО РАН.

СТРОЕНИЕ И СОСТАВ РАЗРЕЗОВ

Из-за плохой обнаженности, значительного перекрытия отложений поздне-меловыми вулканитами, а также сложной тектонической обстановки стратиграфическая колонка отложений Журавлевского террейна составлена из многочисленных фрагментов, характеризующих строение различных тектонических блоков (рис. 2, 3). Разрез отложений расчленен на 8 свит, согласно перекрывающих друг друга, возраст которых – от берриаса до позднего альба.

Залегающая в основании видимого разреза журавлевская свита (верхний берриас–нижний валанжин) [11] представлена преимущественно алевролитами и аргиллитами, содержащими прослои песчаников, пачками ритмичного переслаивания песчаников, алевролитов и аргиллитов с мощностями элементарных ритмов (циклитов) от 3–5 см до 20–30 см, а также редкими горизонтами микститов. На левобережье р. Бикин в разрезе свиты описаны единичные потоки базальтов с внутриплитовыми геохимическими характеристиками [5]. Мощность свиты – до 1800 м.

Вышележащая ключевская свита (валанжин) по литологическим признакам расчленена на 5 толщ.

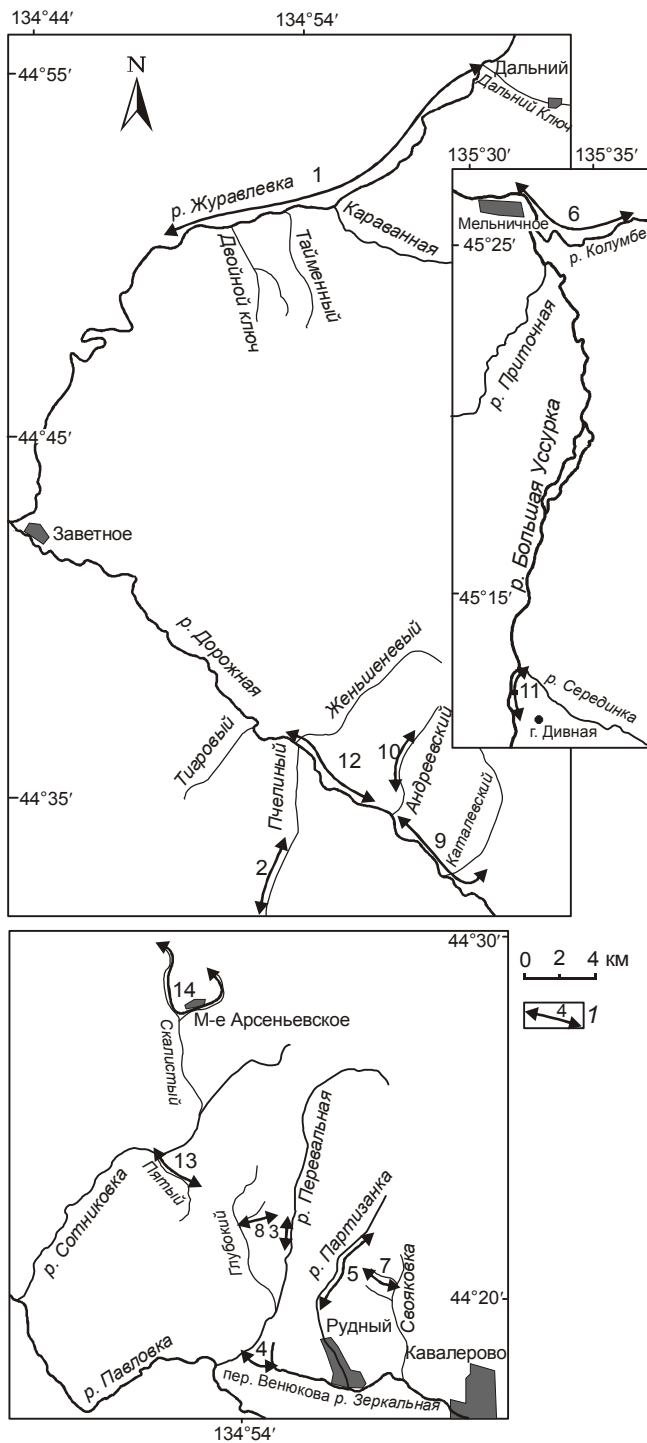


Рис. 2. Схема расположения изученных разрезов Журавлевского террейна.

1 – изученные разрезы и их номера (см. колонки на рис. 3).

I толща сложена разнозернистыми песчаниками с растительным детритом и прослоями песчаных алевролитов, гравелитов и конгломератов (700 м); *II толща* состоит преимущественно из алевролитов с редкими прослоями песчаников и пачками ритмично-

го переслаивания песчаников и алевролитов (600 м); *III толща* представлена в нижней части песчаниками, а в верхней – пачками ритмичного переслаивания песчаников и алевролитов, а также отдельными горизонтами гравелитов и конгломератов (570 м); *IV толща* состоит из чередующихся разнозернистых песчаников и алевролитов, а также отдельных пачек ритмичного переслаивания песчаников и алевролитов и горизонтов микститов (850 м); *V толща* сложена алевролитами и аргиллитами, иногда кремнистыми, содержащими редкие прослои песчаников (530 м). Суммарная мощность свиты – до 3250 м.

Возраст журавлевской и ключевской свит установлен на основании находок фауны, преимущественно бухий, значительно реже – аммонитов [2, 11].

Усть-колумбинская свита (готерив) сложена мелко-среднезернистыми песчаниками, содержащими маломощные прослои алевролитов, а также пачки ритмичного переслаивания песчаников и алевролитов. Мощность свиты до 2160 м.

Приманкинская свита (поздний готерив–баррем) в нижней части сложена пачками тонкого ритмичного переслаивания мелкозернистых песчаников и алевролитов с мощностью циклитов 3–10 см, разделенных редкими прослоями средне-крупнозернистых песчаников, содержащих обильный растительный детрит. В верхней части преобладают песчаные алевролиты с редкими тонкими прослоями песчаников. Мощность свиты 700 м.

Готерив–барремский возраст усть-колумбинской и приманкинской свит определяется лишь на основании редких находок призматических слоев и единичных сохранившихся экземпляров раковин иноцератов [2, 11].

Каталевская свита (апт) в основном состоит из мощных горизонтов разнозернистых песчаников, часто содержащих углефицированный растительный детрит и угловатые обломки алевролитов, разделенных пачками груборитмичного переслаивания песчаников и алевролитов с явным преобладанием песчаников, а также прослоями алевролитов, гравелитов и конгломератов. Мощность свиты – до 1560 м.

Дивнинская свита (ранний альб) сложена алевролитами и аргиллитами с редкими тонкими (до 30 см) прослоями мелкозернистых песчаников. В алевролитах часто встречается углефицированный растительный детрит. В бассейне р. Бол. Уссурка среди алевролитов отмечаются редкие пакеты ритмичного переслаивания песчаников и алевролитов с преобладанием последних, пласты мелко-среднезернистых песчаников, микститов, а также линзы гравелитов и конгломератов. Верхняя часть разреза здесь сложена толщей микститов: алевролитов, содержа-

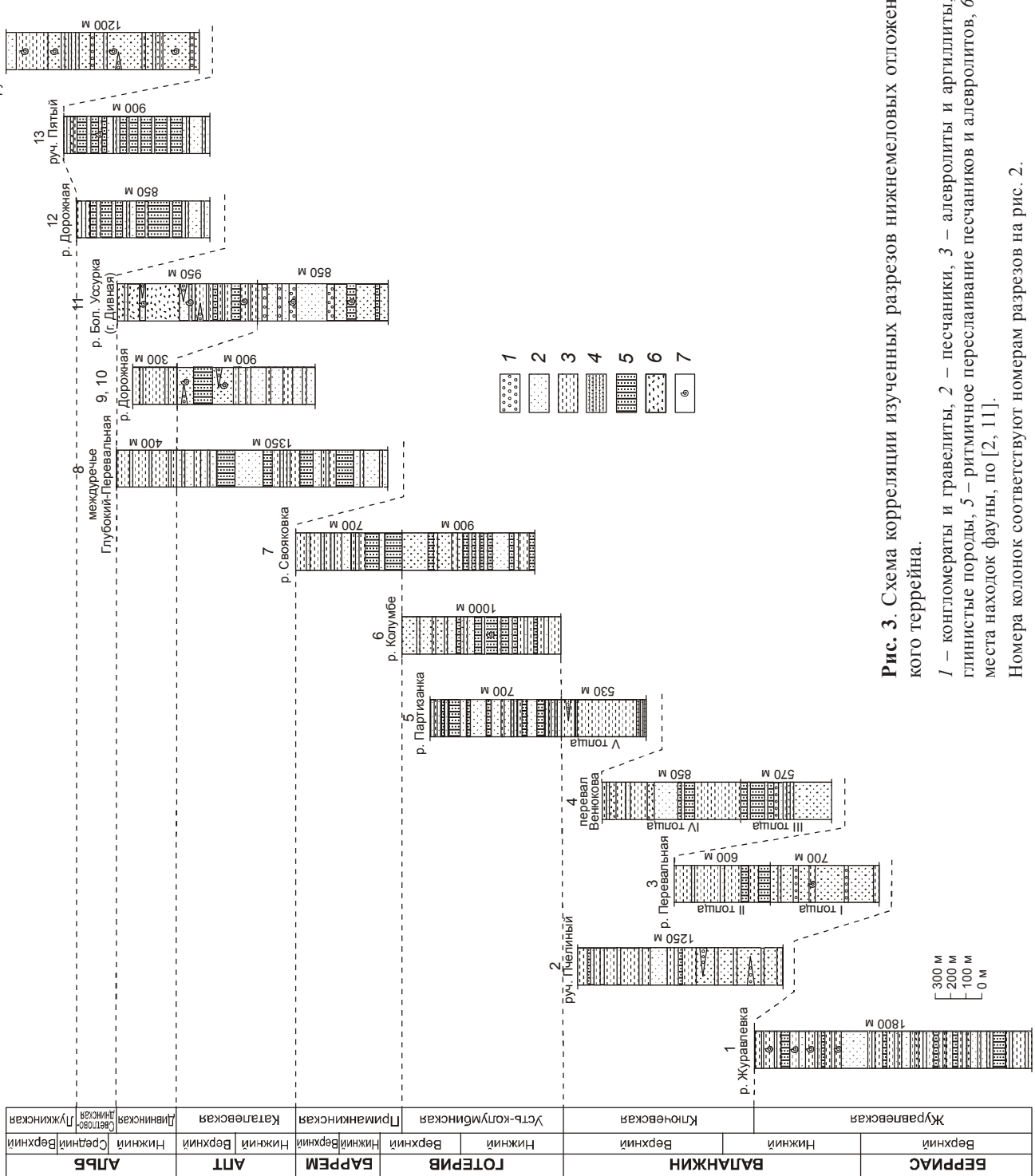


Рис. 3. Схема корреляции изученных разрезов нижнемеловых отложений Журавлевского террейна.

1 – конгломераты и гравелиты, 2 – песчаники, 3 – алевролиты и аргиллиты, 4 – кремнистые породы, 5 – ритмичное переслаивание песчаников и алевролитов, 6 – микститы, 7 – места находок фауны, по [2, 11].

Номера колонок соответствуют номерам разрезов на рис. 2.

щих различного размера обломки песчаников и кремней. В микститах – прослой песчаников с линзами гравелитов. Мощность свиты до 950 м.

Облик **светловоднинской свиты** (ранний и средний альб) определяют пачки (150–300 м) ритмичного переслаивания песчаников и алевролитов. Мощности ритмов в них колеблются от 5–10 до 50–100 см. Соотношение песчаник/алевролит в ритмах чаще всего равное, и лишь иногда преобладает тот или иной компонент. Монотонная толща переслаивания иногда прерывается отдельными горизонтами алевролитов, микститов и песчаников, которые преобладают в нижней части свиты. Мощность свиты – до 2000 м.

Апт-раннеальбский возраст каталевской, дивнинской и светловоднинской свит установлен по многочисленным находкам ауцеллин и аммонитов [2, 11].

Венчает разрез нижнемеловых отложений террейна **лужкинская свита** (средний и поздний альб), сложенная песчаниками и песчанистыми алевролитами часто с углефицированным растительным детритом, содержащими редкие горизонты и линзы конгломератов, гравелитов и алевролитов. Возраст свиты устанавливается по многочисленным находкам характерного тригониево-актаеонеллового комплекса фауны [2, 11]. Мощность свиты – до 1200 м.

Таким образом, особенностями строения и состава барриас-альбских отложений Журавлевского террейна являются: 1) отчетливое различие берриас-аланжинской и готерив-альбской частей разреза. Для нижней части (журавлевская и ключевская свиты) свойственно преобладание в разрезе глинистых пород, а также присутствие горизонтов микститов и маломощных потоков базальтов. Характерной особенностью готерив-альбской части разреза является преобладание песчаников и наличие многочисленных пачек турбидитов; 2) разделение разреза на четыре мегаритма мощностью от 1.5 до 3 км, в основании каждого из которых преобладают песчаники, а в кровле – алевролиты; 3) значительная (до 13000 м) мощность отложений.

ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ ТЕРРИГЕННЫХ ПОРОД И ЕГО ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ

Детально изучался вещественный состав песчаников, поскольку они несут наибольшую информацию о типе и составе питающих провинций, а также о геодинамических обстановках областей седиментации. Как дополнительные привлекались данные по составу глинисто-алевролитовых и грубо-обломочных пород.

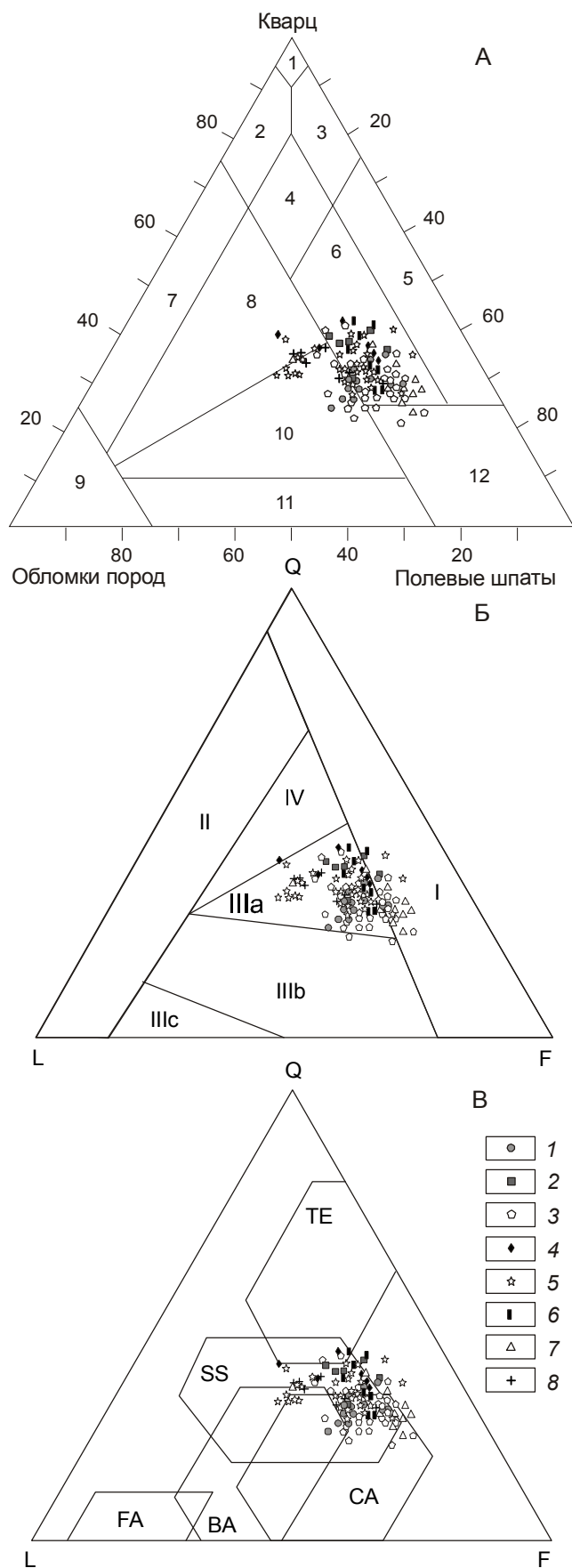
Песчаные породы во всех свитах, как правило, мелко- и среднезернистые, значительно реже крупнозернистые до гравелистых. Сортировка их довольно

хорошая, но с увеличением размерности она ухудшается. Иногда в песчаниках присутствуют рассеянные по всему объему породы мелкие (до 2 см), часто остроугольные обломки алевролитов и аргиллитов. Песчаные зерна обычно угловато-окатанные и полуокатанные, реже угловатые и окатанные. Наиболее хорошо окатаны зерна кислых интрузивных, кремнистых и осадочных пород, а наименее – эффузивных и метаморфических.

По составу породообразующих компонентов все изученные песчаники во многом близки и в целом относятся к полимиктовым. Обломочная часть занимает 70–90 % их объема и состоит из кварца, полевых шпатов, биотита, обломков терригенных, кремнистых, карбонатных, интрузивных, эффузивных и метаморфических пород, а также рудных минералов. На классификационной диаграмме В.Д. Шутова [19] (рис. 4А) песчаники образуют единое поле, относясь главным образом к граувакковым аркозам и, меньше, к кварцево-полевошпатовым и полевошпатово-кварцевым грауваккам.

Кварц – преобладающий компонент песчаников, его общее содержание колеблется от 21 до 42 % (табл. 1). Наиболее распространен монокристаллический интрузивный кварц. Обычно это изометричные или слабо удлиненные зерна, насыщенные мельчайшими газово-жидкими включениями, а также игольчатым рутилом. Значительно реже встречаются чистые, часто с волнистым погасанием, неправильные, вытянутые, остроугольные либо слабо окатанные зерна эффузивного кварца и удлиненные, обычно поликристаллические с неправильными контурами зерна метаморфического кварца. Полевых шпатов в песчаниках от 23 до 62 %. Это преимущественно вытянутые, таблитчатые, реже изометричные зерна кислых плагиоклазов: альбита и олигоклаза. Среди калиевых полевых шпатов в основном преобладают изометричные пелитизированные зерна ортоклаза, значительно реже встречается решетчатый микроклин. Основные и средние плагиоклазы редки. Среди обломков пород, количество которых составляет от 15 до 45 %, преобладают кремневые и терригенные породы, в несколько меньших количествах содержатся обломки метаморфических и кислых изверженных пород, обломки же эффузивных и карбонатных пород крайне редки. Глинистая составляющая песчаных пород всех свит довольно однообразна и представлена, главным образом, гидрослюдой (до 90 %), а также смектитом и хлоритом.

Таким образом, породообразующие компоненты песчаников позволяют предполагать, что исходные породы главной питающей провинции в период накопления отложений Журавлевского террейна были сложены комплексом разнообразных осадоч-



ных, кислых интрузивных и метаморфических пород. Преимущественно аркозовый состав песчаников свидетельствует о размыве гранитно-метаморфической коры. Можно также предполагать, что кремневые и терригенные породы, составляющие порою значительную часть обломков песчаников, являются результатом размыва фрагментов юрской аккреционной призмы (Самаркинский террейн), в современной структуре непосредственно примыкающих с запада-северо-запада к Журавлевскому террейну.

Геологическая интерпретация состава породообразующих компонентов песчаников осуществлялась по широко известным методикам, предложенным В. Диккинсоном, К. Сучеком, Дж. Мейнардом и др. На диаграмме В. Диккинсона и К. Сучека [24], выявляющей тектонические типы источников питания (рис. 4Б), видно, что песчаники Журавлевского террейна могли формироваться как за счет размыва выступов кристаллического фундамента, располагавшихся вдоль рифтовых поясов или трансформных разломов (I), так и за счет полнокристаллических батолитов, слагавших корневые части зрелых, глубоко эродированных магматических дуг (IIIa). Геотектонические обстановки самих бассейнов седиментации реконструируются при помощи диаграммы Дж. Мейнарда и соавторов [28] (рис. 4В), на которой изученные песчаники наиболее соответствуют бассейнам, сопряженным с континентальными окраи-

Рис. 4. Породообразующие компоненты песчаников из нижнемеловых отложений Журавлевского террейна и их палеогеодинамическая интерпретация.

А – классификационная диаграмма типов пород [19]. Поля: 1–4 – кварцевые песчаники: 1 – мономиктовые кварцевые, 2 – кремнекласитно-кварцевые, 3 – полевошпатово-кварцевые, 4 – мезомиктовые кварцевые; 5–6 – аркозовые песчаники: 5 – чистые аркозы, 6 – граувакковые аркозы; 7–11 – граувакковые песчаники: 7 – кварцевые граувакки, 8 – полевошпатово-кварцевые граувакки, 9 – собственно граувакки, 10 – кварцево-полевошпатовые граувакки, 11 – полевошпатовые граувакки; 12 – кристаллотуфы.

Б – типы источников питания [24]. I – устойчивые кратоны и поднятые блоки основания, II – ремобилизованные орогены, III – магматические дуги (IIIa – расчлененные, глубоко эродированные, IIIb – переходные, IIIc – нерасчлененные, слабо эродированные), IV – смешанные источники питания.

В – типы бассейновых обстановок [28]. Пассивные обстановки (TE – интерконтинентальные рифты и авлакогены); бассейны активных континентальных окраин, сопряженные: со сдвиговыми дислокациями по трансформным разломам (SS), с окраинно-континентальной магматической дугой (CA), с океанической вулканической дугой (бассейны: FA – преддуговые и BA – задуговые).

1–8 – свиты: 1 – журавлевская, 2 – ключевская, 3 – усть-колумбинская, 4 – приманкинская, 5 – каталевская, 6 – дивинская, 7 – светловоднинская, 8 – лужкинская.

Таблица 1. Содержания породообразующих компонентов в песчаниках Журавлевского террейна, (%).

Компонент	Журавлевская свита (13)	Ключевская свита (6)	Усть-колумбинская свита (28)	Приманкинская свита (6)	Каталевская свита (31)	Дивнинская свита (8)	Светловоднинская свита (21)	Лужкинская свита (7)
Кварц	24–35 29±3.1	30–40 36±4.5	21–41 29±5.2	34–42 37±2.9	26–40 33±1.2	28–42 35±5.5	23–37 30±4.1	29–36 33±2.8
Калишпаты	8–15 10±2.4	5–6 5±0.6	2–19 10±5.7	2–7 4±1.7	2–16 8±1.2	2–11 5±3.0	5–23 13±6.3	1–6 4±1.6
Основные и средние плагиоклазы	0–2 1±0.8	2–4 3±1.0	0–5 2±1.3	1–4 2±1.7	0–4 2±1.2	0–2 1±0.9	0–4 1±1.3	0–2 1±0.6
Кислые плагиоклазы	32–42 37±3.6	30–41 36±4.6	28–49 39±6.3	21–40 34±7.4	21–46 35±7.4	31–46 40±4.9	26–51 38±7.7	30–45 36±6.4
Основные и средние вулканыты	0–3 2±0.9	1–2 2±0.6	1–4 2±1.1	0–2 1±0.8	0–2 1±0.8	0–2 1±1.1	0–3 1±1.2	1–3 1±0.9
Кислые вулканыты	1–4 2±1.1	1–4 3±1.3	1–7 3±1.9	1–4 2±1.2	0–4 1±1.2	0–3 1±1.1	1–4 1±1.2	1–4 3±1.0
Кислые интрузивные породы	2–7 4±1.7	2–5 4±1.4	2–10 4±2.1	2–8 4±2.3	2–9 4±1.2	1–4 2±1.2	1–7 3±1.6	1–2 1±0.5
Метаморфические породы	1–6 3±1.6	1–4 2±1.5	2–11 4±2.4	1–4 2±1.0	2–12 5±1.2	2–4 3±0.7	1–9 4±2.0	1–8 4±2.7
Кремни	5–15 10±3.6	5–9 7±1.8	2–14 7±2.9	5–10 8±2.0	3–24 9±1.2	2–10 6±2.5	1–7 4±1.2	5–16 13±3.9
Терригенные породы	1–8 4±2.0	2–7 4±2.4	2–11 4±2.2	3–15 7±5.6	2–13 5±1.2	4–13 7±2.8	2–10 4±1.7	3–7 5±1.5
Карбонатные породы	0–2 1±0.5	0–2 1±0.8	0–1 1±0.2	0–2 1±0.8	0–3 2±0.9	0–1 1±0.2	0–4 1±1.2	0–1 1±0.2

Примечание. В каждой пробе подсчитывалось не менее 200 зерен. В числителе – пределы содержаний, в знаменателе – средние значения и величины среднеквадратичных отклонений. В скобках – количество образцов, в которых производился подсчет.

нами, осложненным сдвиговыми дислокациями по трансформным разломам при малой роли вулканизма, типа Калифорнийского залива (SS), и, частично, бассейнам, связанным с окраинно-континентальными магматическими дугами (CA).

Таким образом, в целом, обстановки осадконакопления, реконструируемые по породообразующим компонентам, можно отнести к обстановкам бассейнов, сопряженных с континентальными окраинами, осложненными крупными сдвигами, т.е. к обстановкам трансформных континентальных окраин [2, 4, 26].

Известно, что различным тектоническим обстановкам седиментации свойственны свои ассоциации тяжелых минералов [9, 10, 27, 30, 31]. Тяжелые обломочные минералы в песчаниках Журавлевского террейна составляют 0.01–0.8 % всего объема породы, редко достигая 2 %. Следует отметить, что минеральный состав тяжелой фракции по разрезу изменяется незначительно. На рис. 5 показано соотношение между средними содержаниями отдельных минералов. Все тяжелые минералы, с известной долей условности, можно разделить на две минералогические ассоциации. В первую, преобладающую, сиалическую ассоциацию, часто составляющую до 100 % об-

щего количества тяжелых минералов, входят минералы, связанные с разрушением кислых изверженных и метаморфических пород: циркон, гранат, турмалин, эпидот, сфен, рутил, апатит, анатаз, брукит. Основной минерал ассоциации – циркон, среднее содержание которого – 60 %, в некоторых же пробах оно достигает 96 % от всех минералов. Он представлен в основном бесцветными или слабо окрашенными призматическими кристаллами, содержащими мелкие газопожидкие включения, что является типоморфным признаком цирконов гранитных пород [7]. Во вторую, фемическую ассоциацию, находящуюся в подчиненном количестве (в среднем до 5 % всех минералов), входят типичные минералы вулканокластиков: орто- и клинопироксены, роговая обманка, хромит, магнетит. Анализ ассоциаций тяжелых минералов песчаников Журавлевского террейна на диаграмме *MF-MT-GM* [30, 31] (рис. 6), показывает, что на осадконакопление главное влияние оказывала размывавшаяся зрелая континентальная окраина (пассивная или трансформная), сложенная в основном кислыми изверженными и метаморфическими породами. Влияние вулканического источника на седиментацию было крайне незначительным.

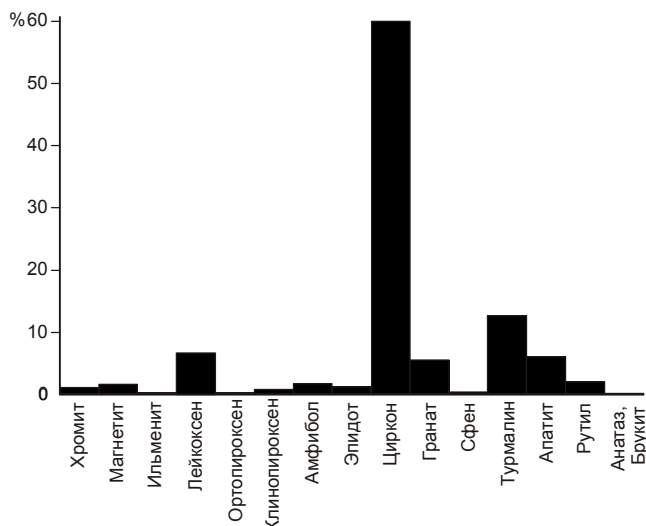


Рис 5. Характер распределения тяжелых обломочных минералов в песчаных породах Журавлевского террейна (средние содержания).

Для получения дополнительной информации о характере источников поступления тяжелых обломочных минералов был исследован химический состав обломочных гранатов и хромитов (табл. 2). Обломочные *гранаты* из песчаников по составу относятся, главным образом, к альмандину, и лишь изредка в них присутствует гроссуляровый либо спессаргитовый компонент. Судя по расположению фигуративных точек на диаграмме *Mg-Mn-Ca* [36], они происходили, скорее всего, из размывавшихся метаморфических пород гранулитовой и амфиболитовой фаций, а также кислых интрузивных пород (рис. 7). Источником гранатов, вероятно, была зрелая континентальная земная кора, в строении которой участвовали достаточно глубоко метаморфизованные породы и гранитоиды. Обломочные *хромиты* по химическому составу очень однородны. Отличительной их особенностью является отсутствие либо крайне низкие содержания титана. На диаграмме $Al_2O_3-Cr_2O_3-10TiO_2$ [20] (рис. 8) они соответствуют хромитам дунит-гарцбургитовой альпипотипной формации. В числе источников хромитов были, вероятно, гипербазиты офиолитов, входивших в состав юрской аккреционной призмы Самаркинского террейна, располагающегося к западу-северо-западу от Журавлевского седиментационного бассейна.

Таким образом, состав тяжелых минералов песчаников показывает, что основным источником клас-тики была зрелая континентальная окраина, сложенная кислыми изверженными и метаморфическими породами. В меньшей мере размывались комплексы офиолитов, вероятно принадлежащих фрагментам докембрийских активных окраин.

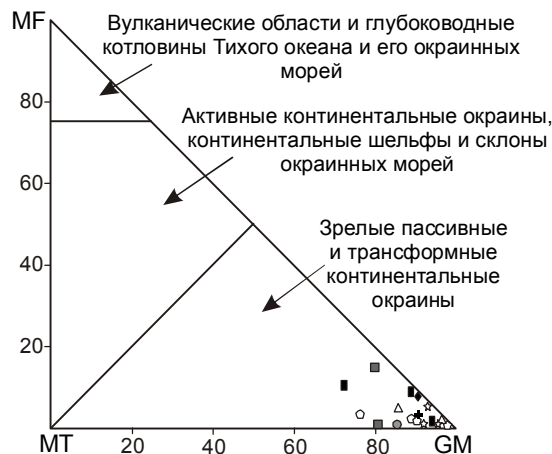


Рис 6. Сравнение состава тяжелой фракции песчаников из нижнемеловых отложений Журавлевского террейна с современными осадками из различных геодинамических обстановок [30, 31] (средние содержания в свитах по отдельным разрезам).

Суммы содержаний: MF – оливина, пироксенов, зеленой роговой обманки; MT – эпидота, граната, сине-зеленых амфиболов; GM – циркона, турмалина, ставролита, дистена, силлиманита и андалузита. Условные обозначения см. рис. 4.

По химическому составу (табл. 3) песчаники Журавлевского террейна довольно однородны, отмечаются лишь незначительные его колебания в отдельных пробах: SiO_2 в них от 65.55 до 85.90%, TiO_2 (0.08–0.53%), Al_2O_3 (6.55–15.27%), $FeO+Fe_2O_3$ (0.84–5.97%), MgO (0.21–1.93%), CaO (0.02–5.58%), Na_2O (0.04–5.64%), K_2O (0.75–3.56%). По этим геохимическим параметрам они близки к кислым изверженным породам и занимают промежуточное положение между аркозами и граувакками [15].

Поскольку абсолютные содержания породообразующих оксидов отражают состав не только обломочной части терригенных пород, но и их цемента, более объективно их геохимические особенности выявляются при рассмотрении ряда наиболее информативных петрохимических модулей и модульных диаграмм (табл. 3, рис. 9) [21, 22]. По этим показателям песчаники близки друг другу и характеризуются: 1) относительно невысоким уровнем зрелости (гидролизатный модуль ГМ от 0.10 до 0.29), что свидетельствует об их образовании за счет преимущественно механического разрушения материнских пород при подчиненной роли химического выветривания; 2) низким показателем фемичности (фемический модуль ФМ от 0.02 до 0.09), что хорошо согласуется с низким содержанием в них обломков основных вулканитов, но высоким – кварца, кремнистых пород, гранитоидов; по этому показателю они занимают промежуточное положение между граувакками

Таблица 2. Химический состав (вес. %) гранатов и хромитов из песчаников Журавлевского террейна.

Номер пробы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO*	MnO	MgO	CaO	Сумма
Гранаты									
Ж-21/1	36.92	-	21.33	-	35.52	0.57	4.36	0.79	99.49
Ж-21/2	36.91	-	20.85	-	36.09	0.61	4.58	0.74	99.78
Ж-21/3	36.48	-	20.81	-	34.94	2.98	2.64	1.73	99.58
Ж-21/4	36.74	-	21.00	-	35.49	2.60	2.80	1.97	100.60
Ж-21/5	38.95	-	22.38	-	31.46	0.50	4.85	0.83	98.97
Ж-21/6	37.77	-	21.33	-	34.18	2.45	2.77	1.64	100.14
Ж-31/1	43.14	-	40.66	-	10.22	2.16	3.59	-	99.77
Ж-31/2	43.18	0.99	36.62	-	10.56	2.91	5.21	0.33	99.80
Ж-31/3	43.34	0.73	36.99	-	10.20	2.95	5.56	0.27	100.04
Ж-31/4	43.34	0.37	36.64	-	10.13	3.26	5.91	0.34	99.99
Ж-33/1	36.79	-	20.70	-	36.74	1.19	2.77	1.97	100.16
Ж-33/2	37.29	-	20.49	-	35.25	0.89	4.61	1.16	99.69
Ж-33/3	36.93	-	20.85	-	35.28	0.66	4.68	1.04	99.44
Ж-33/4	36.47	-	20.27	-	36.83	1.19	2.70	1.97	99.43
Ж-33/5	41.87	-	23.84	-	26.66	0.63	5.16	1.17	99.33
Ж-33/6	38.31	-	21.13	-	34.39	1.29	2.89	1.96	99.97
Ж-33/7	41.83	-	22.41	-	28.12	0.73	5.58	1.34	100.01
Ж-45	37.04	0.05	20.25	0.07	34.98	1.51	4.08	1.21	99.19
Ж-56/1	37.08	0.07	20.43	0.04	29.63	9.35	2.03	0.60	99.22
Ж-56/2	38.35	0.02	20.81	0.11	29.86	0.56	8.04	1.06	98.82
Ж-56/3	38.00	-	21.25	0.06	30.34	0.53	8.39	1.12	99.69
Ж-56/4	39.43	0.11	21.93	0.14	31.90	0.76	6.98	1.03	102.27
Ж-56/5	38.02	0.01	20.30	0.04	34.75	2.13	4.44	1.04	100.72
Ж-56/6	37.55	0.18	20.71	0.01	33.83	2.21	4.46	0.68	99.63
Ж-57/1	37.19	0.01	20.25	-	34.61	1.59	3.48	2.24	99.38
Ж-57/2	37.11	0.09	20.68	0.14	34.64	1.40	3.58	2.45	100.08
Ж-57/3	36.66	0.09	20.47	0.09	36.85	0.98	1.41	2.87	99.41
Ж-84	37.13	-	20.70	0.06	35.14	0.80	4.09	1.31	99.23
Ж-85	37.92	0.04	21.25	-	30.27	3.70	5.74	1.39	100.32
Жр-15/1	37.56	-	21.51	-	22.20	10.00	6.81	1.19	99.27
Жр-15/2	36.34	-	21.28	-	34.76	1.33	4.54	0.78	99.03
Жр-24/1	37.22	-	21.17	-	31.35	0.90	7.38	1.27	99.29
Жр-24/2	37.75	-	21.77	-	30.10	0.59	8.36	1.05	99.64
Жр-63/1	36.35	-	20.92	-	24.74	9.26	2.41	6.55	100.24
Жр-63/2	37.13	-	21.36	-	31.84	0.71	6.88	1.41	99.33
Жр-63/3	34.56	0.48	19.08	-	14.48	27.78	0.78	0.83	97.98
Жр-63/4	34.88	0.45	19.58	-	14.06	28.02	1.10	0.86	98.95
Жр-88/1	37.94	-	22.16	-	33.23	0.56	6.57	1.14	101.59
Жр-88/2	37.50	-	21.93	-	33.40	0.53	6.63	1.10	101.08
Хромиты									
Ж-1/1	-	-	6.17	64.77	18.66	-	9.41	-	99.01
Ж-1/2	-	-	2.76	68.62	19.58	0.30	8.63	-	99.89
Ж-1/3	-	-	9.48	56.49	25.39	0.82	7.41	-	99.59
Ж-1/4	-	-	3.31	68.43	19.28	0.75	8.33	-	100.10
Ж-1/5	-	-	9.52	59.25	22.70	-	8.40	-	99.87
Ж-1/6	-	-	9.52	57.14	24.52	0.80	8.34	-	100.32
Ж-2/1	-	-	11.67	60.31	15.32	0.41	11.31	-	99.02
Ж-2/2	-	-	10.76	55.66	25.69	-	6.32	-	98.43
Ж-2/3	-	-	10.38	62.07	16.08	0.46	11.04	-	100.03
Ж-2/4	-	-	10.27	61.90	16.46	0.46	11.08	-	100.17
Ж-2/5	-	-	10.79	56.69	25.12	0.26	7.57	-	100.43
Ж-2/6	-	-	10.49	56.55	25.82	0.32	6.58	-	99.76
Ж-2/7	-	-	11.55	60.37	15.52	0.29	11.67	-	99.40
Ж-2/8	-	-	11.85	58.69	16.88	0.77	10.72	-	98.91

Таблица 2. (Продолжение).

Номер пробы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO*	MnO	MgO	CaO	Сумма
Ж-2/9	-	-	11.57	62.68	13.60	-	11.77	-	99.62
Ж-23/1	-	-	7.35	63.19	19.84	0.53	9.54	-	100.45
Ж-23/2	-	-	6.71	63.16	20.11	0.31	8.36	-	98.64
Ж-23/3	-	-	7.00	64.77	17.90	0.53	10.95	-	101.15
Ж-23/4	-	-	6.52	65.66	18.43	0.38	9.70	-	100.69
Ж-23/5	-	-	6.85	64.61	17.64	0.59	9.54	-	99.23
Ж-23/6	-	-	6.99	65.38	18.43	-	9.01	-	99.81
Ж-30/1	-	-	5.24	64.64	20.54	0.37	8.41	-	99.20
Ж-30/2	-	-	12.93	58.34	17.18	0.25	10.51	-	99.21
Ж-30/3	-	-	5.20	65.29	20.34	0.15	7.71	-	98.68
Ж-30/4	-	-	12.99	57.82	17.58	0.50	10.69	-	99.58
Ж-30/5	-	-	5.20	65.81	19.04	-	8.32	-	98.37
Ж-30/6	-	-	13.47	57.34	18.77	-	10.20	-	99.78
Ж-31/1	-	-	10.88	57.92	21.53	-	7.88	-	98.98
Ж-31/2	-	-	11.24	59.37	20.42	-	7.45	-	98.48
Ж-33/1	-	-	13.69	58.07	14.47	-	12.31	-	98.54
Ж-33/2	-	-	22.50	49.39	13.39	0.23	14.44	-	99.96
Ж-33/3	-	-	14.14	58.16	14.01	0.34	12.67	-	99.32
Ж-33/4	0.18	0.18	6.97	63.96	17.64	-	10.96	-	99.89
Ж-33/5	0.05	0.01	18.35	52.61	17.31	-	11.29	-	99.62
Ж-45/1	0.04	0.44	23.37	43.34	19.97	-	11.50	-	98.65
Ж-45/2	0.05	0.11	17.75	48.04	23.63	-	9.76	-	99.34
Ж-56	0.18	0.48	11.99	52.90	22.52	-	10.50	-	98.56
Ж-64/1	-	0.04	15.23	55.97	14.39	-	12.75	-	98.39
Ж-64/2	0.11	-	15.90	53.63	16.25	-	11.76	-	97.64
Ж-64/3	0.19	0.03	16.09	54.14	15.88	-	11.73	-	98.07
Ж-64/4	0.22	-	13.51	59.23	14.41	-	12.60	-	99.97
Ж-74	0.10	0.20	21.28	43.17	22.68	-	10.55	-	97.99
Ж-76/1	0.33	2.05	10.95	48.32	23.26	-	13.00	-	97.91
Ж-76/2	0.08	0.64	10.66	51.58	26.47	-	9.42	-	98.84
Ж-85	0.10	0.27	14.86	51.04	18.87	-	12.76	-	97.89
Жр-15	-	0.64	9.94	48.67	31.92	0.64	7.42	-	99.23
Жр-22	-	2.04	13.00	45.05	27.37	0.78	11.24	-	99.48
Жр-63	-	-	8.27	64.08	18.03	0.70	9.69	-	100.77

Примечание. FeO* – общее железо. Прочерк – не обнаружено. Анализы выполнены на рентгено-спектральном микроанализаторе JXA-8100 в ДВГИ ДВО РАН Н.И. Екимовой и Г.Б. Молчановой.

и аркозами; 3) низкой титанистостью (титановый модуль ТМ от 0.009 до 0.042), что связано с примесью в песчаниках обломков кислых изверженных пород, в свою очередь отличающихся низкими значениями ТМ, а также практически полным отсутствием основной вулканокластики; 4) относительно высокой нормативной щелочностью (модуль нормативной щелочности НКМ от 0.30 до 0.69), характерной для аркозов, отражающей довольно высокое содержание в них слюды и полевых шпатов, в том числе калиевых.

По химическому составу глинисто-алевритовые породы близки к песчаникам, отличаясь от них меньшими содержаниями SiO₂ (от 58.90 до 73.51 %) и Na₂O (0.39–3.59 %), но большими – Al₂O₃ (11.38–20.79 %), TiO₂ (0.18–0.90 %), FeO+Fe₂O₃ (1.69–7.14 %), CaO (0.08–6.04 %), MgO (0.14–2.81 %) и

K₂O (1.37–5.16 %) (табл. 3). Кроме того, в глинисто-алевритовых породах выше значения гидролизатного (0.21–0.45), фемического (0.04–0.17) и титанового (0.022–0.054) модулей, но ниже значения модуля нормативной щелочности (0.28–0.45), что, очевидно, связано с меньшими содержаниями в них кварца и полевых шпатов и большим – глинистого вещества, а также, вероятно, с тем, что при формировании терригенных отложений не происходило существенной механической дифференциации пелитовой и псаммитовой фракций [22]. На модульных диаграммах (рис. 9) глинисто-алевритовые породы довольно четко обособливаются от поля, занимаемого песчаниками, вместе с тем образуя с ними положительную корреляцию между парами ФМ-ТМ, ГМ-ТМ и отрицательную между ГМ-НКМ, ФМ-НКМ, ТМ-НКМ и

Таблица 3. Средний химический состав (% массы) терригенных пород Журавлевского террейна по отдельным изученным разрезам.

Место отбора проб	n	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	п.п.п.	H ₂ O ⁻	Сумма	ГМ	ТМ	ФМ	НКМ
Песчаные породы																			
Журавлевская свита																			
р. Журавлевка	8	75.33	0.21	12.05	1.40	1.20	0.04	0.83	0.58	3.43	2.72	0.10	1.51	0.18	99.58	0.20	0.018	0.05	0.51
Ключевская свита																			
р. Перевальная	3	80.56	0.19	8.89	1.62	0.48	0.09	0.43	1.38	2.63	1.16	0.14	2.24	0.07	99.84	0.14	0.022	0.03	0.42
Усть-колумбинская свита																			
р. Свояковка	2	73.75	0.27	10.44	1.48	1.01	0.06	1.27	3.24	2.89	1.80	0.19	3.19	0.21	99.80	0.18	0.026	0.05	0.45
р. Партизанка	2	73.84	0.35	9.33	1.99	1.05	0.06	1.27	3.41	2.58	2.00	0.17	3.76	0.26	100.07	0.17	0.038	0.06	0.49
р. Партизанка	5	74.60	0.34	9.04	1.73	0.93	0.07	1.36	3.93	1.14	1.88	0.18	4.45	0.27	99.92	0.16	0.038	0.05	0.33
р. Колумбе	6	70.29	0.44	14.43	1.56	1.56	0.05	1.11	1.22	4.57	2.52	0.14	1.87	0.10	99.86	0.26	0.030	0.06	0.49
Приманкинская свита																			
р. Свояковка	4	76.89	0.31	9.87	3.23	0.72	0.07	0.72	1.07	2.67	1.81	0.17	2.16	0.18	99.86	0.19	0.031	0.06	0.45
Каталевская свита																			
руч. Глубокий– р. Перевальная	5	75.10	0.34	12.06	1.65	1.36	0.04	0.68	0.70	2.74	3.03	0.16	1.73	0.24	99.83	0.21	0.028	0.05	0.48
р. Дорожная	6	72.12	0.3	11.59	2.11	0.85	0.05	0.82	2.35	1.4	3.28	0.09	4.4	0.27	99.63	0.21	0.026	0.05	0.40
р. Бол. Уссурка	6	82.92	0.13	7.51	1.51	1.17	0.03	0.47	0.21	1.64	2.19	0.17	1.76	0.19	99.90	0.12	0.017	0.04	0.51
Дивинская свита																			
р. Бол. Уссурка	2	80.70	0.17	8.15	1.50	1.29	0.01	0.67	0.07	2.59	1.60	1.05	2.17	0.20	100.17	0.14	0.021	0.04	0.51
Светловодинская свита																			
руч. Пятый	5	71.52	0.38	12.61	1.97	1.32	0.13	0.66	2.13	2.86	2.62	0.14	3.27	0.24	99.85	0.23	0.030	0.06	0.43
р. Дорожная	6	72.08	0.26	12.28	1.03	1.61	0.11	0.89	2.29	4.1	2.36	0.11	2.78	0.07	99.97	0.21	0.021	0.05	0.53
Лужкинская свита																			
руч. Скалистый	5	70.80	0.58	14.59	1.49	1.28	0.03	0.81	2.25	0.49	3.75	0.24	3.71	0.16	100.18	0.16	0.027	0.03	0.42
Глинисто-алевритовые породы																			
Журавлевская свита																			
р. Журавлевка	6	66.20	0.56	16.19	3.00	1.86	0.05	1.70	0.44	2.45	3.38	0.16	3.15	0.44	99.57	0.33	0.034	0.10	0.36
Ключевская свита																			
р. Партизанка	2	66.35	0.69	14.77	5.14	0.27	0.19	1.70	1.55	1.61	3.28	0.28	3.95	0.00	99.78	0.32	0.047	0.11	0.33
пер. Венокова	3	67.16	0.58	15.83	3.64	0.42	0.12	0.90	2.24	1.98	2.98	0.22	3.56	0.08	99.71	0.31	0.037	0.08	0.31
р. Перевальная	4	67.45	0.62	15.41	2.82	1.59	0.04	1.05	1.62	2.46	3.45	0.23	2.99	0.09	99.82	0.30	0.040	0.08	0.38
Усть-колумбинская свита																			
р. Партизанка	2	65.65	0.55	12.04	4.04	0.22	0.15	2.48	4.51	1.28	3.13	0.35	5.55	0.30	100.25	0.26	0.046	0.10	0.37
р. Колумбе	4	64.94	0.58	16.45	3.13	2.26	0.05	1.83	0.58	3.34	3.18	0.19	2.88	0.31	99.72	0.35	0.035	0.11	0.40
Приманкинская свита																			
р. Свояковка	5	69.30	0.51	13.94	4.19	0.5	0.08	1.32	0.92	2.04	2.82	0.21	3.79	0.04	99.66	0.28	0.037	0.09	0.35

Таблица 3. (Продолжение).

Место отбора проб	n	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	п.п.п.	H ₂ O ⁻	Сумма	ГМ	ТМ	ФМ	НКМ
Каталевская свита																			
руч. Глубокий– р. Перевальная	3	64.17	0.77	16.94	2.79	2.41	0.05	1.54	1.14	2.56	3.70	0.24	3.36	0.21	99.88	0.36	0.045	0.11	0.37
р. Дорожная	2	62.17	0.77	18.22	4.08	0.97	0.03	1.27	0.36	1.22	4.75	0.13	5.00	0.71	99.68	0.39	0.042	0.10	0.33
р. Бол. Уссурка	2	66.11	0.59	13.8	3.25	2.53	0.09	1.83	0.69	1.56	3.43	0.85	4.61	0.58	99.92	0.31	0.043	0.12	0.36
Дивинская свита																			
руч. Глубокий– р. Перевальная	5	62.98	0.69	15.97	4.23	0.78	0.06	1.88	2.95	2.53	3.39	0.34	3.85	0.07	99.72	0.35	0.043	0.11	0.37
руч. Андреев- ский	4	62.54	0.63	15.94	4.19	1.51	0.04	1.76	1.49	2.03	3.46	0.17	5.41	0.54	99.71	0.36	0.040	0.12	0.349
р. Бол. Уссурка	5	66.10	0.51	12.83	2.1	3.1	0.03	1.63	0.75	2.12	3.28	1.63	5.17	0.82	100.07	0.28	0.040	0.10	0.42
Светловоднинская свита																			
руч. Пятый	2	62.55	0.7	18.38	3.27	1.84	0.07	1.45	0.35	2.82	3.61	0.37	4.24	0.10	99.75	0.39	0.038	0.11	0.35
р. Дорожная	6	66.10	0.66	16.17	2.35	2.46	0.03	1.91	0.70	2.09	3.93	0.18	3.16	0.20	99.94	0.33	0.041	0.10	0.37
Лужкинская свита																			
руч. Скалистый	3	70.80	0.58	14.59	1.49	1.28	0.03	0.81	2.25	0.49	3.75	0.24	3.71	0.16	100.18	0.25	0.040	0.051	0.29

Примечание. n – количество анализов. Анализы выполнены в ДВГИ ДВО РАН А.И. Малыкиной, В.Н. Каминской, В.Н. Залевской и В.У. Крамаренко.

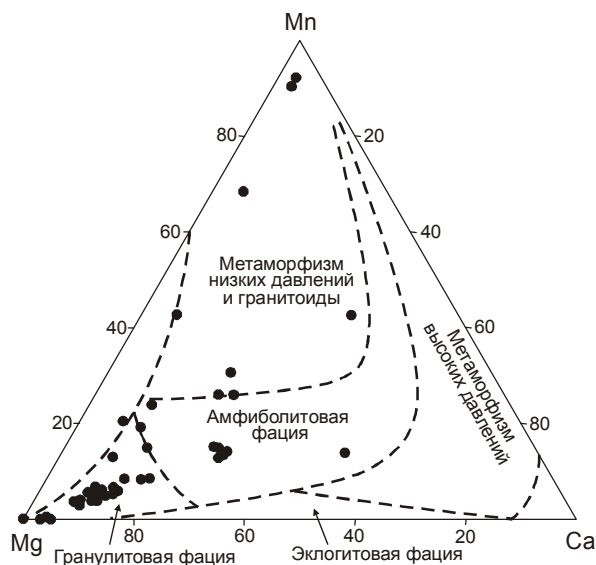


Рис. 7. Диаграмма состава обломочных гранатов из различных метаморфических пород и гранитоидов [36].

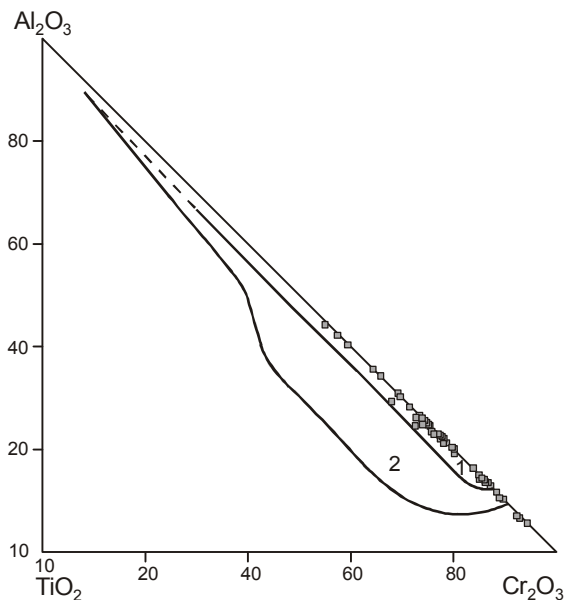


Рис. 8. Диаграмма состава обломочных хромитов из различных магматических пород [20].

Линиями ограничены поля хромитов: 1 – дунит-гарцбургитовой (альпинотипной) формации, 2 – базальтоидных гипербазитов.

ФМ-SiO₂, что свидетельствует о преимущественно петрогенной (за счет размыва кислых интрузивов) природе изученных пород.

Генетическая интерпретация химического состава терригенных пород, основанная на тех же принципах, что и интерпретация породообразующих компонентов песчаников, приведена на дискриминационных диаграммах (рис. 10).

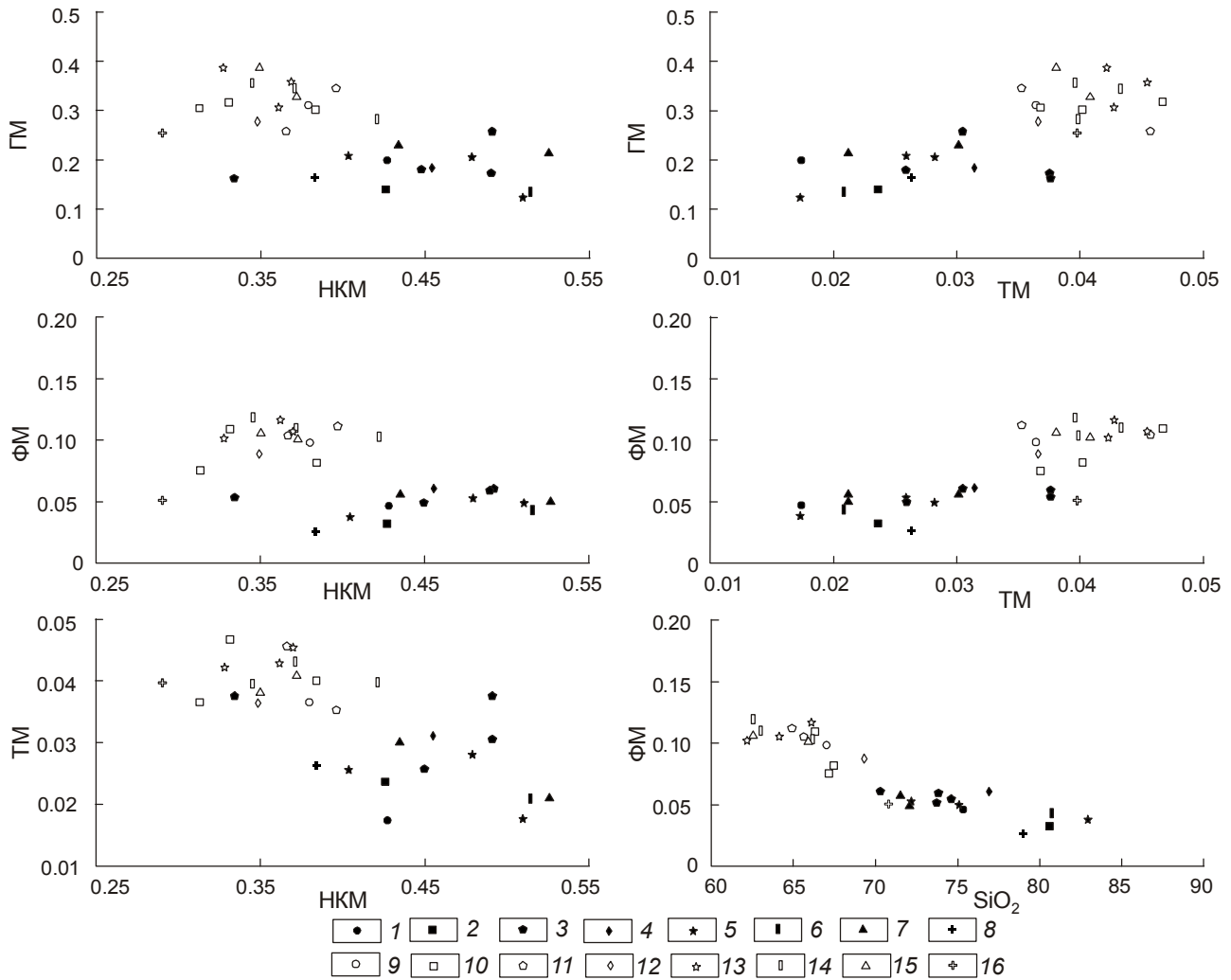


Рис. 9. Модульные диаграммы для песчаных и глинисто-алевритовых пород Журавлевского террейна [21, 22].

1–8 – песчаные породы; 9–16 – глинисто-алевритовые породы. Свиты: 1, 9 – журавлевская; 2, 10 – ключевская; 3, 11 – усть-колумбинская; 4, 12 – приманкинская; 5, 13 – каталевская; 6, 14 – дивнинская; 7, 15 – светловоднинская; 8, 16 – лужинская. Модули: ГМ – гидролизатный $(Al_2O_3 + TiO_2 + Fe_2O_3 + FeO) / SiO_2$, ФМ – фемический $(FeO + Fe_2O_3 + MgO) / SiO_2$, ТМ – титановый (TiO_2 / Al_2O_3) , НКМ – нормативной щелочности $(Na_2O + K_2O) / Al_2O_3$.

На диаграммах М. Бхатиа [23] (рис. 10А), используемых для разделения песчаников из бассейнов различных тектонических обстановок, большинство журавлевских песчаников соответствует либо приближается к песчаникам активных континентальных окраин, которые, в понимании автора, включают в себя и бассейны трансформных границ плит, в том числе калифорнийские. Часть точек смещена в сторону полей пассивных окраин, что обусловлено обогащенностью песчаников отдельных уровней разреза обломками кварца и кремнистых пород. Геотектонические обстановки самих бассейнов седиментации реконструируются при помощи диаграммы Дж. Мейнарда и его соавторов [28] (рис. 10Б), на которой положение журавлевских песчаников характеризуется

значительным разбросом точек, что не позволяет дать им однозначную интерпретацию. В целом, песчаники занимают промежуточное положение между песками из бассейнов как пассивных, так и активных континентальных окраин.

Палеотектоническая интерпретация химического состава глинисто-алевритовых пород на диаграмме Дж. Мейнарда и его соавторов [28] (рис. 10В) не противоречит сделанной по составу песчаников, хотя также неоднозначна: глинисто-алевритовые породы занимают промежуточное положение между осадками бассейнов пассивных и активных континентальных окраин. Более определенно состав песчаных и глинисто-алевритовых пород интерпретируется на диаграмме $K_2O / Na_2O - SiO_2$, предложенной Б. Роузе-

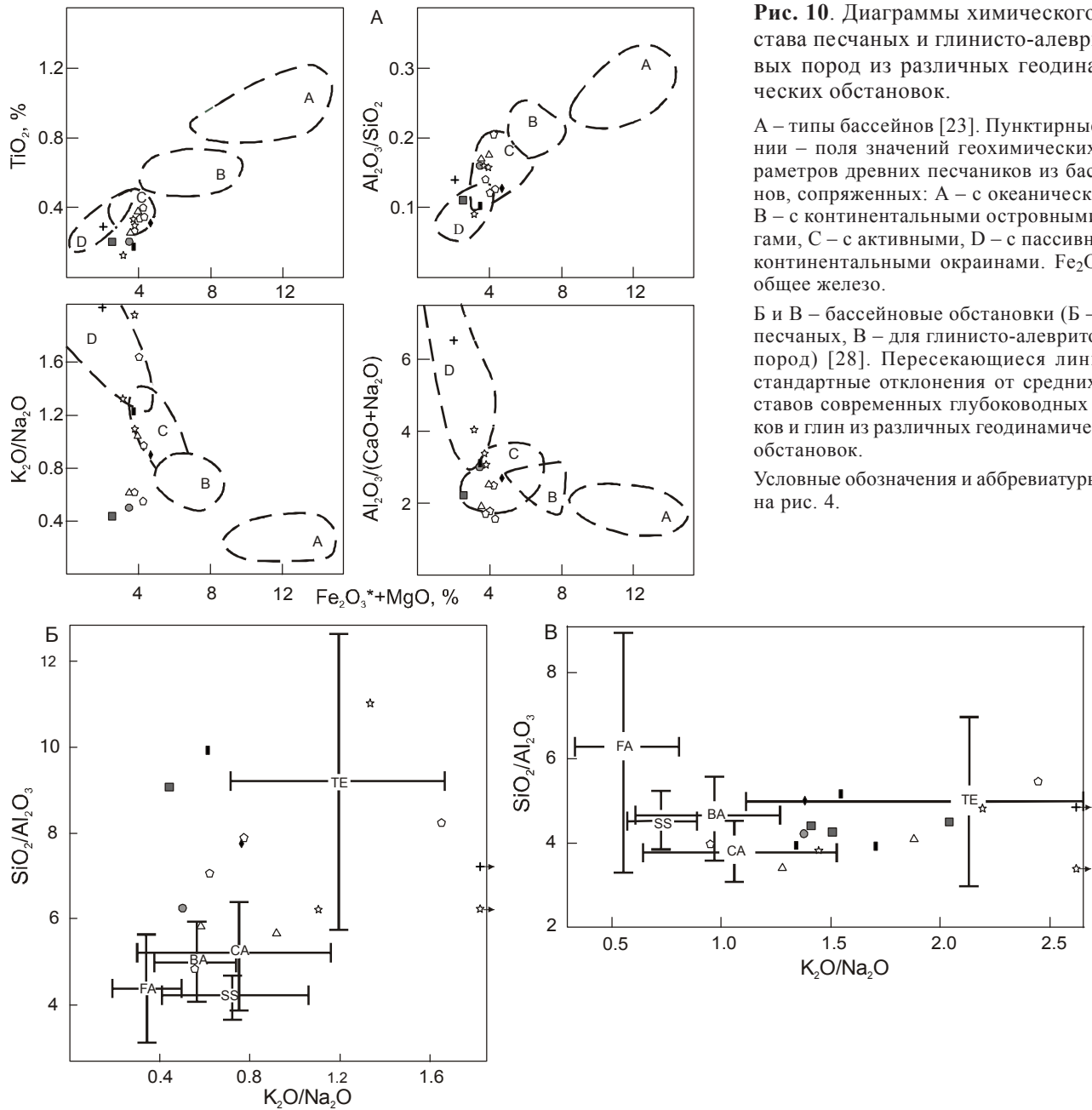


Рис. 10. Диаграммы химического состава песчаных и глинисто-алевритовых пород из различных геодинамических обстановок.

А – типы бассейнов [23]. Пунктирные линии – поля значений геохимических параметров древних песчаников из бассейнов, сопряженных: А – с океаническими, В – с континентальными островными дугами, С – с активными, D – с пассивными континентальными окраинами. Fe_2O_3^* – общее железо.

Б и В – бассейновые обстановки (Б – для песчаных, В – для глинисто-алевритовых пород) [28]. Пересекающиеся линии – стандартные отклонения от средних составов современных глубоководных песков и глин из различных геодинамических обстановок.

Условные обозначения и аббревиатуры см. на рис. 4.

ром и Р. Коршем [34] (рис. 11). На ней фигуративные точки изученных пород расположены преимущественно в поле бассейнов, сопряженных с активными континентальными окраинами, и лишь иногда – в поле пород из бассейнов пассивных обстановок. В целом, такое “промежуточное” положение фигуративных точек химического состава терригенных пород на всех рассмотренных диаграммах, вероятно, и является характерным для седиментационных бассейнов, связанных с обстановками трансформного скольжения литосферных плит.

Грубообломочные породы (конгломераты и гравелиты) встречаются практически на всех уровнях

изученного разреза. Среди обломков в них преобладают кремнистые и кремнисто-глинистые породы (до 80 %), значительно меньше осадочных (до 30 %), метаморфических и кислых интрузивных пород (до 20 %). Преобладание среди обломков псефитов кремнистых пород объясняется, вероятно, их значительно большей устойчивостью к разрушению при выветривании по сравнению с гранитоидами, довольно легко дезинтегрирующимися на составные части, которые, в свою очередь, в виде зерен кварца и полевого шпата преобладают в матриксе.

Таким образом, вещественный состав терригенных пород террейна свидетельствует о преобладании

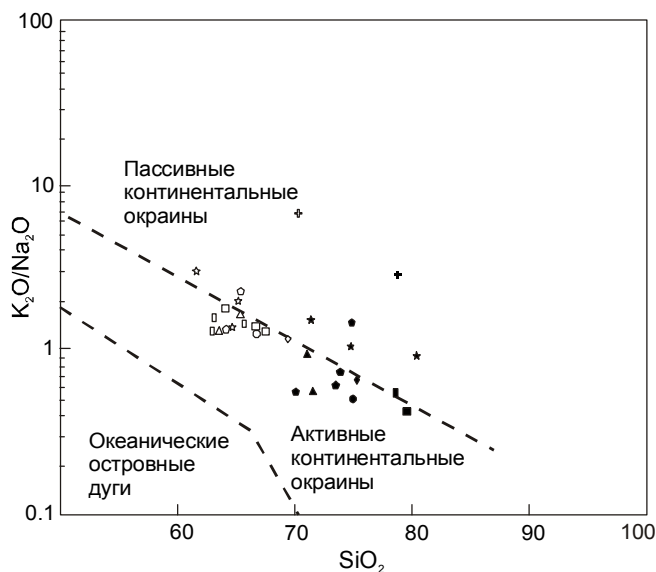


Рис. 11. Диаграмма K_2O/Na_2O-SiO_2 для песчаных и глинисто-алевритовых пород из различных бассейновых обстановок [34].

Условные обозначения см. на рис. 9.

в области сноса кислых изверженных и метаморфических пород. Кроме того, можно предполагать участие в составе источников питания юрской аккреционной призмы, в строении которой участвовали пластины кремней и офиолитовые комплексы. Реконструируемые по вещественному составу обстановки осадконакопления соответствуют обстановкам бассейнов активных континентальных окраин (наиболее вероятно бассейнов, осложненных сдвиговыми деформациями по трансформным разломам). Формально на некоторых диаграммах изученные породы близки породам из бассейнов пассивных континентальных окраин, что связано, скорее всего, не с общим геотектоническим режимом, а с особенностями питания бассейна различными источниками обломочного вещества.

ОБСТАНОВКИ И УСЛОВИЯ НАКОПЛЕНИЯ ТЕРРИГЕННЫХ ПОРОД

Наиболее характерной особенностью отложений Журавлевского террейна является присутствие в разрезе большого количества пачек ритмичного переслаивания песчаников и алевролитов, обладающего всеми типичными признаками турбидитов. Турбидиты нередко ассоциируют с микститами, песчаниками, гравелитами и мелкогалечными конгломератами. Хаотическое строение, обилие матрикса, отсутствие сортировки и слоистости, свойственные грубообломочным породам, указывают на их отложение высокоплотными зерновыми и дебризными потоками

[37]. Кроме того, совместно с турбидитами довольно часто встречаются маломощные горизонты тонкого (от 3–5 мм до первых сантиметров) переслаивания алевролитов и песчаников, относящиеся к доннотечениевым (контурным) образованиям [35]. Такой генетический набор отложений предполагает их накопление в нижней части и у подножья подводного склона, а также на прилегающих к нему участках бассейновой равнины (рис. 12) [6, 35]. Основными агентами транспортировки и отложения обломочного материала были гравитационные потоки различной плотности, состава и происхождения, а также донные течения, интенсивно перерабатывавшие осадочный материал, доставляемый в область седиментации турбидными потоками. С гравитационными и доннотечениевыми отложениями обычно тесно связаны достаточно мощные толщи массивных алевроаргиллитов, которые могут рассматриваться как гемипелагические осадки, накапливавшиеся в относительно спокойных условиях. Встречающаяся в породах тонкая горизонтальная или пологоволнистая слоистость может указывать на незначительную переработку вещества волнениями и течениями [12]. Еще одним широко распространенным в Журавлевском террейне типом отложений являются мощные толщи разнотерригенных песчаников, содержащих прослойки и линзы конгломератов и гравелитов, а также обильный растительный детрит и мелководную фауну. Эти осадки, вероятно, накапливались в относительно мелководных условиях, характерных для обстановок литорали и сублиторали открытого моря [12].

ОБСУЖДЕНИЕ

Приведенными выше материалами однозначно установлено, что главным источником кластики для терригенных пород Журавлевского террейна была сиалическая суша. Об этом свидетельствует, в частности, доминирование кварца и кислого плагиоклаза в обломочной части песчаников, а также резкое преобладание среди тяжелых обломочных минералов их типично сиалической ассоциации. Об этом же свидетельствует преимущественно гидрослюдистый состав глинистых минералов, как в цементе песчаников, так и в глинисто-алевритовых породах. Этому выводу не противоречит химический состав обломочных гранатов, характерных для глубоко метаморфизованных пород и гранитоидов.

Вместе с тем, существенную роль в составе питающей провинции играли, по-видимому, и фрагменты домеловых активных окраин, в первую очередь аккреционных призм, на отдельных структурных уровнях которых существовали пластины кремней и офиолитов. Таковыми можно считать юрско-раннемеловые

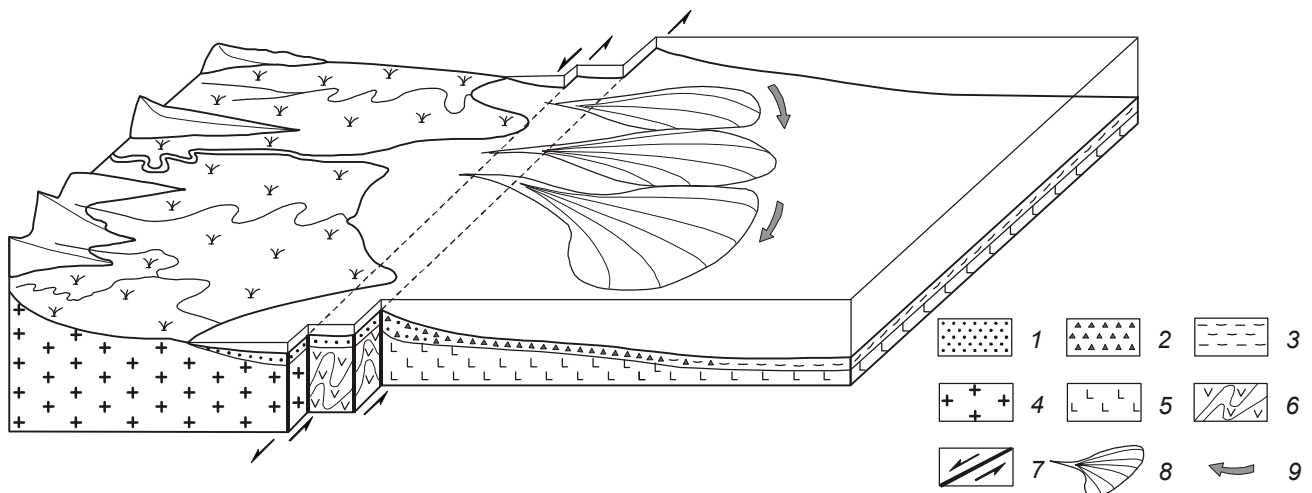


Рис. 12. Модель седиментации в раннем мелу (Журавлевский террейн).

1–3 – типы отложений: 1 – шельфа (литорали и сублиторали), 2 – подводного склона, его подножия и прилегавшей бассейновой равнины, 3 – гемипелагиали; 4–5 – типы земной коры: 4 – континентальная, 5 – океаническая; 6 – фрагменты аккреционных призм; 7 – левосторонние сдвиги; 8 – подводные конусы выноса; 9 – контурные течения.

аккреционные призмы “самаркинского” типа, прослеживающиеся в виде практически непрерывной полосы вдоль восточной окраины Азии от побережья Охотского моря на севере до о. Калимантан на юге [29]. Прямым подтверждением этому являются высокие содержания кремней в обломочной части песчаников и полное их преобладание среди обломков гравелитов и конгломератов. На это же указывают и особенности состава обломочных хромитов, в первую очередь, их низкая титанистость, свойственная гипербазитам офиолитовых поясов и активных окраин.

Смешение этих двух резко различных источников питания демонстрируют также диаграммы, интерпретирующие как состав породообразующих компонентов и тяжелых обломочных минералов, так и химический состав терригенных пород Журавлевского террейна (рис. 4, 5, 11, 13). Такое смешение является, по-видимому, главным характерным признаком седиментации в обстановке трансформной окраины, когда в область размыва попадают как краевые части континентов, так и ранее аккретированные к ним фрагменты активных окраин. Например, вдоль западной окраины Северо-Американского кратона, осложненной системой правосторонних сдвигов Королевы Шарлотты, таковыми фрагментами являются магматические дуги Стикиния и Врангелия [33].

Естественно, такое смешение различных источников возможно и вдоль активных окраин андийского типа. В этом случае, однако, определяющим является присутствие в отложениях синседиментацион-

ного вулканического материала (например, горизонтов туфов), который практически отсутствует в породах рассматриваемого Журавлевского террейна.

Сочетание в пределах одной окраины фрагментов разновозрастных структур, связанных с субдукцией или с трансформными скольжениями – достаточно распространенное явление в пределах Тихоокеанской окраины. При однонаправленном дрейфе океанических плит относительно различно ориентированных участков краевых частей континентов получаем широкий спектр углов относительной конвергенции и, соответственно, доминирование того или иного типа взаимодействия. При сменах направлений движений океанских плит на конкретных участках окраины субдукция может смениться трансформными скольжениями и наоборот. В пределах Сихотэ-Алинского участка раннемеловой окраины, ориентированного в северо-восточном направлении, трансформные скольжения (и формирование Журавлевского палеобассейна) происходили в обстановке близмеридиональных (с юга на север) перемещений прилегающей к Евразии океанической плиты Изанаги (рис. 13). До и после этого, в позднюрское и позднемеловое время плита Изанаги перемещалась в северо-западном и запад-северо-западном направлениях [25], и вдоль этого же участка окраины реконструируется активная окраина (юрские террейны – фрагменты аккреционных призм, Восточно-Сихотэ-Алинский надсубдукционный вулcano-плутонический пояс).

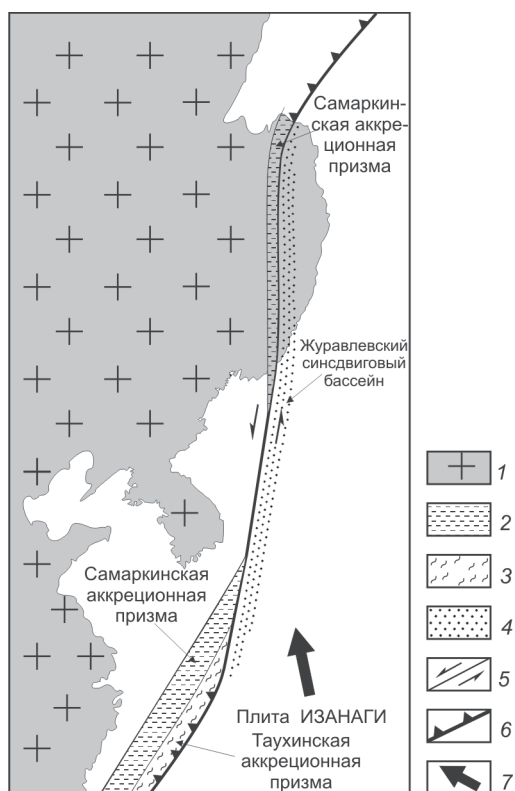


Рис. 13. Геодинамическая реконструкция восточной окраины Азии для начала раннего мела.

1 – доюрский континент, 2 – юрская аккреционная призма, 3 – раннемеловая аккреционная призма, 4 – раннемеловой окраинно-континентальный синдвиговый бассейн, 5 – левые сдвиги системы Тан-Лу, 6 – зоны субдукции, 7 – направление перемещения плиты Изаанаги.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таким образом, строение, вещественный состав и текстурные особенности терригенных отложений Журавлевского террейна свидетельствуют, что в раннемеловое время основными источниками обломочного материала, поступавшего в его седиментационные бассейны, были размывавшиеся гранитно-метаморфические породы зрелой континентальной земной коры. Вместе с тем, в составе питающей провинции заметную роль играли и фрагменты домеловой активной окраины, сложенной фрагментами аккреционных призм, в строении которых участвовали пластины кремней и офиолитов. Такой “смешанный” состав кластики, вероятно, является главным и характерным признаком седиментации в обстановке трансформного скольжения литосферных плит.

Преимущественно сиалический состав кластики позволяет предполагать, что рассматриваемый палеобассейн при своем формировании примыкал к

краю Евразийского континента. Мощные толщи терригенных отложений террейна, среди которых достаточно велика роль гравитационных образований, накапливались на шельфе, подводном континентальном склоне и у его подножия, а также на прилегающих участках бассейновой равнины полностью открытого в сторону океана окраинного моря (рис. 12). Седиментация происходила на фоне крупномасштабных перемещений вдоль разграничивающей континентальную и океаническую плиты системы левосторонних сдвигов Тан-Лу при малой роли вулканических процессов [1].

Работа выполнена при финансовой поддержке ДВО РАН (проекты №№ 09-III-A-08-404 и 09-1-ОНЗ-01).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Голозубов В.В., Ханчук А.И. Таухинский и Журавлевский террейны (Южный Сихотэ-Алинь) – фрагменты раннемеловой Азиатской окраины // Тихоокеан. геология. 1995. Т. 14, № 2. С. 13–25.
2. Голозубов В.В. Тектоника юрских и нижнемеловых комплексов северо-западного обрамления Тихого океана. Владивосток: Дальнаука, 2006. 239 с.
3. Голозубов В.В., Ханчук А.И., Кемкин И.В. и др. Сихотэ-Алинь – Северо-Сахалинский орогенный пояс // Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России. В 2-х кн. / Под ред. А.И. Ханчука. Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 1. С. 161–202.
4. Кеннет Дж.П. Морская геология. В 2-х т. М.: Мир, 1987. Т. 1. 397 с.; Т. 2. 384 с.
5. Левашов Г.Б., Рыбалко В.И., Изосов Л.А. и др. Тектономагматические системы аккреционной коры (Сихотэ-Алинь). Владивосток: ДВО АН СССР, 1989. 340 с.
6. Лисицин А.П. Лавинная седиментация и перерывы в осадконакоплении в морях и океанах. М.: Наука, 1988. 309 с.
7. Ляхович В.В. Акцессорные минералы горных пород. М.: Недра, 1979. 296 с.
8. Малиновский А.И., Филиппов А.Н., Голозубов В.В. и др. Нижнемеловые отложения р. Кема (Восточный Сихотэ-Алинь): осадочное выполнение задугового бассейна // Тихоокеан. геология. 2002. Т. 21, № 1. С. 52–66.
9. Малиновский А.И., Маркевич П.В. Тяжелые обломочные минералы островодужных комплексов Дальнего Востока // Тихоокеан. геология. 2007. Т. 26, № 1. С. 81–93.
10. Маркевич П.В., Филиппов А.Н., Малиновский А.И. и др. Меловые вулканогенно-осадочные образования Нижнего Приамурья. Владивосток: Дальнаука, 1997. 300 с.
11. Маркевич П.В., Коновалов В.П., Малиновский А.И., Филиппов А.Н. Нижнемеловые отложения Сихотэ-Алиня. Владивосток: Дальнаука, 2000. 300 с.
12. Мурдмаа И.О. Фации океанов. М.: Наука, 1987. 303 с.
13. Натальин Б.А. Мезозойская аккреционная и коллизионная тектоника юга Дальнего Востока России // Тихоокеан. геология. 1991. № 5. С. 3–23.
14. Парфенов Л.М. Континентальные окраины и островные

- дуги мезозойд Северо-Востока Азии. Новосибирск: Наука, 1984. 195 с.
15. Петтиджон Ф.Дж., Поттер П., Сивер Р. Пески и песчаники. М.: Мир, 1976. 535 с.
 16. Ханчук А.И. Геологическое строение и развитие континентального обрамления Северо-Запада Тихого океана: Автореф. дис... д-ра геол.-минер. наук. М.: ГИН РАН, 1993. 31 с.
 17. Ханчук А.И., Раткин В.В., Рязанцева М.Д. и др. Геология и полезные ископаемые Приморского края. Очерк. Владивосток: Дальнаука, 1995. 82 с.
 18. Ханчук А.И., Иванов В.В. Геодинамика Востока России в мезо-кайнозойе и золотое оруденение // Геодинамика и металлогения. Владивосток: Дальнаука, 1999. С. 7–30.
 19. Шутов В.Д. Классификация песчаников // Литология и полез. ископаемые. 1967. № 5. С. 86–102.
 20. Щека С.А., Вржосек А.А. Ультраосновной вулканизм Тихоокеанского комплекса и вопросы систематики меймечитов и комагнитов // Вулканология и сейсмология. 1983. № 2. С. 3–16.
 21. Юдович Я.Э. Региональная геохимия осадочных толщ. Л.: Наука, 1981. 276 с.
 22. Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Основы литохимии. СПб.: Наука, 2000. 479 с.
 23. Bhatia M.R. Plate tectonic and geochemical composition of sandstones // J. Geol. 1983. V. 91, N 6. P. 611–627.
 24. Dickinson W.R., Suczek C.A. Plate tectonics and sandstone composition // Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull. 1979. V. 63, N 12. P. 2164–2182.
 25. Engebretson D., Cox A., Gordon R.G. Relative motions between oceanic and continental plates in the northern Pacific basin // Spec. Pap. Am. 1985. N 206. P. 1–59.
 26. Khanchuk A.I. Pre-Neogene tectonics of the Sea-of-Japan region: a view from the Russian side // Earth Science. 2001. V. 55, N 5. P. 275–291.
 27. Markevich P.V., Malinovsky A.I., Tuchkova M.I. et al. The use of heavy minerals in determining the provenance and tectonic evolution of Mesozoic and Cenozoic sedimentary basins in the continent Pacific Ocean transition zone: examples from Sikhote-Alin and Koryak-Kamchatka Regions (Russian Far East) and Western Pacific // Developments in sedimentology. Heavy Minerals in Use. Amsterdam: Elsevier. 2007. V. 58. P. 789–822.
 28. Maynard J.B., Valloni R., Yu H.S. Composition of modern deep-sea sands from arc-related basins / Leggett J.K. (ed.). Trench-Forearc Geology: Sedimentation and Tectonics on Modern and Ancient Active Plate Margins. Blackwell Scientific Publications, Oxford, 1982. P. 2. P. 551–561.
 29. Mizutani S., Ji'an S., Qinlong Z. The Nadanhada terrane in relation to Mesozoic tectonics of continental margins of East Asia // Acta Geologica Sinica. 1990. V. 3, N 1. P. 15–29.
 30. Nechaev V.P., Ispording W.C. Heavy-mineral assemblages of continental margins as indicators of plate-tectonic environments // J. Sed. Petrol. 1993. V. 63. N 6. P. 1110–1117.
 31. Nechaev V.P., Markevich P.V., Malinovsky A.I. et al. Tectonic settings of deposition of the Cretaceous sediments from the Lower Amur region, Russian Far East // J. Sed. Soc. Japan. 1996. N 43. P. 69–81.
 32. Nokleberg W.J., Parfenov L.M., Monger J.W. et al. Phanerozoic tectonic evolution of the Circum-North Pacific. U.S. Geol. Survey, Prof. Pap. 1626. 2000. 122 p.
 33. Plafker G. Regional geology and tectonic evolution of Alaska and adjacent parts of the Northeast Pacific Ocean Margin // Proceeding of the Pacific Rim Congress 90, Australasian Institute of Mining and Metallurgy, Queensland, Australia. 1990. P. 841–853.
 34. Roser B.P., Korsch R.J. Determination of tectonic setting of sandstone-mudstone suites using SiO₂ content and K₂O/Na₂O ratio // J. Geol. 1986. V. 94, N 5. P. 635–650.
 35. Stow D.A.V. Distinguishing between fine-grained turbidites and contourites on the Nova-Scotian deep-water margin // Sedimentology. 1979. V. 26, N 2. P. 381–388.
 36. Teraoka Y. Detrital garnets from Paleozoic to Tertiary sandstones in Southwest Japan // Bull. Geol. Surv. Japan. 2003. V. 54, N 5-6. P. 171–192.
 37. Walker R.G. Deep-water sandstone facies and ancient submarine fans: models for exploration for stratigraphic traps // Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1978. V. 62, N. 7. P. 932–966.

Рекомендована к печати Г.Л. Кирилловой

**ПОЗДНЕЮРСКО-НЕОКОМОВЫЙ ВУЛКАНИЗМ СЕВЕРНОГО ПРИХОТЬЯ:
ГЕОЛОГИЯ, ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА, РУДОНОСНОСТЬ**

Т.Б. Русакова

*Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт ДВО РАН, ул. Портовая 16,
г. Магадан, 685000, e-mail: rusakova@neisri.ru*

Поступила в редакцию 15 июня 2010 г.

Приведены новые данные по геологии, геохронометрии и петрогеохимии верхнеюрско-неокомовых образований базальт-андезитового состава, слагающих основание мелового вулканогенного разреза Северного Приохотья. Геохронометрически подтвержден позднеюрско-неокомовый возраст отложений (К-Аг даты 147–138 млн лет). Обобщение и анализ характеристических особенностей этих образований позволили автору рассматривать их в качестве фрагментов Удского вулканического пояса. Сравнение петрогеохимических характеристик с таковыми других разновозрастных тектонических структур региона, формировавшихся в различных геодинамических обстановках (внутриконтинентальные и окраинно-континентальные вулканогенные пояса, островные дуги) выявило сходство условий становления позднеюрско-неокомовых (Удской пояса) и альб-сеноманских (Охотско-Чукотский пояса) эффузивов: те и другие характеризуют окраинно-континентальную обстановку. С позднеюрско-неокомовым этапом вулканизма предполагается парагенетическая связь Au-Ag оруденения, открытие новых проявлений которого возможно в других аналогичных, но мало изученных вулканоструктурах.

Ключевые слова: стратиграфия, андезиты, базальты, Au-Ag оруденение, Удской вулканический пояс, Северное Приохотье.

ВВЕДЕНИЕ

Присутствие в Северном Приохотье континентальных позднеюрско-неокомовых вулканитов среднего-основного состава общепризнано [2, 5, 10, 15, 26, 27, 30 и др.]. Основанием этих отложений служат образования Охотского микроконтинента [32] и Яно-Колымской [11] складчатой системы.

Вулканогенные образования не имеют широкого площадного распространения, и их структурная принадлежность до настоящего времени однозначно не определена. Между тем они фиксируют важный в геологическом и металлогеническом отношении этап эволюции мезозойского вулканизма на древней окраине Азии, чем продолжают привлекать к себе внимание.

Согласно одним представлениям, позднеюрско-неокомовые вулканиты слагают низы Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (ОЧВП) [5, 15, 35]. Ряд исследователей относили их к образованиям орогенного (эпигеосинклинального) этапа развития мезозоида [2, 11, 12, 23, 34]. С актуалистических (неомобилистских) позиций позднеюрско-неокомовые вулканиты трактуются различно:

1) включаются (наряду с образованиями п-овов Кони, Пьягина, Тайгонос) в разрез Удско-Мургальской островной дуги [36] (УМОД), островодужной системы [20, 29] или Удско-Мургальского надсубдукционного вулканоплутонического пояса [4, 6];

2) выделяются как Удской окраинно-континентальный вулканический пояс, являющийся континентальным продолжением Удско-Мургальской островодужной системы [20, 33], либо частью окраинно-континентального Удско-Большехинганского вулканоплутонического мегапояса (системы) [17];

3) составляют Тауйский вулканоплутонический пояс, развивающийся на активной окраине [32].

Позднеюрско-неокомовый вулканизм заслуживает внимания и с точки зрения полезных ископаемых. К отдельным вулканоструктурам этого этапа приурочено Au-Ag оруденение эпиптермального типа, возраст которого большинством исследователей считается раннемеловым допоясовым [18, 31 и др.].

Цель данного сообщения – сопоставить геологические, петрогеохимические и геохронометрические характеристики, рудоносность верхнеюрско-

неокомовых вулканитов из разных структур, удаленных друг от друга на значительные расстояния. Для этого использованы новые данные, полученные автором по Челомджа-Тахтоямскому грабену (бассейн р. Палатка) при полевых работах 2005–2007 гг., обобщены материалы разномасштабных геологических съемок (в том числе с участием автора) и сведения, появившиеся в недавно опубликованной литературе [14, 18, 31].

Определения возраста пород К-Аг методом выполнены в СВКНИИ ДВО РАН в 1970, 1974, 2007 гг. Вся аналитическая и сопутствующая информация хранится в электронной базе данных “ГЕОХРОН”, созданной в 1994–1995 гг. в СВКНИИ под руководством И.Н. Котляра и с тех пор регулярно пополняемой. Подробные сведения об условиях проведения аналитических измерений содержатся в [9]. Построение гистограммы произведено автором по методике Isoplot с ошибкой $\pm 1\sigma$ [39]. Геологическая интерпретация геохронометрических данных выполнена с использованием методологического подхода, разработанного в СВКНИИ при участии автора [9, 13, 14].

Силикатный анализ проб и концентрации Rb, Sr, Y, Zr, Nb определялись в лаборатории рентгено-спектрального анализа СВКНИИ рентгенофлуоресцентным методом (аналитики В.М. Мануилова, Т.Д. Борходоева, В.Я. Борходоев), а также в Центральной химической лаборатории СВТГУ (аналитики З.И. Карпичева, М.В. Кондрашова, Н.И. Опушанская, Х.Х. Базиев).

ГЕОЛОГО-СТРУКТУРНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ВУЛКАНИТОВ, РУДОНОСНОСТЬ Структуры, стратиграфия

Позднеюрско-неокомовые образования развиты преимущественно в прибрежной полосе Охотского моря, прослеживаясь из бассейна р. Улья на западе до рр. Тахтояма и Килгана на востоке, где они постепенно выклиниваются (рис. 1). Эти отложения формируют различные по размерам и генезису грабенообразные прогибы или локальные более или менее изометричные вулканические депрессии, размещение которых контролируется разломами субширотного, субмеридионального и северо-западного направлений.

Один из таких грабенов (выделен Ю.Г. Кобылянским в 1968 г.), который предлагается назвать Челомджа-Тахтоямским, трассируется в субширотном направлении из верховьев рр. Челомджа и Кава в бассейн р. Тахтояма. Вулканические депрессии Агатовская, Нявленгинская, Джугаджакская и другие более мелкие приурочены к субмеридиональным – северо-западным разломам.

В междуречье Улья–Ульбея расположено обширное поле позднеюрско-неокомовых вулканитов. Они составляют самую нижнюю часть меловых вулканогенных накоплений территории, залегая на дислоцированных образованиях мезозойд или отложениях чехла Охотского микроконтинента. Отложения содержат позднеюрско-неокомовую флору, выделенную в разных структурах в ожогинский и матийский флористические комплексы [15, 26]. Во многих структурах эти вулканиты перекрываются терригенно-вулканогенными отложениями, нередко содержащими ранне-среднеальбскую флору. Таким образом, по флористическим данным временной разрыв между формированием рассматриваемых вулканитов и перекрывающих их отложений составляет около 20–25 млн лет, что свидетельствует о региональном стратиграфическом перерыве [1, 15 и др.].

Характерными особенностями верхнеюрско-неокомовых отложений являются:

1) преобладание среди вулканитов андезитов и базальтов, слабо выраженная магматическая дифференциация (дациты и риолиты отмечаются в виде редких покровов в верхах разрезов);

2) значительная доля терригенной составляющей; присутствие в разрезах углисто-глинистых сланцев и каменных углей;

3) резкая фациальная изменчивость отложений в пределах одной структуры.

Геологическое строение отдельных участков несколько различается. На западе (междуречье Улья–Кава) разрез двучленный: нижняя часть представлена вулканогенно-терригенными образованиями, верхняя – преимущественно лавами. Для остальной территории (бассейны рр. Яна и Тахтояма) характерно трехчленное строение разрезов, обусловленное присутствием в средней части горизонтов туфов или туфо-осадочных пород.

В разных структурах вулканиты выделены в свиты: момолтыкичскую (Челомджа-Тахтоямский грабен, Агатовская, Нявленгинская, Джугаджакская, Мотыклейская структуры); ульбериканскую (западная часть Челомджа-Тахтоямского грабена (Раузер и др., 1999)); учуликанскую (Ульинский прогиб [8, 15]).

Момолтыкичская свита. Впервые континентальные вулканогенные образования среднего-основного состава с нижнемеловой (неокомовой) флорой закартированы и описаны как момолтыкичская свита В.В. Закандыриным в 1959 г. в бассейнах рр. Момолтыкис и Сеймкан [10, 30].

На всем протяжении *Челомджа-Тахтоямского грабена* момолтыкичская свита залегают преимущественно моноклиально с северо-восточным паде-

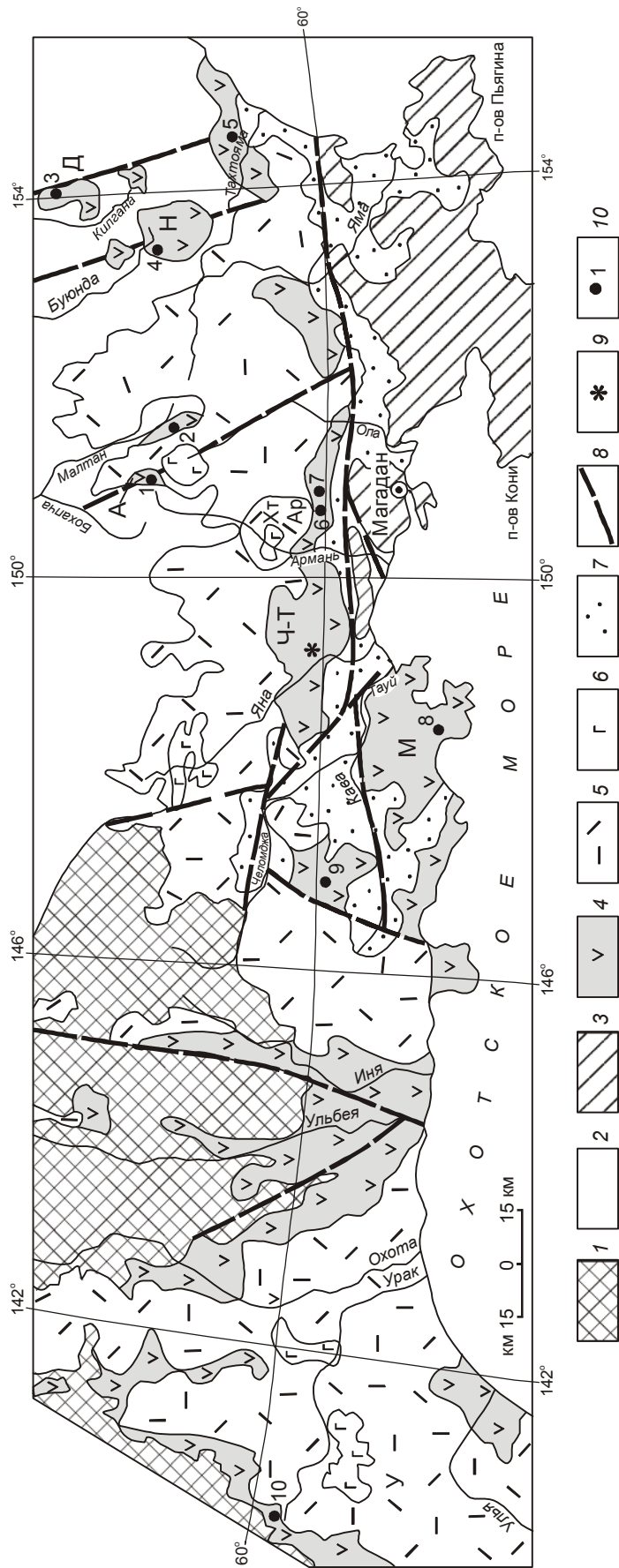


Рис. 1. Ареалы верхнеюрско-неокомовых континентальных вулканических образований в структурах Северного Приохотья, по [11, 32] с изменениями. 1 – Охотский микроконтинент (AR–J₂), 2 – Яно-Кольмская складчатая система (PZ–J₂), 3 – Кони-Пьягинская зона Удско-Мургальской островоужной системы (J–K₁), 4 – поля развития момолтыкской, ульбериканской, улуиканской свит (J₃–K_{1п}) Удского вулканического пояса, 5 – Охотско-Чукотский вулканический пояс (K₁₋₂): Ар – Арманская структура, 6 – Хакаринско-Энмываамская вулканическая цепь (K₂): Хг – Хатачанское плато, 7 – кайнозойские впадины, 8 – предполагаемые региональные разломы, 9 – местоположение стратопита момолтыкской свиты, 10 – места расположения других разрезов. Структуры Удского пояса: А – Агатовская, Д – Джугагдакская, Н – Нявленгинская, Ч-Г – Челомджа-Тахтоямский грабен, М – Мотыклейская структура, У – Ульинский прогиб.

нием под углами не более 5–15° в центральной его части. От образований Кони-Пьягинского звена Удско-Мургальской дуги структура отделена долгоживущим Магаданским (Челомджа-Ямским) структурным швом, который контролирует и размещение неоген-кайнозойских впадин [11, 21 и др.].

В целом в разрезе вулканитов мощностью 1000 м преобладают лавы и туфы базальтов, трахибазальтов, андезитов, андезибазальтов, в меньшей степени развиты дациты и риолиты, приуроченные обычно к верхним частям разреза [19].

В стратотипе (бассейн р. Момолтыкис) момолтыкическая свита представлена пироксен-амфиболовыми андезитами, их туфолавами, агломератовыми лавами с редкими прослоями туфов риодацитов, алевролитов, туффитов, углисто-глинистых сланцев с флорой *Nilssonia acuminata* Presb.(?). Мощность отложений – 300–470 м. Породы залегают на верхнеюрских морских терригенных образованиях, перекрываются толщей вулканомиктовых туфоконгломератов, туфопесчаников, туффитов с флорой конца раннего мела [10]. Восточнее в пределах той же структуры в разрезе свиты возрастает роль вулканогенно-осадочных отложений (рис. 2, колонки 5, 6). Так, в бассейне нижнего течения р. Хасын в средней части свиты залегают линза терригенно-угленосных пород мощностью 255–490 м, ранее выделявшаяся как хасынская свита. Она сложена в нижней части алевролитами, аргиллитами, углистыми аргиллитами с прослоями углей (их количество достигает 11–13 пластов) и ритмично слоистыми разнотерригенными песчаниками и алевролитами – в верхней. Мощность угольных пластов от 0.6 до 5 м. Угольные пласты (Хасынское угольное месторождение) обрабатывались в 1934–1954 гг. Нижние горизонты угленосной пачки содержат ископаемую флору: *Equisetites* sp., *E. aff. ferganensis* Sew., *Coniopteris* sp., *C. aff. nympharum* (Heer) Vachr., *Cladophlebis aff. aldanensis* Vachr., *C. serrulata* Samyl., *C. frigida* (Heer), *Rafaelia diamensis* Sew., *Heilungia* sp., *Sphenobaiera ex gr. longifolia* (Pom.) Fl., *Phoenicopsis ex gr. angustifolia* Heer, *Thallites* sp., *Ginkgo ex gr. huttonii* (Sternb.) Heer, *Pseudotorellia* sp., *Pityophyllum ex gr. staratschirii* (Heer) Nath., *Podozamites cf. gramineus* Heer, определяющую позднеюрско-неокомовый возраст отложений (заключение Г.Г. Филипповой).

Частный разрез мощностью 460–510 м верхней части свиты изучен на левобережье р. Палатка, где подошва и кровля не зафиксированы (рис. 2, колонка 7). Здесь обнажаются переслаивающиеся массивные, миндалекаменные и брекчиевые лавы оливин-пироксеновых, пироксеновых базальтов, плагиобазальтов, трахибазальтов и андезибазальтов с отдельными

прослоями слоистых лапиллиевых туфов смешанного состава. Мощность потоков – от 50 до 100 м.

Породы момолтыкической свиты слагают также *Агатовскую структуру*, которая фиксируется в бассейне верховьев рр. Холоткан и Носэгчан (рис. 1) и представляет собой вулканотектоническую Носэгчанскую депрессию. Разрез свиты (рис. 2, колонка 1): насыщен остатками позднеюрско-неокомовой флоры: *Coniopteris settacea* (Pryn.) Vachr., *Anomozamites* sp. indet., *Nilssonia* Samyl., *Sphenobaiera ex gr. angustifolia* (Heer), *Czekanowskia ex gr. rigida* Heer, *Phoenicopsis ex gr. angustifolia* (Heer). Общая мощность отложений достигает 900 м. Они залегают на нижнеюрских терригенных образованиях и перекрываются кайнотипными двупироксеновыми андезитами малтанской (улынской) свиты позднеальбского возраста Охотско-Чукотского вулканогена [14].

В *Джугаджакской структуре*, расположенной на правобережье р. Килгана (рис. 1), породы момолтыкической свиты при детальном разрезе выделены А.Э. Ливачем с соавторами (1975 г.) в иваньинскую толщу. Вулканиты (рис. 2, колонка 3) с несогласием залегают на нижнеюрских отложениях мезозойского и перекрываются кислыми эффузивами энгтеринской свиты (стратиграфический аналог аскольдинской свиты апта Омсукчанского прогиба). Породы момолтыкической и энгтеринской свит содержат флору неокомового возраста: *Cladophlebis aff. lenaensis* Vachr., *C. cf. aldanensis* Vachr., *Ctenis* sp., *Phoenicopsis ex gr. angustifolia* (Heer), *Pityophyllum nordenskioldii* (Heer) Nath., *Desmiophyllum* sp.

В *Нявленгинской структуре* (рис. 1) эффузивы неокомового возраста слагают нижнюю часть вулканогенного разреза территории. Они ранее выделялись как андезитовая толща [3, 12], момолтыкическая свита [19], иваньинская толща. Разрез сложен переслаивающимися лавами и туфами амфиболовых андезитов и андезибазальтов, в меньшей мере развиты афировые плагиобазальты, незначительную роль играют туфы и лавы дацитов, дациандезитов (рис. 2, колонка 4). В средней части отмечаются линзовидные прослои туфоалевролитов, туфопесчаников, которые содержат флору *Pityophyllum staratschirii* (Heer) Nath., *Sequoia?* sp. indet. раннего мела (заключение Г.Г. Филипповой). Общая мощность толщи 130–750 м. Свита залегают на триасово-нижнеюрских отложениях мезозойского, перекрывается кислыми вулканитами, которые по составу и возрасту параллелизуются с аскольдинской свитой Омсукчанского прогиба аптского возраста [13].

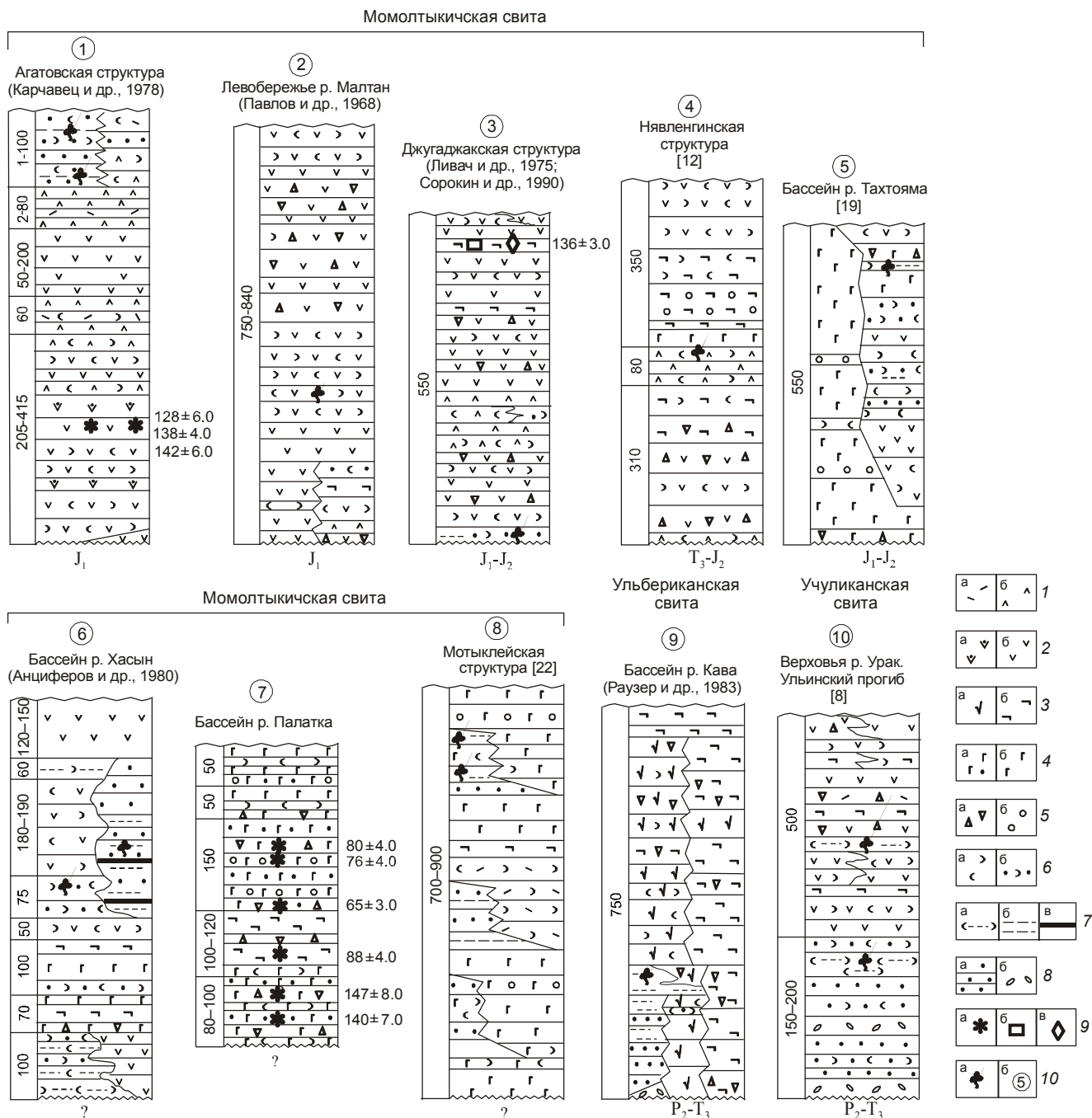


Рис. 2. Стратиграфические разрезы верхнеюрско-неокомовых отложений Северного Приохотья.

1 – риолиты (а), дациты, дациандезиты (б); 2 – андезиты: двупироксеновые (а), амфиболовые (б); 3 – андезиты нерасчлененные (а), андезибазальты (б); 4 – базальты: оливин-пироксеновые (а), нерасчлененные (б); 5 – лавы: брекчиевые, агломератовые (а), миндалекаменные (б); 6 – лапиллиевые туфы (а), туфопесчаники (б); 7 – туфоалевролиты (а), аргиллиты, углесто-глинистые сланцы (б), угли (в); 8 – песчаники (а), конгломераты, гравелиты (б); 9 – изотопные датировки пород, млн лет: а – К-Аг (колл. Т.Б. Русаковой), б – Rb-Sr [31], в – Аг-Аг [18]; 10 – ископаемая флора (а), номер колонки на рис. 1 (б).

Породы момолтыкичской свиты выполняют также *Мотыклейскую структуру*, расположенную на междуречье Кава–Тауй. Она детально изучена Е.Г. Песковым [21, 22], который первоначально выделил слагающие ее вулканиты и аналогичные

по составу породы п-овов Кони и Пьягина в Тауйскую вулканическую зону ОЧВП. Позже эффузивы Мотыклейской структуры он отнес к орогенным образованиям [23]. Структура представляет собой эродированный стратовулкан, сложенный терриген-

но-вулканогенными отложениями, прорванными в центральной части массивом лейкогранитов. Стратифицированные образования, объединенные в момолтыкичскую свиту, представлены чередующимися потоками миндалекаменных и массивных оливин-пироксеновых, двупироксеновых базальтов, трахибазальтов, андезибазальтов с прослоями их туфов, туффитов, туфоалевролитов, туфопесчаников, углисто-глинистых сланцев. По латерали доля вулканогенных пород увеличивается до 50 %, появляются прослои туфов кислого состава. Но в целом базальты в объеме свиты преобладают. Мощность отложений от 700 до 900 м (рис. 2, колонка 8). Терригенные прослои содержат флору: *Ctenis* sp. indet., *Nillsonia* sp. indet., *Czekanowskia* ex gr. *rigida* Heer, *Pityophyllum nordenskioldii* (Heer) Nath., определяющую, по мнению А.Ф. Ефимовой и Г.Г. Филипповой, мезозойский возраст отложений.

Следует отметить, что Мотыклейская структура по своему строению в общем сходна с Нявленгинской и Джугаджакской, в то время как в Кони-Пьягинской зоне УМОД подобные структуры отсутствуют.

Ульбериканская свита. На западном окончании Челомджа-Тахтоямского грабена, в бассейнах рр. Иня и Кава, неокомовые вулканиты объединены А.А. Раузером с соавторами (1983 г.) в ульбериканскую свиту, которая перекрывает с угловым и стратиграфическим несогласием пермско-триасовые отложения Охотского микроконтинента. Она представлена в нижней части переслаивающимися туфопесчаниками с прослоями туфоконгломератов, алевролитов, аргиллитов и углисто-глинистых сланцев, в верхней – андезибазальтами, андезитами, замещающимися по латерали их лавобрекчиями и туфами. Отмечается увеличение доли вулканитов в разрезе с севера на юг, вплоть до полного исчезновения терригенной составляющей. Мощность терригенной пачки колеблется от 80 до 470 м, вулканогенной – до 710 м (рис. 2, колонка 9). Туфогенно-осадочные отложения содержат неокомовую (берриас-валанжин) флору (заключение Е.Л. Лебедева).

По представлениям В.Ф. Белого, Е.Л. Лебедева [1, 15], отложения свиты принадлежат Охотско-Чукотскому вулканогену, Е.П. Сурмиловой и В.Г. Королькова – Тауйскому вулканогенно-плутоническому поясу активной континентальной окраины [32].

Учуликанская свита развита на междуречье Мая–Урак, где слагает основание долгоживущей вулканической структуры – Ульинского прогиба, являющегося, согласно [8, 15], одной из структур ОЧВП.

Свита залегает с угловым несогласием на пермско-среднеюрских отложениях Охотского микроконтинента и перекрывается альб-сеноманскими вулканогенными образованиями [8, 15]. Сложена в нижней части конгломератами, туфоконгломератами, туфопесчаниками, туффитами, в верхней – андезитами, андезибазальтами, их лавобрекчиями и туфами, с горизонтами игнимбритов и лав кислого состава (рис. 2, колонка 10). Мощность отложений достигает 700 м. Туфы содержат флору матийского горизонта берриас-валанжинского возраста: *Ctenis anyuensis* Phyllyp., *Ctenis* sp. indet., *Czekanowskia rigida* Heer, *Coniopteris* ex gr. *burejensis* (Zalessk.) Sew., *Phoenicopsis angustifolia* (Heer), *Sagenopteris* ? sp. *Cladophlebis* aff. *multinervis* Golova, *Ginkgo adiantoides* (Ung.) Heer [8, 15].

Позднеюрско-неокомовые отложения этой структуры В.Ф. Белый объединил с перекрывающими их альбскими вулканитами в ульбериканскую свиту, которую также отнес к низам ОЧВП [1], другие исследователи [17, 20] выделили их в самостоятельную структуру – Удской вулканогенно-плутонический пояс, развивавшийся до формирования ОЧВП.

Геохронология

Геохронометрически охарактеризованы К-Аг методом вулканиты Агатовской, Джугаджакской и Челомджа-Тахтоямской структур. Интерпретация массивов геохронометрических данных основана на методике, выработанной в СВКНИИ и опубликованной в ряде работ [9, 13, 14]. Согласно ей, возраст породы (время кристаллизации расплавов) определяется реликтовыми (максимальными) датировками из всей выборки геологически одновозрастных образований. Минимумы на гистограммах таких датировок фиксируют время вторичных преобразований изотопных систем пород, произошедших при воздействии каких-либо термальных событий.

Как видно из таблицы и гистограммы, наблюдается значительный разброс датировок, охватывающий интервал в 80 млн лет: от 65 ± 3 до 147 ± 8 (табл. 1, рис. 3).

Так, по андезибазальтам и комагматичным дайкам долеритов Агатовской структуры получены датировки в интервалах: 79–81 и 117–142 млн лет, из которых только древние даты 136 ± 2.7 – 142 ± 6 млн лет отвечают неокому (берриас-валанжин) (табл. 1; рис. 2, колонка 1). Как указывалось выше, вулканогенно-терригенные прослои среди андезибазальтов и андезитов момолтыкичской свиты этой структуры содержат позднеюрско-неокомовую флору.

Датирование вулканитов из разреза, составленного по коренным породам в бассейне р. Палатка (Челомджа-Тахтоямский грабен), выявило спектр дат

Таблица 1. Материалы К-Аг датирования пород момолтыкичской свиты.

Номер пробы	Порода	Автор коллекции	К, %	⁴⁰ Ar, нг/г	Возраст ± σ, млн лет
Агатовская структура					
479/Н	Андезит	Найборodin В.И.	3.14	17.60	79±1.5
463	То же	Найборodin В.И.	1.97	11.10	80±1.6
648	—«—	Найборodin В.И.	2.29	13.10	81±1.7
119а	Андезибазальт	Найборodin В.И.	1.21	10.10	117±2.3
807	Трахидолерит (дайка)	Пляшкевич Л.Н.	1.22	10.40	119±2.4
647	То же	Найборodin В.И.	0.81	6.96	120±2.4
120	Андезит	Найборodin В.И.	1.24	11.0	124±2.5
463	То же	Найборodin В.И.	7.38	67.3	127±2.5
451	—«—	Найборodin В.И.	1.68	16.4	136±2.7
штр.5-4	Трахидолерит (дайка)	Пляшкевич Л.Н.	1.05	10.30	137±2.7
а-3/р	Андезибазальт	Русакова Т.Б.	3.24	29.80	128±6.0
а-2/р	То же	—«—	3.13	31.19	138±4.0
а-1/р	—«—	—«—	3.20	32.82	142±6.0
Джугаджакская структура					
1647	Диорит (дайка)	Ливач А.Э.	1.51	13.16	122±2.4
1339	Андезибазальт	—«—	2.02	18.57	128±2.4
1372	Фельзориолит	—«—	4.02	36.96	128±2.5
Челомджа-Тахтоямский грабен (бассейн р. Палатка)					
12	Лавобрекчия трахибазальта	Русакова Т.Б.	1.45	6.68	65±3.0
5-1	Андезибазальт афировый	—«—	0.50	2.34	66±9.0
12-3	Трахибазальт	—«—	1.76	9.50	76±3.0
12-4	Базальт	—«—	1.00	5.64	80±4.0
11-2	Трахиандезибазальт	—«—	1.44	8.97	88±4.0
3-2	Трахибазальт	—«—	1.32	8.72	93±4.0
6-1-р	Туф основного состава	—«—	0.93	6.35	96±4.0
10-1	Трахибазальт	—«—	0.53	5.36	140±7.0
10-3	Базальт афировый	—«—	0.52	5.51	147±8.0

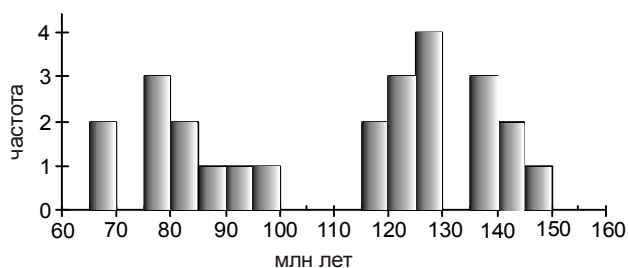


Рис. 3. Распределение К-Аг датировок пород момолтыкичской свиты.

в интервале 65–88 и 140–147 млн лет (табл. 1, рис. 2, колонка 7).

Из этой же толщи на некотором удалении от указанного разреза получены только молодые даты: 66 ± 9.0 ; 93 ± 4 ; 96 ± 4 млн лет (табл. 1). Но лишь даты 147 ± 8 и 140 ± 7 млн лет согласуются с позднеюрско-неокомовым возрастом флоры, которая содержится в терригенных прослоях среди базальтов свиты (Хасынское угольное месторождение), развитой в

10 км западнее описанного разреза (рис. 2, колонка 6). Появление молодых датировок, скорее всего, обусловлено ороговикованием, которому подверглись верхние части разреза от внедрения слабо вскрытой интрузии гранодиоритов.

В Джугаджакской структуре по рудным телам м-ния Джульетта, размещающимся среди андезитов момолтыкичской (иваньинской) свиты, получены Rb-Sr и Ar-Ag даты 136 ± 3 млн лет [18, 31], отвечающие концу валанжина. Эти датировки указывают на верхний возрастной предел вмещающих их отложений.

Вулканыты нижней части разреза Ульинского прогиба, выделенные в ядринскую серию, в состав которой входит и ульбериканская свита (учуликанская, по [7, 15]), охарактеризованы 12 К-Аг датировками в интервале от 64 до 138 млн лет [16]. Нижние части этих отложений (учуликанская свита) содержат флору раннего неокома (матийский комплекс).

Таким образом, возраст вулканитов (момолтыкичская, учуликанская свиты), слагающих вы-

шеописанные структуры, по палеофитологическим и геохронометрическим данным согласуется, укладываясь в интервал 147 ± 8 – 136 ± 3 млн лет (поздняя юра–валанжин).

Анализ К-Аг датировок вулканитов из разных структур выявил однотипное поведение их изотопных систем: отсутствуют датировки в интервалах 117–81 млн лет (Агатовская структура) и 140–96 млн лет (Челомджа-Тахтоямский грабен). Общий минимум фиксируется в диапазоне 115–100 млн лет (рис. 3) и по времени коррелируется с функционированием Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, возраст которого определяется в 110–94 млн лет, по [14].

Петрогеохимия

Петрогеохимическая характеристика вулканитов приводится по данным геологических съемок, в которых участвовал автор, полевых исследований автора последних лет и опубликованных материалов.

Как уже говорилось, верхнеюрско-неокомовые вулканиты представлены слабо дифференцированными покровами миндалекаменных, пузыристых и афировых базальтов, андезибазальтов и их субщелочных разновидностей, в меньшей степени андезитами, что отчетливо отражается на TAS-диаграмме (табл. 2, рис. 4). Незначительную роль играют дациандезиты и дациты. Состав базальтов и трахибазальтов: плагиоклаз, оливин, обычно замещенный нацело идингситом и боулингом, моноклиный пироксен, редко амфибол, вулканическое стекло. В андезибазальтах и андезитах во вкрапленниках преобладает плагиоклаз, реже – амфибол и редко – моноклиный пироксен.

По химическому составу вулканиты всех структур существенно натровые, содержание Na_2O колеблется в пределах 2–4.5 %, и лишь породы Джугаджакской структуры характеризуются повышенной калиевокостью, обусловленной гидротермальным метасоматозом, сопровождающим орудование в этой структуре.

На диаграмме K_2O – SiO_2 (рис. 5) фигуративные точки большей части неизменных пород Челомджа-Тахтоямского грабена и Мотыклейской структуры соответствуют умереннокалиевым породам известково-щелочной серии, в меньшей мере – низкокалиевым

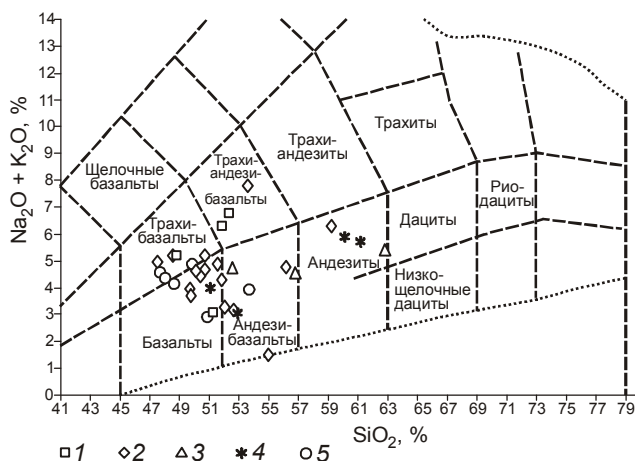


Рис. 4. Положение составов позднеюрско-неокомовых вулканитов на TAS-диаграмме, по [24].

Момолтыкичская свита, структуры: 1 – Агатовская, 2 – Челомджа-Тахтоямский грабен, 3 – Нявленгинская, 4 – Джугаджакская, 5 – Мотыклейская.

толеитам. Эффузивы, слагающие рудные поля Агатовское и Джульетта, а также лавобрекчии и ороговикоманные базальты Челомджа-Тахтоямского грабена отличаются повышенными концентрациями калия, что вызвано, вероятно, наложенными процессами (ороговикованием, гидротермальным метасоматозом).

Вне зависимости от кремнекислотности пород для вулканитов большинства структур характерно более или менее постоянное содержание таких оксидов, как TiO_2 , $\text{FeO}_{\text{общ}}$, MgO , P_2O_5 (табл. 2, рис. 6).

В то же время, породы разных структур различаются по содержанию MgO : в базальтах и андезибазальтах Челомджа-Тахтоямской и Агатовской они достигают в среднем 5.35 % и 5.05 %, соответственно, в Мотыклейской – 4.04 %. В андезитах и части андезибазальтов Джугаджакской и Челомджа-Тахтоямской структур содержания MgO не превышают 1.5–3.5 %.

Повышенными концентрациями TiO_2 выделяются базальты и андезибазальты Мотыклейской и Челомджа-Тахтоямской структур: среднее 1.46 и 1.58 % (при максимальных 2.68–2.59 %), соответственно. В аналогичных породах остальных структур среднее содержание TiO_2 составляет 0.83–1.1 %.

Примечание к таблице 2. Оксиды – %; малые элементы – г/т; * – Fe_2O_3 общее; Н.д. – нет данных; в скобках – количество проанализированных проб. Авторы коллекций: П – Пляшкевич Л.Н., К – Карчавец В.П., Р – Русакова Т.Б. Челомджа-Тахтоямский грабен: 1 – трахибазальты, 2 – базальты, 3 – андезибазальты, 4 – трахиандезибазальт, 5 – туфы. Джугаджакская структура: 1 – базальт, 2 – андезибазальт, 3 – андезиты. Агатовская структура: 1 – трахибазальт, 2 – долерит, 3 – трахиандезибазальты. Нявленгинская структура: 1 – базальты, 2 – андезибазальты, 3 – андезиты. Мотыклейская структура: 1 – трахибазальты, 2 – базальт, 3 – андезибазальт.

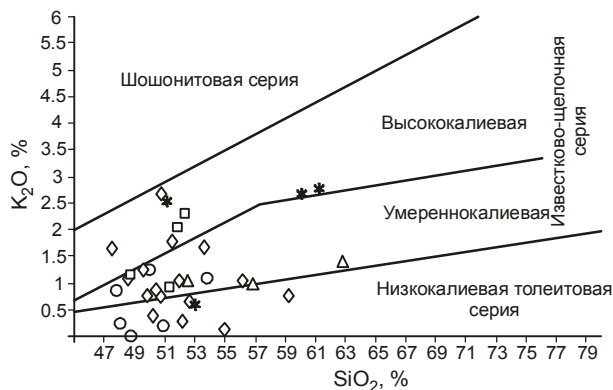


Рис. 5. Соотношение K_2O-SiO_2 в породах момолтыкичской свиты. Условные знаки см. на рис. 4.

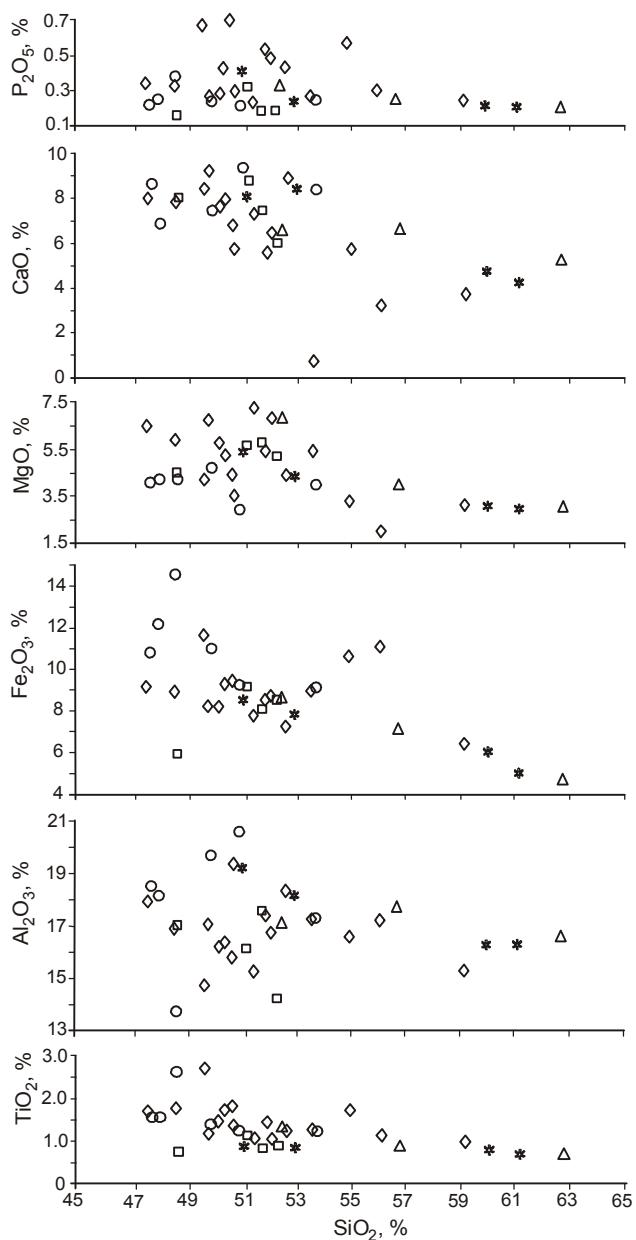


Рис. 6. Вариационные диаграммы А. Харкера. Условные знаки см. на рис. 4.

Вулканиды из разновозрастных структур Северного Приохотья различаются достаточно уверенно концентрациями малых элементов (табл. 3).

Так, породы Челомджа-Тахтоямского грабена характеризуются повышенными содержаниями Sr, Rb, Zr, Nb, Y по сравнению с таковыми Кони-Пьягинской зоны УМОД. Примечательно, что поведение Sr однотипно в породах Челомджа-Тахтоямского грабена Удского пояса, Арманской структуры ОЧВП и самых поздних базальтов Хатачанского плато внутриконтинентальной Хакаринско-Энмываамской цепи (ХЭВЦ, по [14]): с увеличением содержания кремнезема понижается количество Sr; для вулканидов Кони-Пьягинской зоны УМОД с повышением кислотности концентрации Sr увеличиваются.

В целом же концентрации Sr и Zr минимальны в породах Кони-Пьягинской зоны УМОД (среднее 421 и 66 г/т, соответственно) и максимальны в базальтах Хатачанского плато ХЭВЦ – 715 и 259 г/т, соответственно. В вулканидах Челомджа-Тахтоямского грабена Удского пояса средние содержания этих элементов составляют 506 и 157 г/т, Арманской структуры ОЧВП – 474 и 119 г/т (табл. 3).

Эффузивы Кони-Пьягинской зоны УМОД отличаются также повышенным содержанием глинозема (среднее 19%), которое в породах других структур не превышает 17–18% (табл. 3). Согласно исследованиям Т.И. Фроловой с соавторами [37], низкие концентрации Zr и повышенные – Al_2O_3 свойственны вулканидам островных дуг.

Сравнение петрогеохимических характеристик пород разновозрастных структур Северного Приохотья выявило общность обстановок формирования позднеюрско-неокомовых эффузивов Удского пояса (Челомджа-Тахтоямский грабен) и альбских вулканидов ОЧВП (Арманская структура), соответствующих окраинно-континентальным. Вулканидам Кони-Пьягинской зоны УМОД свойственны островодужные характеристики.

Так, на диаграмме АФМ фигуративные точки вулканидов Челомджа-Тахтоямского грабена, наряду с эффузивами ОЧВП и ХЭВЦ, лежат в области известково-щелочной серии, тогда как породы Кони-Пьягинской зоны УМОД располагаются в поле толеитов (рис. 7).

На диаграмме Б.Н. Пискунова [25] эффузивы момолтыкичской свиты Челомджа-Тахтоямского грабена (поздняя юра–неоком), нанкалинской Арманской структуры (альб) и мыдыкитской Хатачанского плато (кампан) занимают область окраинно-континентальных поясов, эффузивы Кони-Пьягинской зоны – преимущественно островных дуг (рис. 8).

Таблица 3. Средний химический состав вулканитов основного-среднего состава из разновозрастных структур Северного Приохотья.

Компоненты	Момолтыкичская свита. Бассейн р. Палатка. Челомджа-Тахтоямский грабен (колл. Т.Б. Русаковой)				Сигланская и пьягинская тощи. Кони-Пьягинская зона Удско-Мургальской дуги (колл. В.А. Сурчилова)		Нанкалинская свита. Арманская структура Охотско- Чукотского вулканогенного пояса (по [14] и колл. Т.Б. Русаковой)			Мыгдыкитская свита. Хагачанское плато Хакаринско- Энмываамской цепи (по [38])		
	Трахит- базальт (6)	Базальт (5)	Трахитандези- базальт (1)	Андези- базальт (2)	Туф (2)	Базальт (7)	Андези- базальт (5)	Базальт (3)	Трахит- базальт (3)	Андези- базальт (10)	Базальт (2)	Андези- базальт (7)
SiO ₂	49.90	50.81	53.61	53.84	57.68	50.14	52.82	49.1	49.31	54.12	50.19	53.26
TiO ₂	1.51	1.60	1.25	1.48	1.06	1.15	1.36	1.37	1.18	1.14	2.07	1.61
Al ₂ O ₃	16.87	16.42	17.2	17.41	16.22	20.04	18.24	17.67	16.68	17.28	15.87	16.20
Fe ₂ O ₃ общ	9.79	10.31	9.92	9.92	9.98	11.21	11.47	10.34	10.45	8.93	11.05	9.37
MnO	0.15	0.20	0.15	0.26	0.195	0.19	0.24	0.19	0.17	0.15	0.16	0.15
MgO	5.56	5.70	5.4	3.83	2.53	4.00	3.58	5.38	3.63	3.33	4.59	4.09
CaO	7.16	7.48	0.82	7.32	3.465	9.28	7.80	9.59	5.97	7.44	8.47	7.78
Na ₂ O	3.54	3.10	6.15	1.97	4.61	3.02	3.47	2.93	4.40	3.37	3.26	3.29
K ₂ O	1.38	0.83	1.67	0.39	0.91	0.18	0.27	0.65	1.83	1.09	1.02	1.34
P ₂ O ₅	0.36	0.47	0.26	0.50	0.26	0.12	0.19	0.38	0.37	0.26	0.96	0.67
п.п.п.	3.77	3.04	3.53	3.08	3.075	0.66	0.54	2.39	6.01	3.13	2.37	2.24
Сумма	99.96	99.97	99.6	99.99	100.0	100.0	99.99	99.98	99.99	100.0	99.99	100.0
Rb	24	15	16	9	22	12	13	16	53	26	23	27
Sr	544	584	442	550	410	391	451	552	412	457	744	687
Y	26	33	17	33	32	19	24	40	25	24	37	30
Zr	138	179	114	175	178	54	77	112	111	136	271	248
Nb	10	11	10	10	11	7	7	10	9	8	13	7

Примечание. Оксиды – %, малые элементы – г/т. В скобках – количество проанализированных проб.

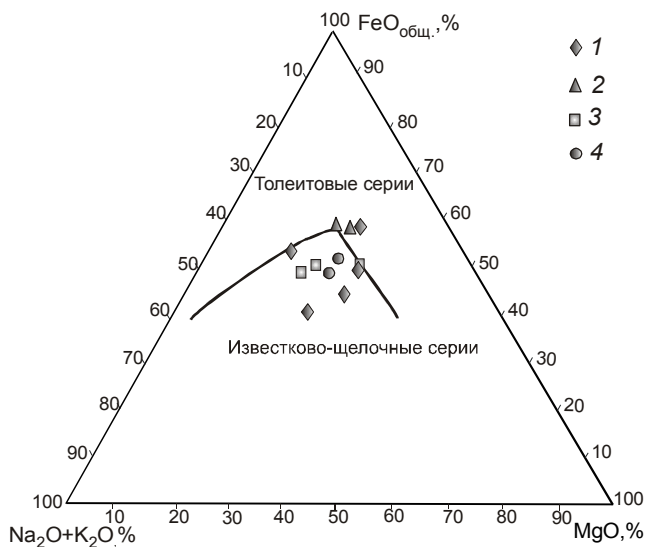


Рис. 7. Положение разновозрастных вулканитов на диаграмме AFM.

1 – момолтыкичская свита Челомджа-Тахтоямского грабена (J₃-K₁ неоком), 2 – сигланская, пъягинская толщи Кони-Пъягинской зоны Удско-Мургалъской островной дуги (J₃-K₁ неоком), 3 – нанкалинская свита Арманской структуры ОЧВП (K₁ альб), 4 – мыгдыкитская свита Хатачанского плато Хакаринско-Энмываамской цепи (K₂ кампан).

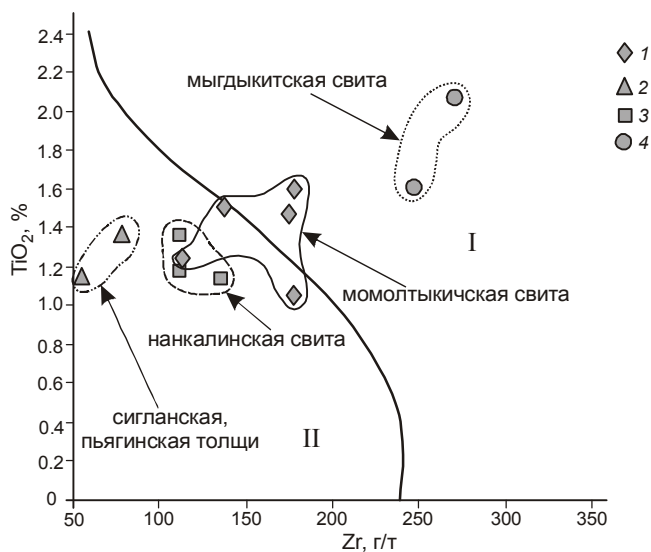


Рис. 9. Фрагмент дискриминантной диаграммы для средних составов вулканитов разновозрастных структур Северного Приохотья.

1 – момолтыкичская свита Челомджа-Тахтоямского грабена Удского пояса, 2 – сигланская и пъягинская толщи Кони-Пъягинской зоны Удско-Мургалъской островной дуги, 3 – нанкалинская свита Арманской структуры ОЧВП, 4 – мыгдыкитская свита Хатачанского плато Хакаринско-Энмываамской цепи. Поля по [40]: I – лавы внутриплитные, II – лавы вулканических дуг.

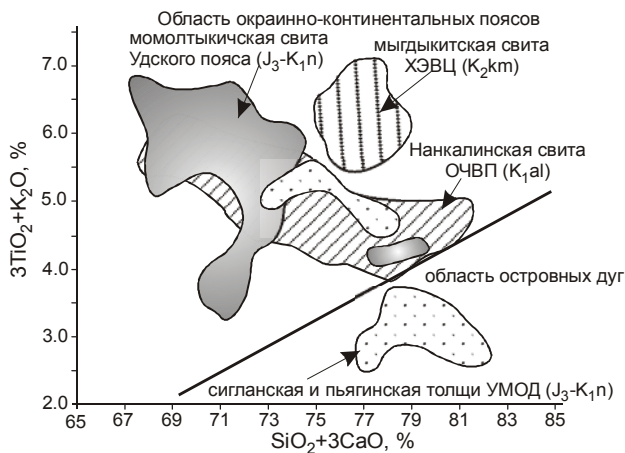


Рис. 8. Геодинамические обстановки формирования вулканитов структур Северного Приохотья.

Поля по [25]. Количество проанализированных проб: момолтыкичская свита – 16, сигланская, пъягинская толщи – 12, нанкалинская свита – 16, мыгдыкитская свита – 9.

В координатах Zr–TiO₂ вулканиты момолтыкичской свиты занимают пограничную область между внутриконтинентальными лавами и лавами вулканических дуг, тяготея в большей степени к внутриплитным образованиям (рис. 9).

В то же время, несмотря на сходные вещественные характеристики и условия формирования

позднеюрско-неокомовых (147–138 млн лет) вулканитов и альбских (110–104 млн лет) эффузивов ОЧВП, большой временной перерыв, охватывающий готерив–апт (около 30 млн лет), заставляет рассматривать их как продукты отдельных этапов вулканизма в меловое время. Это подтверждает точку зрения Л.Ф. Мишина [17] и Л.М. Парфенова [20] о существовании в поздней юре-неокоме на краю континента вулканогенного пояса.

Оруденение

Специфика позднеюрско-неокомового этапа континентального вулканизма выразилась также в формировании Au-Ag оруденения вулканогенного типа, приуроченного к отдельным вулканическим депрессиям: месторождения Агатовское одноименной структуры и Джульетта – Джугаджакской. В обеих структурах рудные тела размещаются в пропилитизированных или березитизированных андезибазальтах, андезитах и дациандезитах момолтыкичской свиты, приурочены к разломам северо-западного и субширотного простирания, представлены, как правило, жилами выполнения и жильными зонами карбонат-кварцевого, реже адуляр-кварцевого состава. Рудные минералы составляют в жилах в среднем 1–3 % (при колебаниях от десятых

долей до 10–20 %) и представлены преимущественно пиритом, галенитом, сфалеритом, халькопиритом. Соотношение Au и Ag меняется от 1:200 до 1:1, в среднем составляя 1:10 [7], (Карчавец и др., 1978; Землянкин, 1978).

Раннемеловой возраст оруденения подтверждается согласующимися Rb-Sr изохронной и Ar-Ar датами 136 ± 3.0 млн лет, полученными по рудным телам месторождения Джульетта [18, 31]. На месторождении Агатовское сопоставимыми датами 142–138 млн лет (K-Ar метод) охарактеризованы интенсивно карбонатизированные и сульфидизированные андезиты (с глубины 900 м от поверхности), вмещающие одно из рудных тел – жилу Лунная (табл. 1).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Имеющиеся геолого-геохронометрические материалы по позднеюрско-неокомовым вулканитам Северного Приохотья позволили уточнить возраст и условия формирования этих образований. Они подтверждают правомерность отнесения описанных вулканитов к самостоятельной структуре – Удскому вулканическому поясу, выделенному Л.М. Парфеновым, Л.Ф. Мишиным с соавторами [17, 20]. Его формирование происходило в поздней юре–неокоме синхронно со становлением Удско-Мургальской островодужной системы (островной дуги), и процесс этот происходил на краю континента, что отразилось на петрогеохимических особенностях пород, которые в большей степени коррелируются с аналогичными особенностями эффузивов окраинно-континентального Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Сближает их и металлогеническая специализация: вулканоструктуры, сложенные позднеюрско-неокомовыми (147–138 млн лет) вулканитами (Агатовская и Джугаджакская) и альб-сеноманскими (110–94 млн лет) эффузивами (Карамкен, Сопка Кварцевая), нередко вмещают вулканогенное Au-Ag оруденение эпitherмального типа. На территории Северного Приохотья установлен еще целый ряд небольших депрессий, выполненных позднеюрско-неокомовыми образованиями, что ставит их в ряд перспективных на обнаружение этого типа оруденения.

Несмотря на сходные условия формирования позднеюрско-неокомовых (147–138 млн лет) вулканитов и альб-сеноманских (110–94 млн лет) эффузивов, значительный временной перерыв в 30 млн лет (готерив–апт) между их формированием еще раз подтверждает, что они являются продуктами самостоятельных этапов эволюции мелового вулканизма в Северном Приохотье.

Автор искренне благодарит И.Л. Жуланову за обсуждение и конструктивные замечания, учтенные при написании этой работы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Белый В.Ф. Стратиграфия и структуры Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. М.: Наука, 1977. 171 с.
2. Белый В.Ф. Формации и тектоника Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. М.: Наука, 1978. 213 с.
3. Бочарников Ю.С., Ичетовкин Н.В. О связи магматизма и оруденения на примере Нявленгинской вулканотектонической депрессии // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Магадан, 1980. Вып. 25. С. 74–87.
4. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России: в 2 кн. / Под ред. А.И. Ханчука. Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 1. 572 с., Кн. 2. 981 с.
5. Геология СССР. Т. XXX. Северо-Восток СССР. Геологическое описание. Кн. I. М.: Изд-во Недра, 1970. 548 с.
6. Горячев Н.А. Удско-Мургальская магматическая дуга: геология, магматизм, металлогения // Проблемы металлогении рудных районов Северо-Востока России / Сб. науч. трудов. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2005. С. 17–38.
7. Григорьев Н.В., Коган В.Б. Особенности геологического строения золото-серебряного месторождения Джульетта // Золото северного обрамления Пацифики / Междунар. горно-геол. форум: Тез. докл. Всеколымской горно-геол. конф., посвященной 80-летию Первой Колымской экспедиции Ю.А. Билибина (Магадан, 10–14 сентября 2008 г.). Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2008. С. 39–40.
8. Громов В.В., Лебедев Е.Л., Ставцев А.Л. Геологическое строение Ульинского прогиба (Приохотье) // Сов. геология. 1980. № 3. С. 74–85.
9. Жуланова И.Л., Русакова Т.Б., Котляр И.Н. Геохронология и геохронометрия эндогенных событий в мезозойской истории Северо-Востока Азии. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН; М.: Наука, 2007. 358 с.
10. Закандырин В.В. Государственная геологическая карта СССР. 1:200000. Сер. Магаданская. Лист Р-55-XXXVI: Объясн. зап. М.: Госгеолтехиздат, 1963. 87 с.
11. Корольков В.Г. Государственная геологическая карта (новая серия). 1:1000000. Листы: О-56, Р-56, 57. Росгеолком. СПб: ВСЕГЕИ, 1992.
12. Котляр И.Н. Золото-серебряная рудоносность вулканоструктур Охотско-Чукотского пояса. М.: Наука, 1986. 263 с.
13. Котляр И.Н., Жуланова И.Л., Русакова Т.Б., Гагиева А.М. Изотопные системы магматических и метаморфических комплексов Северо-Востока России. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2001. 319 с.
14. Котляр И.Н., Русакова Т.Б. Меловой магматизм и рудоносность Охотско-Чукотской области: геолого-геохронологическая корреляция. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2004. 152 с.
15. Лебедев Е.Л. Стратиграфия и возраст Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. М.: Наука, 1987. 175 с.
16. Мишин Л.Ф. Породные группы и серии краевых вулканических поясов. М.: Наука, 1982. 123 с.

17. Мишин Л.Ф., Чжао Чунцзин, Солдатов А.И. Мезозойско-кайнозойские вулcano-плутонические пояса и системы в континентальной части востока Азии и их зональность // Тихоокеан. геология. 2003. Т. 22, № 3. С. 28–47.
18. Ньюберри Р. Дж., Лейер П.У., Ганс П.Б. и др. Предварительный анализ хронологии мезозойского магматизма и оруденения на Северо-Востоке России с учетом датировок $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ и данных по рассеянным элементам изверженных и оруденелых пород // Золотое оруденение и гранитоидный магматизм Северной Пацифики. В 2-х т. Т. 1. Геология, геохронология и геохимия / Тр. Всерос. совещ. (Магадан, 4–6 сентября 1997 г). Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2000. С. 181–205.
19. Огородов В.А. Государственная геологическая карта СССР. 1:200000. Сер. Магаданская. Листы Р-56-XXXV, XXXVI: Объясн. зап. Москва, 1978. 93 с.
20. Парфенов Л.М., Натапов Л.М., Соколов С.Д., Цуканов Н.В. Террейны и аккреционная тектоника востока Азии // Геотектоника. 1993. № 1. С. 68–78.
21. Песков Е.Г. Мотыклейская вулканоструктура Тауйской вулканической зоны (Северное Приохотье): Автореф. дис... канд. геол.-минер. наук. Новосибирск, 1977. 21 с.
22. Песков Е.Г. Государственная геологическая карта СССР. 1: 200000. Сер. Магаданская. Лист О-55-V, XI: Объясн. зап. Москва, 1980. 100 с.
23. Песков Е.Г. Сводообразование и рифтогенез на Северо-Востоке Азии // Геотектоника. 1984. № 2. С. 76–85.
24. Петрографический кодекс России. Магматические, метаморфические, метасоматические и импактные образования. Изд-е. 2-е, перераб. и дополн. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2008. 200 с.
25. Пискунов Б.Н. Геолого-петрологическая специфика вулканизма островных дуг. М.: Наука, 1987. 237 с.
26. Решения 2-го Межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою Северо-Востока СССР. Магадан, 1978. 128 с.
27. Решения Третьего межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и мезозою Северо-Востока России. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2009. 268 с.
28. Симонов Ю.Н. Государственная геологическая карта СССР. 1:200 000. Сер. Верхнеколымская. Лист Р-56-XXIX: Объясн. зап. Магадан, 1979. 78 с.
29. Соколов С.Д. Аккреционная тектоника Корьяско-Чукотского сегмента Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1992. 182 с.
30. Сперанская И.М. К вопросу о стратиграфическом расчленении меловых вулканических формаций юго-западной части Охотско-Чукотского пояса // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Магадан, 1963. Вып. 16. С. 67–106.
31. Стружков С.Ф., Константинов М.М., Аристов В.В. и др. Новые данные по геологии и абсолютному возрасту месторождений золота и серебра Омсукчанского отрезка Охотско-Чукотского пояса // Колыма. 1994. № 10. С. 2–16.
32. Сурмилова Е.П., Корольков В.Г. Государственная геологическая карта Российской Федерации (новая серия). 1:1000000. Листы Р-54, 55, О-55. 1995. МПР России. СПб.: ВСЕГЕИ, 1999.
33. Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия) / Отв. ред. Л.М. Парфенов, М.И. Кузьмин. М.: МАИК “Наука/Интерпериодика”, 2001. 571 с.
34. Тильман С.М. Сравнительная тектоника мезозоид севера Тихоокеанского кольца. Новосибирск: Наука, 1973. 326 с.
35. Умитбаев Р.Б. Охотско-Чаунская металлогеническая провинция. М.: Наука, 1986. 286 с.
36. Филагова Н.И. Периокеанические вулканогенные пояса. М.: Недра, 1988. 262 с.
37. Фролова Т.И., Перчук Л.Л., Бурикова И.А. Магматизм и преобразование земной коры активных континентальных окраин. М.: Недра, 1989. 261 с.
38. Hourigan J.K., Akinin V.V. Tectonic and chronostratigraphic implications of new $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology and geochemistry of the Arman and Maltan-Ola volcanic fields, Okhotsk-Chukotka volcanic belt, northeastern Russia // GSA Bull.; May/June 2004. V. 116, N 5/6. P. 637–654.
39. Ludwig K.R. User's Manual for ISOPLOT / Ex version 2.01 // Berkeley Geochronology Center. Spec. Public. 1999. N 1a. 47 p.
40. Pearce J.A., Norry M.J. Petrogenesis implication of Ti, Zr, Y and Nb variation in volcanic rock // Contrib. Mineral. Petrol. 1979. V. 69, N 1. P. 33–47.

Рекомендована к печати Н.А. Горячевым

ОБЛАСТЬ РИФЕЙ-ВЕНД-КЕМБРИЙСКОГО СЕДИМЕНТОГЕНЕЗА ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ОКРАИНЫ СЕВЕРО-АЗИАТСКОГО КРАТОНА: ГЕОЛОГО-СТРУКТУРНОЕ ПОЛОЖЕНИЕ, РАЙОНИРОВАНИЕ

В.Г. Варнавский¹, В.Е. Кузнецов²

¹*Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, Ким Ю Чена 65, г. Хабаровск, 680000, e-mail: karpova@itig.as.khb.ru*

²*Федеральное государственное унитарное предприятие “Дальгеофизика”*

Поступила в редакцию 6 мая 2010 г.

Для рифей-венд-кембрийских комплексов юго-восточной окраины Северо-Азиатского кратона выявлены стратиграфическая и литолого-фациальная коррелируемость и формирование преимущественно в мелководно-морских, лагунных условиях седиментации. Характерно увеличение доли карбонатных литотипов в разрезе от раннего рифея к венду и кембрию, а по латерали – от южных и юго-западных платформенных зон к восточным, северо-восточным складчатым зонам, что фиксирует окраинные, прибрежные зоны бассейна на юге, юго-западе и мористые его участки на подавляющей территории. Выделены два структурных яруса: рифейский рифтогенный, рифтогенно-депрессивный и венд-кембрийский депрессионно-плитный, плитный. Учитывая особенности седиментогенеза, предложено выделить Алдано-Майскую краевую синеклизу, а с позиции нефтегазовой геологии – Алдано-Майскую нефтегазоносную область Лено-Тунгусской нефтегазоносной провинции Сибирской платформы. Представлена схема геолого-структурного районирования синеклизы, в состав которой включены Учуро-Майская (Алдано-Майская) плита, Томпо-Майский (Юдомо-Майский) авлакоген, Южно-Верхоянский синклиорий, в пределах которых выделены и описаны тектонические зоны.

Ключевые слова: нефтегазоносность, тектоническая зона, районирование, Северо-Азиатский кратон, Сибирская платформа, Алдано-Майская краевая синеклиза, Алдано-Майская нефтегазоносная область.

ВВЕДЕНИЕ (АКТУАЛЬНОСТЬ ПРОБЛЕМЫ)

Энергетической стратегией России в качестве одной из приоритетных задач развития нефтегазового комплекса страны на период до 2020 г. рассматривается формирование новых центров добычи нефти и газа, прежде всего в восточных районах страны. Требуемый прирост запасов нефти на невыявленных месторождениях Восточной Сибири и Дальнего Востока до 2020 г. – 1.0–1.2 млрд т.

В системе нефтегазоносных провинций и областей Сибирской платформы рассматриваемая область рифей-венд-кембрийского седиментогенеза располагается на востоке Северо-Алданской нефтегазоносной области Лено-Тунгусской провинции [10], на границе Хабаровского края и Республики Саха (Якутия), на площади более 200 000 км² бассейнов рек Учур, Мая, Юдома, низовьев Алдана, устья Амги (рис. 1).

С 30-х годов прошлого столетия терригенно-карбонатный комплекс, содержащий многочисленные и разнотипные проявления нефти [17, 18, 28 и др.], оценивался перспективным на поиски месторождений нефти и газа. В дальнейшем эта оценка подтвердилась, а сведения о различных аспектах его нефтегазоносности дополнялись материалами геолого-съёмочных и тематических исследований [2, 6, 9, 14, 15, 19–23, 34 и др.]. Не исключалась возможность обнаружения в недрах газогидратов [3]. Заслуживает внимания факт наличия в юго-западной части Токинского угленосного района Южно-Якутского каменноугольного бассейна с выявленными Эльгинским, Худурканским и другими месторождениями, а на севере – Джебарики-Хайского, Надеждинского, Керби-Лугового и других месторождений каменного угля Нижнеалданского угленосного района Ленского бассейна [30, 31]. Комплекс каменноугольных ресурсов

с нефтяными месторождениями может образовать один из мощнейших топливно-энергетических центров Востока России.

Все это делает крайне необходимым научное обоснование для постановки масштабных нефтегазопроисковых и разведочных работ. Необходимо провести обработку и систематизацию всего накопленного за многие годы материала по стратиграфии, тектонике, геодинамике, литологии, седиментогенезу, битуминологии и геохимии в соответствии с требованиями нефтегазовой геологии, с учетом отечественной и международной практики по прогнозу возможных зон генерации углеводородов и локализации их в нефтяные и газовые месторождения. Конечная цель – разработка приема развития масштабных нефтегазопроисковых и геолого-геофизических работ.

В предлагаемой статье приводятся результаты обобщения и систематизации материалов о составе и строении разрезов рифей-венд-кембрийских осадочных комплексов современных разнотипных структур юго-восточной части Северо-Азиатского кратона с целью выявления их коррелируемости, возможного единства и взаимосвязи условий формирования рассматриваемых терригенно-карбонатных нефтегазонаосных комплексов. Это дает возможность объединить их в единую седиментогенную структуру осадочно- и нефтегазонакопления, оценить ее геолого-структурное положение в системе структур кратона и произвести ее районирование.

Материалами для анализа состава и строения разрезов рифей-венд-кембрийских отложений послужили:

- разработки [5, 7, 8, 10, 20, 27, 33] по стратиграфической шкале докембрия, позволившие М.А. Семихатову сделать заключение о стратотипическом характере рифея, а Б.Р. Шпунту – об определяющей роли рифтогенеза в седиментогенезе позднего докембрия Сибирской платформы [32];

- легенда Учуро-Майской серии листов Государственной геологической карты масштаба 1:200 000 [16];

- сводные разрезы листов геологических карт масштаба 1:200 000 серии 0-52, 0-53 (37 листов), охватывающих территорию южной части региона (южнее широты 60°, рис. 2);

- опорные стратиграфические разрезы Усть-Майской (скважины: Мокуйская 100, Хочомская), Кыллахской и Сетте-Дабанской тектонических зон [24] (рис. 3);

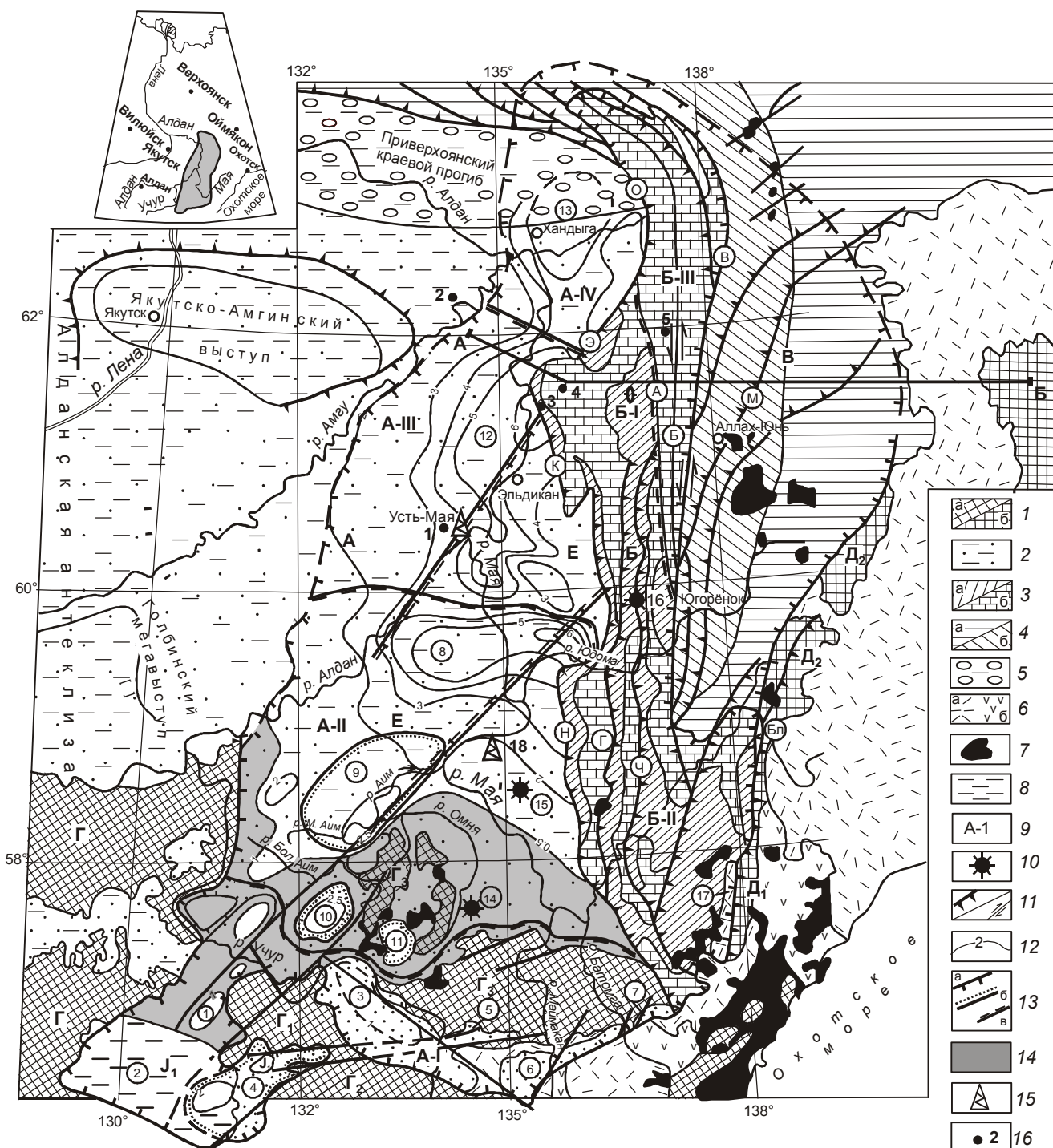
- корреляционная стратиграфическая схема рассматриваемых отложений [26], дополненная и исправленная разработками [4, 5, 7, 10] по территории Учурской группы рифтогенных грабенов (рис. 2, 4);

- разработки по стратиграфии и составу отложений Сетте-Дабанской и Кыллахской зон севера Томпо-Майского (Юдомо-Майского) авлакогена и прилегающей части Сибирской платформы (рис. 3, 5), стратиграфический разрез в ядре Горностахс-

Рис. 1. Геолого-структурная схема области рифей-венд-кембрийского седиментогенеза юго-восточной окраины Северо-Азиатского кратона (по материалам [4, 16, 21, 24, 30] с дополнениями).

Гравитационная модель по линии А–Б [25].

Породные комплексы (1–8): 1 – архейские кристаллические образования фундамента: а – Сибирской платформы (СПл): Алдано-Станового щита (Г) и террейнов его восточной части (Г₁ – Идюмо-Хайканский, Г₂ – Тырканский, Г₃ – Омнинско-Батомгский); б – Охотского террейна (Д) и его выступов: Д₁ – Билякчанский, Д₂ – Верхнемайский; 2 – рифей-венд-кембрийские нерасчлененные осадочные образования чехла СПл; 3 – рифейские (а) и венд-кембрийские (б) терригенно-карбонатные отложения Томпо-Майского (Юдомо-Майского) авлакогена; 4 – ордовик-пермские отложения Южно-Верхоянского синклинория (а), структурно-переработанные в зоне южного сектора Верхоянского складчато-надвигового пояса (б); 5 – осадочные образования Приверхоянского краевого прогиба; б – вулканогенные комплексы Охотско-Чукотского (а) и Удского (б) поясов; 7 – мезозойские гранитоиды; 8 – раннеюрский угленосный комплекс Токинской впадины; 9 – основные структурные элементы: А – Учуро-Майская плита: А-1 – Учурская зона рифтогенных грабеновых структур (арабские цифры в кружках): 1 – Алгамский, 2 – Токинский (?), 3 – Учурский, 4 – Амуликанский, 5 – Верхнеугаянский, 6 – Маймаканский, 7 – Верхнебатомгский; А-II – Майская зона: 8 – Майская впадина; 9–11 – мульды: Аимская (9), Большемаркюэльская (10), Маломаркюэльская (11); А-III – Усть-Майская зона: 12 – Усть-Майская впадина; А-IV – Хандыгская зона: 13 – Хандыгская впадина. Б – Кыллахские зоны Томпо-Майского (Юдомо-Майского) авлакогена: Б-I – Кыллахская северная; Б-II – Кыллахская южная; 17 – Билякчанский рифт; Б-III – Сетте-Дабанская зона авлакогена; В – Южно-Верхоянский синклинорий, Е – Усть-Майский авлакоген [24]. 10 – позднедокембрийские интрузии щелочных ультраосновных пород: 14 – Кондер, 15 – Ингилийская, 16 – Арбарастахская; 11 – разломы (надвиги, сбросы, сдвиги) (буквы в кружках): Э – Эбейке-Хаятинский, К – Кыллахский, О – Краинный, Б – Бурхалинский, М – Минорский, Бл – Билякчанский, Н – Нельканский, Г – Гувиндинский, Ч – Чагдинский, А – Акринский, В – Восточно-Сеттедабанский. 12 – изолинии мощности чехла СПл. 13 – границы: а – области рифей-венд-кембрийского седиментогенеза Алдано-Майской краевой синеклизы (АМКС), б – локальных структур, в – структурно-тектонических зон; 14 – площади АМКС с мощностью чехла менее 0.5 км; 15 – скважины: 18 – Лахандинская, 1 – Мокуйская; 16 – опорные разрезы: 1 – скважина Мокуйская 100, 2 – Хочомская скважина 1, 3 – Кыллахская северная зона, 4 – хребет Сетте-Дабан, Кыллахская зона, 5 – хребет Сетте-Дабан, Сетте-Дабанская зона; 17 – Горностахская антиклиналь; 18 – линия сейсмического профиля. На врезке – местоположение области.



кой антиклинали, предложенные в работах [7, 24, 25] (рис. 6).

СОСТАВ, СТРОЕНИЕ РАЗРЕЗА

В строении рифей-венд-кембрийского чехла юго-востока Сибирской платформы выделяются два литолого-структурных этажа, несогласно с размывом, с корами выветривания в основании перекрывающих архей-палеопротерозойское складчатое основание (фундамент): рифейский рифтогенный, рифтогенно-депрессивный и венд-кембрийский пострифтовый, плитный. Разрезы их прекрасно изучены скважинами [24].

Складчатое основание гетерогенно, представлено архейскими кристаллическими и метаморфическими комплексами. На юге рассматриваемой территории оно обнажается в зонах Идюмо-Хайканского, Тырканского, Омнинско-Батомгского выступов Алдано-Станового щита (рис. 1).

Рифейский рифтогенный этаж формировался в три эпохи рифейского осадконакопления, отражает шесть веков седиментогенеза: уянский и учурский – раннего, аимчанский и керпыльский – среднего, лахандинский и уйский – позднего рифея*.

Рифей ранний. Породный комплекс уянской серии слагает рифтогенные грабеновые структуры (Учурский, Верхнеугаянский, Маймаканский, Верхнебатомгский, Амуликанский, Алгамский), окаймляющие на юге и юго-западе Идюмо-Хайканский, Тырканский и Омнинско-Батомгский выступы Алдано-Станового

щита (рис. 1). Выполнены они (снизу) терригенно-вулканогенными (бириндийская свита), пестроцветными терригенными (песчаники, алевролиты, аргиллиты) с прослоями и линзами вулканитов, конгломератов (конкулинская свита), сероцветными карбонатно-терригенными (адаргайская свита) литологическими ассоциациями. Комплексу уянской серии предшествуют упоминавшиеся ранее коры выветривания по породам фундамента (1670 ± 40 млн лет, Rb-Sr) [7, 16].

Учурская серия (гонамская = кыллахская, омахтинская = чагдалинская, эннинская = билегиченская свиты) с размывом перекрывает уянскую; представлена карбонатно-терригенными литологическими ассоциациями мощностью, соответственно, $200-600 = 200$, до $300 = 90$, $110-300 = 120$ метров. К-Аг датировки из пород подошвы серии – $1450-1520$ млн лет. Возраст гонамской и омахтинской свит, соответственно, $1520-1450$, 1360 млн лет. Возрастной рубеж между ранним и средним рифеем – $1380-1350$ млн лет [16].

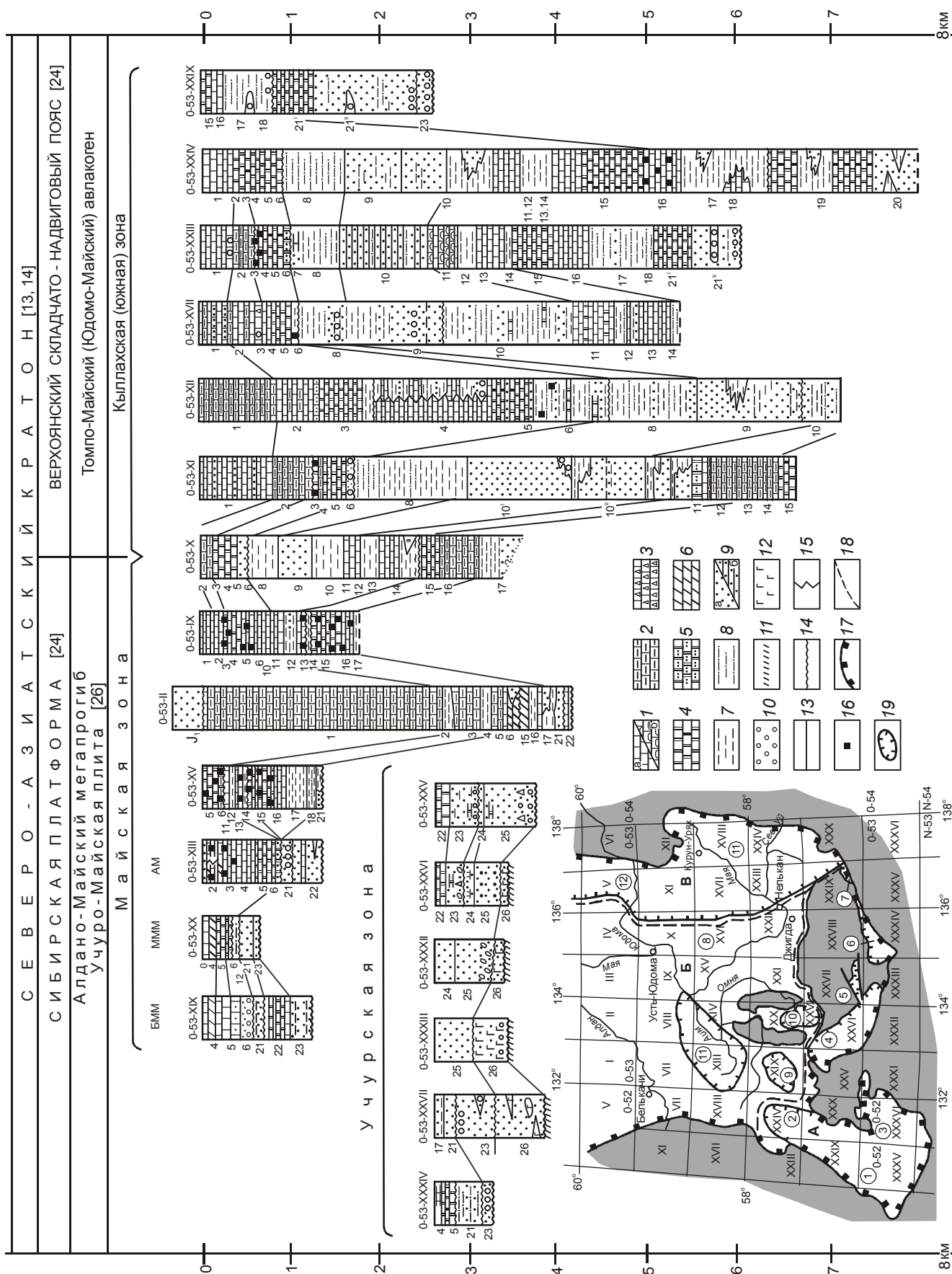
Рифей средний. Аимчанская серия в Учурской рифтогенной зоне начинается топорикано-бириндинским комплексом тектонитов, метасоматитов и сивагинским комплексом габбродиабазов [7]. В районе она представлена сероцветной песчаниковой литологической ассоциацией талынской (майльской) свиты мощностью от 195 до $600-1000$ м, выше – терригенно-карбонатной (на две трети доломитовой) литологической ассоциацией светлинской (челасинской) свиты мощностью от 150 до 600 м.

* В работе [26] керпыльская и лахандинская серии рассматривались в качестве подсерий, объединенных в майскую серию.

Рис. 2. Схема корреляции сводных литолого-стратиграфических разрезов рифей-венд-кембрийских комплексов территорий листов государственных геологических карт масштаба $1:200\,000$ южной части Алдано-Майской краевой синеклизы (АМСК). На врезке – схема расположения листов и основных структурных элементов.

Литологические ассоциации: 1 – известняковая (а), строматолитовая (б); 2 – глинисто-известняковая; 3 – известняковая брекчированная; 4 – доломитовая; 5 – песчаниково-доломитовая; 6 – мергелистая; 7 – глинистая; 8 – песчано-глинистая; 9 – песчаниковая (а), кварцевая на карбонатном цементе (б); 10 – конгломератовая; 11 – коры выветривания; 12 – вулканиты. 13–14 – характер контактов: постепенный (13), размыва (14); 15 – латеральное замещение литологических ассоциаций; 16 – битуминозность литологических ассоциаций. Римские цифры над колонками – номера листов геологических карт. Арабские цифры слева у колонок – условное обозначение стратиграфических единиц (свит, толщ). Свиты, толщи: 0 – тумулурская, 1 – усть-майская, 2 – чайская, 3 – иниканская, 4 – пестроцветная, 5 – усть-юдомская, 6 – аимская, 7 – маямканская, 8 – усть-кирбинская, 9 – джабатымская, 10 – кандыкская, 11 – игниканская, 12 – нельканская, 13 – мильконская, 14 – кумахинская, 15 – ципандинская, 16 – малгинская, 17 – омнинская, 18 – кондерская, 19 – челасинская (светлинская), 20 – майльская (талынская), 21 – эннинская (21^I – верхняя, 21^{II} – нижняя подсвиты) (жуганская толща), 22 – омахтинская (правоатырская толща), 23 – гонамская (атырская толща), 24 – адаргайская, 25 – конкулинская, 26 – бириндинская.

Условные обозначения к врезке. Границы: 17 – АМСК; 18 – структурно-стратиграфических зон; 19 – структур. Тектонические зоны: А – Учурская (рифтогенных грабеновых структур); Б – Майская (впадин и мульд); В – Юдомская и Верхнемайская подзоны Кыллахской южной зоны Томпо-Майского (Юдомо-Майского) авлакогена. Структуры (арабские цифры в кружках): 1–7 – рифтогенные грабены: 1 – Токинский (?), 2 – Алгамский, 3 – Амуликанский, 4 – Учурский, 5 – Верхнеугаянский, 6 – Маймаканский, 7 – Верхнебатомгский, 8 – Майская впадина; мульды: 9 – Большемаркюэльская (БММ); 10 – Маломаркюэльская (МММ); 11 – Аимская (АМ); 12 – Томпо-Майский (Юдомо-Майский) авлакоген (Южная часть).



Керпыльская серия перекрывает айчанскую с размывом и корой выветривания в основании. Сложена она в Майской впадине и Верхнемайской подзоне Кыллахской южной зоны* терригенным комплексом кондерской (тоттинской) (500–800 м), омнинской (150–300 м) и карбонатным (известняки) малгинской (50–150 м), (доломиты) ципандинской (100–600 м) свит. В Кыллахской северной зоне она представлена существенно терригенными образованиями бикской (120–650 м) и мускальской (150–500 м) свит, известняками малгинской (до 400 м) и доломитами фирской (120–430 м) свит. Литологический комплекс серии практически на всей территории битуминозен. Возраст кондерской (тоттинской) свиты – 1170–1070 млн лет (K-Ar), омнинской – 1020, 1000, 970 млн лет, малгинской – 960 млн лет (Pb-Pb), 1000 млн лет (K₁-Ar), ципандинской – 900 млн лет (Pb-Pb), 950 млн лет (K-Ar) [16]. На рубеже среднего и позднего рифея в зонах Майской впадины и в Кыллахской южной зоне авлакогена (Юдомской и Верхнемайской подзонах) имеют место кора выветривания и несогласие. В Кыллахской северной зоне наблюдается размыв, местами постепенный переход в вышележащий комплекс лахандинской серии.

Рифей поздний. Лахандинская серия: кумахинская (вильская), мильконская (эльдиканская), нельканская (саларская), игниканская (франская) свиты. В Кыллахской южной зоне, кроме нельканской свиты, серия существенно карбонатная (известняки, доломиты, мергели); нельканская – терригенная; в Кыллахской северной – серия существенно карбонатная, содержащая в основании эльдиканской и в саларской свитах пачки терригенных пород. В разрезах серии содержатся битуминозные породы.

Датировки ее свит: кумахинской (40–175 м) – 930 млн лет (K-Ar), мильконской (80–130 м) – 950–780 млн лет (K-Ar), нельканской (60–120 м) – 970–920 млн лет (K-Ar), игниканской (200–480 м) – 870±10 млн лет (U-Pb), 800±90 млн лет (Pb-Pb) [16].

Уйская серия (кандыкская свита – 1540 м, джабатымская толща – 500–1200 м, усть-кирбинская свита – 1000 м, маямканская толща – 550 м) характеризуется резкой сменой формационного типа осадков, недокомпенсированным характером седиментогенеза, проявлением улахан-бамского долеритового магматизма в Верхнемайской подзоне Кыллахской южной зоны.

Уйская серия завершает этап рифейского рифтогенного доплитного седиментогенеза.

Венд-кембрийский структурно-литологический этаж представлен осадочным комплексом вендской и трех кембрийских (ранний, средний, поздний) эпох седиментогенеза. Его формированию предшествовали в интервале 600–560, 590–510 млн лет [16] процессы денудации, образования коры выветривания (литифицированные дресвяно-глинистые и карбонатно-глинистые породы мощностью 0.1–1.2 м).

Венд. Юдомская серия (аймская, 45–120 м, усть-юдомская, 50–180 м, свиты) характеризует начало платформенного режима осадконакопления, формирования плитного комплекса существенно карбонатных осадков (доломиты, изредка известняки, мергели). Осадконакоплением была охвачена практически вся территория Учуро-Майской (Алдано-Майской) плиты и зоны авлакогена (рис. 2), кроме Учурской зоны и, частично, Верхнемайской подзоны Кыллахской южной зоны, в которой в это время проявился горбинский долеритовый магматизм [7, 16]. Датировки усть-юдомской свиты – 600–560 млн лет (K-Ar) [16].

Кембрий. В раннем кембрии (томмотская-атебанская, ботомская, тойонская серии) наследуется плитный характер седиментогенеза. Формируются мелководно-морские преимущественно карбонатные, часто битуминозные литокомплексы пестроцветной (разноцветные известняки и битуминозные доломиты, 200–230 м), инниканской (регионально битуминозные известняки, 35–800 м) свит. Датировки пестроцветной свиты – 560–510, 580–560, 590 млн лет (K-Ar) [16].

В среднем-позднем кембрии (амгинская, майская, аюсокканская-аксайская серии) чайская, усть-майская свиты Алдано-Майского мегапрогиба (синеклизы) и Юдомской подзоны Кыллахской южной зоны, а также ариавканская, кадакчанская, сюрбеляхская свиты Верхнемайской подзоны Кыллахской южной зоны, чайская, усть-майская, кирбинская, качелхуанская, еловская, тисовская, билахская свиты хребта Сетте-Дабан Кыллахской северной и Сете-Дабанской зон отражают господство карбонатного седиментогенеза (преимущественно известняки, мергели). В Сетте-Дабанской зоне накапливаются глубоководные морские осадки, турбидиты (рис. 5) [24, 25, 33].

Сравнительный анализ состава, архитектуры рифей-венд-кембрийских осадочных комплексов области показывает, что в рассматриваемом регионе в среднем-позднем докембрии и раннем палеозое на

*Здесь и в дальнейшем принято районирование структур Томпо-Майского авлакогена: Кыллахская северная, Кыллахская южная, Сетте-Дабанская зоны. В составе Кыллахской южной выделяются Юдомская, Верхнемайская подзоны.

юго-восточной окраине Северо-Азиатского кратона* существовал обширный, дифференцированно развивавшийся бассейн преимущественно мелководно-морского терригенно-карбонатного, карбонатного седиментогенеза. Эта оценка авторов созвучна разработкам А.Б. Ронова, В.Е. Хаина, Н.Б. Сеславинского [1], уделивших внимание рифей-венд-кембрийскому седиментогенезу Сибирской платформы (в том числе рассматриваемой территории). В Атласе литолого-палеогеографических карт Мира область располагается в зоне разнофациального (преимущественно морского) седиментогенеза [1].

В результате последующих фанерозойских тектоно-геодинамических событий осадочная структура бассейна испытала существенную перестройку с образованием многочисленных разнотипных структур, претерпевших структурные преобразования, но сохранивших адекватность стратиграфического, литолого-фациального, формационного существа разреза. Основные из них: Учурская группа рифтогенных грабенов, платформенные структуры Учуро-Майской плиты, Алдано-Майского мегапрогиба, складчато-надвиговые структуры Томпо-Майского (Юдомо-Майского) авлакогена и Южно-Верхоянского синклиория южного сектора Верхоянского складчатого пояса [7, 24, 30].

Бассейн длительного (>1 млрд лет) осадконакопления, в пределах которого до упомянутых ранее коллизионных тектоно-геодинамических событий происходили осадконакопление, генерация нефтяных и газовых флюидов, эмиграция их и локализация в залежи, формирование месторождений нефти и газа, целесообразно рассматривать как единый бассейн седиментогенеза и нефтегазообразования. С геолого-структурных позиций эту объединенную, сложно построенную структуру, учитывая ее положение на юго-восточной окраине Северо-Азиатского кратона, целесообразно назвать Алдано-Майской краевой синеклизой (АМКС) [29]. С позиции нефтегазовой геологии она достойна выделения в Алдано-Майскую нефтегазоносную область (АМНГО) в составе Лено-Тунгусской нефтегазоносной провинции Сибирской платформы.

ГЕОЛОГО-СТРУКТУРНОЕ ПОЛОЖЕНИЕ

Синеклиза располагается на юго-восточной окраине Северо-Азиатского кратона в границах меж-

ду Алданской антеклизой Сибирской платформы на западе, Охотским террейном, Удским и Охотско-Чукотским вулканоплутоническими поясами на востоке и юго-востоке, Алдано-Становым щитом на юге и юго-западе. На севере она контролируется образованиями Западно-Верхоянского сектора Верхоянского складчато-надвигового пояса (рис. 1).

РАЙОНИРОВАНИЕ

Структурный план синеклизы – сложный, многопорядковый. Структурой первого порядка является архейский кристаллический фундамент, структурами второго порядка – Алдано-Майская (Учуро-Майская) плита, Томпо-Майский (Юдомо-Майский) авлакоген (в ряде публикаций известен как перикратонный прогиб), Южно-Верхоянский синклиорий (рис. 1).

Фундамент гетерогенен, представлен жестким блоком земной коры Сибирской платформы, который не подвергался пластическим деформациям в течение последних 1.0–1.4 млрд лет [21], в том числе и погруженная его часть в зонах Томпо-Майского авлакогена и Южно-Верхоянского синклиория. Глубина залегания его – от нескольких сотен метров (район г. Якутска) до восьми и более километров под Томпо-Майским авлакогеном и около 20 км – под Южно-Верхоянским синклиорием [24].

На юге платформенной части синеклизы в районе Учурской группы рифтогенных грабеновых структур кристаллический комплекс фундамента (Омнинско-Батомгский террейн) выходит под эрозионный срез. Представлен он нижнеархейскими плагиогнейсами и кристаллическими сланцами батомгской серии и утуркачанской толщи, перекрытыми линейно-дислоцированными верхнеархейскими филлитовидными и слюдястыми сланцами ичинской, а также порфироидами красухинской толщ чумиканской серии [7].

Определяющую роль в структуре фундамента занимают сложно построенные сводово-купольные сооружения, к ядрам которых приурочены крупные массивы позднеархейских (раннепротерозойских?) гранитоидов.

В **Учуро-Майской плите** (платформенной части АМКС) по особенностям строения, литолого-стратиграфической представленности выделяются тектонические зоны: Учурская, Майская, Усть-Майская и Хандыгская (рис. 1).

Учурская (рифтогенная) зона представлена рифтогенными полуграбенами (Учурский, Алгамский, Токинский (?), Маймаканский, Амуликанский, Верхнеугаянский, Верхнебатомгский), располагающимися в зоне раскола восточной части Алдано-Станового щита Сибирской платформы на Идюмо-Хай-

*Сибирская платформа и тесно связанные с нею в своем развитии (расположенные на ее периферии) складчато-надвиговые пояса в совокупности образуют Северо-Азиатский кратон. Сибирская платформа представляет собой ядро кратона, а складчато-надвиговые пояса – ее погруженные окраины [14, 21].

канский, Тырканский, Омнинско-Батомгский террейны. Они цепочкой окаймляют с юга Идюмо-Хайканский и Омнинско-Батомгский террейны (рис. 1, 3) [5, 7]. Не исключено, что они распространены также на юге и юго-востоке Томпо-Майского авлакогена, у западной кромки Охотского террейна, а также наследуют Улканский авлакоген в северо-западном и северном направлении [2, 11]. Выполняют грабены вулканогенно-осадочные ассоциации бириндинской свиты (песчаники, конгломераты, субщелочные базальты, лейкобазальты оливиновые); песчаники, алевропесчаники, гравелиты, конгломераты конкулинской, а также песчаники, алевролиты, доломиты адаргайской свит уянской серии; терригенные, терригенно-карбонатные литологические ассоциации (конгломераты, песчаники, алевролиты, аргиллиты, доломиты) гонамской, омахтинской, эннинской свит учурской серии раннего рифея, а также песчаная ассоциация талынской и терригенно-карбонатная – светлинской свит аимчанской серии нижней половины среднего рифея. Серии соотносятся между собой по поверхностям размыва, а описанный разрез рифея завершается перерывом в осадконакоплении, формированием коры выветривания.

Осадконакопление в зоне возобновляется после средне-позднерифейского перерыва, структурной перестройки, в условиях формирующегося Алдано-Майского мегапрогиба и плитного седиментогенеза.

С размывом налегая на коры выветривания, накапливается плитный комплекс существенно карбонатных образований аимской и усть-юдомской свит венда, пестроцветной и тумулдурской свит раннего кембрия (рис. 2, 3).

Суммарная мощность породных ассоциаций грабенов 1000–2000, редко более, метров [5, 7, 26].

Майская тектоническая зона охватывает площадь бассейна среднего течения р. Май, ее притоков рр. Омня, Аим севернее Батомгского террейна до широты примерно 60°. Восточным рубежом зоны является Нельканский надвиг, на западе – Алданская антеклиза, от нижнего течения р. Учур и далее на север по меридиану 132° (рис. 1). Основной структурой зоны является Майская впадина (рифейского рифтогенно-депрессионного структурного яруса), Аимская, Большемаркюэльская, Маломаркюэльская мульды и многочисленные локальные структуры Алдано-Майского мегапрогиба (венд-кембрийского плитного яруса). В работе [24] отмечается наличие рифейского Усть-Майского авлакогена, пересекающего зону с северо-востока на юго-запад (рис. 1).

В строении чехла зоны принимают участие в основном терригенно-карбонатные литологические ас-

социации керпыльской, лахандинской и уйской серий второй половины среднего и позднего рифея. В южных районах зоны, сопредельных с Учурской, в разрезе появляются терригенные литологические ассоциации аимчанской и учурской серий раннего-среднего рифея. На участке Усть-Майского авлакогена и в структурах Алдано-Майского мегапрогиба разрез представлен преимущественно карбонатными литотипами пород (известняки, доломиты) венд-кембрийского структурного яруса (аимской, усть-юдомской свит венда, пестроцветной, иниканской, чайской, изредка усть-майской свит кембрия) [26]. Максимальная мощность рифей-венд-раннекембрийского чехла, по данным региональных геофизических исследований, в Майской впадине превышает 6000 м, в Аимской мульде – более 1500 м, в Большемаркюэльской – более 2500 м [7, 24].

Усть-Майская тектоническая зона представлена Усть-Майской впадиной в междуречье Амгу–Алдан в интервале широт 60°–62° (рис. 1). Зону, так же как Майскую, с северо-востока на юго-запад пересекает Усть-Майский авлакоген [24]. В районе устья р. Май пробурена параметрическая скважина Мокуйская 100 глубиной 3200 м, а у северо-западной окраины зоны – скважина Хочомская 1 глубиной 1400 м (рис. 1). Скважиной Мокуйской 1-ой фундамент не вскрыт, а разрез в интервале 1900–3200 м представлен доломитово-глинисто-песчаной литологической ассоциацией раннего рифея, 1490–1900 м – доломитово-мергелистой ассоциацией бикской и малгинской свит, 1240–1490 м – существенно доломитами ципандинской свиты. Бикская и малгинская свиты среднего рифея налегают на раннерифейские с размывом. Рифейский разрез (рифейского структурного яруса) с размывом перекрывается на глубине 1240 м мергель-известняковой литологической ассоциацией юдомской свиты венда и пестроцветной, иниканской, чайской, усть-майской свит кембрия (венд-кембрийского структурного яруса). Скважиной Хочомская 1 вскрыт венд-кембрийский разрез доломитов, известняков, мергелей, вскрыты гранитоиды фундамента. Наибольшая мощность рифей-венд-кембрийского чехла зоны, по данным региональных геофизических исследований, превышает 6000 м [24].

Хандыгская тектоническая зона замыкает на севере платформенный блок структур АМКС. По геофизическим данным, мощность разреза в ее пределах превышает 5000 м. Северное ее замыкание перекрыто осадочными образованиями Приверхоянского краевого прогиба (рис. 1).

Зона **Томпо-Майского (Юдомо-Майского) авлакогена** располагается в пределах южного сектора Верхоянского складчато-надвигового пояса, протяги-

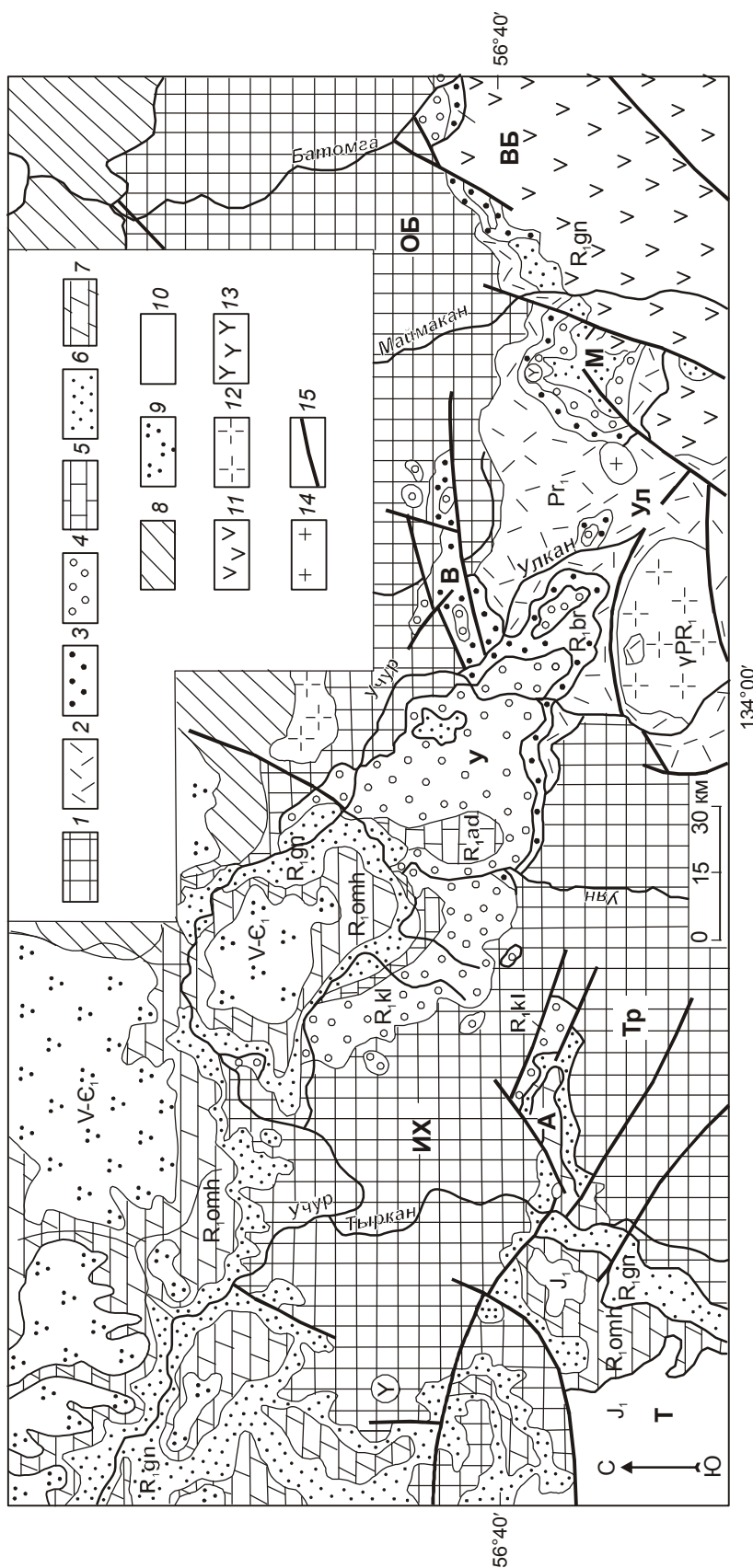


Рис. 3. Рифтогенные структуры Учурской тектонической зоны Алдано-Майской краевой синеклизы [7].

1 – кристаллический фундамент шита; 2 – улканская серия нижнего протерозоя (топориканская, улканская и элгэтэйская свиты); нижний рифей; 3–5 – уянская серия (3 – бириндинская, 4 – конкулинская, 5 – адаргайская свиты), 6–7 – учурская серия (6 – гонамская, 7 – омахтинская и эннинская свиты нерасчлененные); 8 – средний и верхний рифей нерасчлененный; 9 – венд–нижний кембрий; 10 – юра; 11 – меловые вулканы; 12 – раннепротерозойские гранитоиды улканского комплекса; 13 – протерозойские интрузии центрального типа; 14 – меловые гранитоиды; 15 – разрывные нарушения: рифтогенные грабены – У – Учурский, М – Маймаканский, Т – Токинский (?), ВБ – Верхнеуаганский, Ул – Улканский; террейны: IX – Идиоом-Хайканский, Тр – Тыркканский, ОБ – Омнинско-Батомгский.

ваются вдоль восточной окраины юго-востока Сибирской платформы на 800 км шириной от 60 до 150 км. Граничит с платформой по Окраинному, Эбейке-Хаятинскому, Кыллахскому, Нельканскому надвигам. Складчатые деформации ее формировались в мезозое. Выделяются Кыллахская северная, Кыллахская южная и Сетте-Дабанская тектонические зоны [25]. В Кыллахской южной зоне выделяются Юдомская и Верхнемайская тектонические подзоны [16].

Кыллахская северная тектоническая зона представлена рифейскими, вендскими, кембрийскими и ордовикскими терригенно-карбонатными отложениями. Для зоны характерны широкие плоские синклинали, разделенные узкими линейными антиклиналями. Структура зоны определяется листрическими надвигами, крутыми вблизи земной поверхности и полого погружающимися к востоку срывами на глубину [25]. Амплитуды горизонтального перемещения по надвигам достигают десятков километров. Главный срыв проходит параллельно поверхности раннедокембрийского кристаллического фундамента, полого погружающейся в восточном направлении. Примером многокилометровых перемещений может служить Горностахская антиклиналь (размером в поперечнике 50 км), расположенная в северной подзоне у сочленения ее по Акринскому разлому с Сетте-Дабанской зоной (рис. 1, 4). Ядро антиклинали сложено отложениями нижнего рифея, а крылья – среднего и верхнего рифея, венда и кембрия. В ядре антиклинали под осадками раннего рифея обнажаются фаунистически охарактеризованные палеозойские осадочные образования. На западе Кыллахской северной зоны рифейские отложения по Кыллахскому, Эбейке-Хаятинскому и Нельканскому надвигам перекрывают субгоризонтально залегающие отложения юры и мела Сибирской платформы. На восточное крыло антиклинали, в свою очередь, надвинуты сложнодеформированные венд-кембрийские толщи Сетте-Дабанской тектонической зоны (рис. 5) [25]. Положение палеозойских отложений под рифейскими в ядре Горностахской антиклинали свидетельствует о том, что выше залегающие рифей-венд-кембрийские отложения представляют собой огромную аллохтонную пластину, перемещенную с востока на запад на расстояние около 90 км [25].

В Кыллахской южной зоне (Юдомской и Верхнемайской подзонах) стратиграфическая последовательность комплексов чехла та же, что и в Майской тектонической зоне. Отличаются они в мощностях (рис. 2).

В **Сетте-Дабанской тектонической зоне** известны интенсивно дислоцированные отложения венд-кембрийского структурного яруса (рис. 5). Вендский

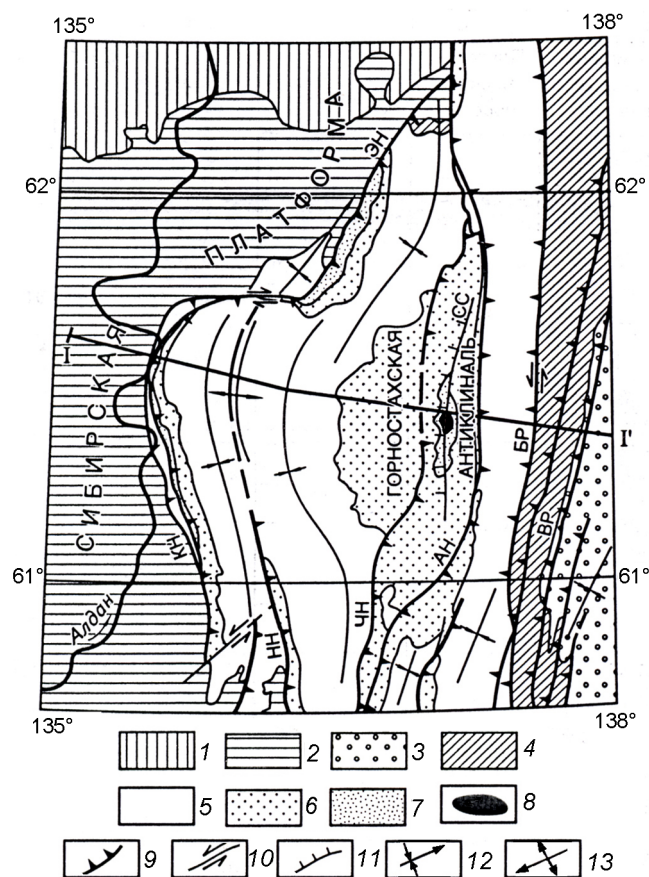


Рис. 4. Структурная схема северной части Томпо-Майевского авлаогена (по [25]).

Отложения: 1 – меловые, 2 – юрские, 3 – каменноугольно-пермские, 4 – ордовик-силур-девонские, 5 – венд-кембрийские, 6 – средне-верхнерифейские, 7 – нижнерифейские; 8 – местоположение толщи, в которой обнаружена палеозойская фауна; 9 – надвиги; 10–11 – разломы: 10 – сдвиги, 11 – сбросы (КН – Кыллахский, ЭН – Эбейке-Хаятинский, НН – Нельканский, ЧН – Чагдинский, АН – Акринский, БР – Бурхалинский, ВР – Восточно-Сетте-Дабанский, СС – Светлинский); 12 – оси синклиналей; 13 – оси антиклиналей. Разрез I-I' см. разрез А-Б на рис. 1.

комплекс мощностью до 900 м и раннекембрийский мощностью до 600 м представлены мелководно-морскими терригенно-карбонатными литологическими ассоциациями, средне-позднекембрийский – турбидитами улахской серии мощностью до 2200 м (рис. 5).

Фундамент и рифейский комплекс здесь не вскрыты, но наличие их здесь (по данным региональных геофизических исследований) не исключено.

Аллах-Юньская тектоническая зона представлена Южно-Верхоянским синклиналием, имеющим асимметричное строение с крутым западным и более пологим восточным бортом, примыкающим к Охотскому террейну [25]. Шесть-восемь километров

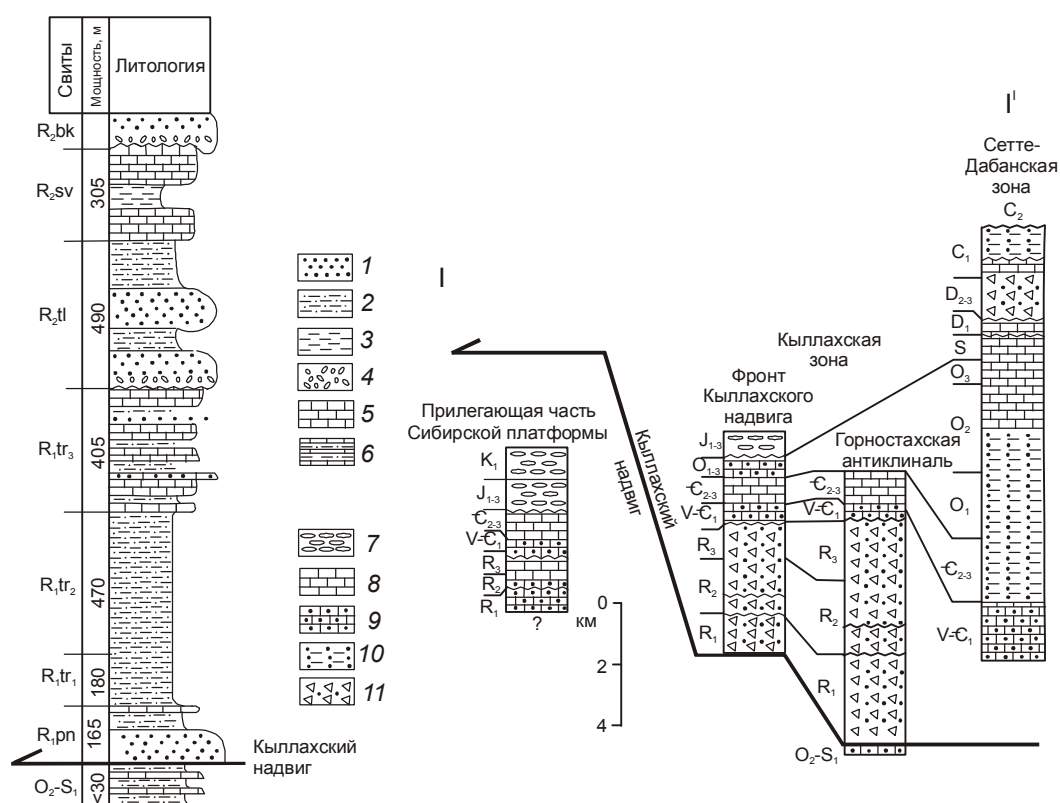


Рис. 5. Стратиграфический разрез отложений в ядре Горностахской антиклинали и схема изменения мощности, состава отложений Сетте-Дабанской и Кыллахской северной зон севера Томпо-Майского (Юдомо-Майского) авлакогена и прилегающей части Сибирской платформы (по линии I-I', местоположение линии разреза см. рис. 4) [25].

Свиты рифея: R_{1pn} – пионерская, R_{1tr} – трехгорная, R_{2tl} – талынская, R_{2sv} – светлинская, R_{2bk} – бикская. Литологические ассоциации (1–6): песчаники (1), алевролиты (2), глинистые сланцы (3), конгломераты (4), доломиты (5), терригенно-карбонатная толща с остатками палеозойской фауны (6). Отложения (7–11): континентальные обломочные (7), мелководно-морские карбонатные (8), морские терригенно-карбонатные (9), глубоководные морские и турбидиты (10), рифтовые вулканогенно-осадочные образования (11).

разреза в нем представлено верхнепалеозойскими и мезозойскими терригенными отложениями. Рифей-кембрийские существеннокарбонатные образования слагают низы разреза синклинория и протягиваются на восток вплоть до Охотского террейна. Отмечается увеличение мощности карбонатных отложений рифея и нижнего палеозоя в Сете-Дабанской зоне и на западе синклинория [25].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Область рифей-венд-кембрийского седиментогенеза юго-восточной окраины Северо-Азиатского кратона рассматривается в ракурсе проблемы “Осадочные бассейны Востока России: геология, геодинамика, нефтегазоносность”. Ее терригенно-карбонатный битуминозный комплекс является древнейшим из известных в дальневосточном регионе перспективно нефтегазоносных и нефтегазоносных объек-

тов. В последнее десятилетие появились разработки о возможности обнаружения в ее недрах залежей газогидратов [3].

На рисунке 6 приведена принципиальная схема геолого-структурного районирования АМКС, Алдано-Майской нефтегазоносной области Лено-Тунгусской нефтегазоносной провинции Сибирской платформы.

Авторы благодарны сотрудникам лаборатории тектоники осадочных бассейнов Института тектоники и геофизики ДВО РАН Т.Л. Карповой, Л.В. Яхно, Л.Д. Песковой, Г.М. Выхованец за их помощь в технической подготовке статьи к печати.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Атлас литолого-палеогеографических карт Мира. Поздний докембрий и палеозой континентов / А.Б. Ронов, В.Е. Хани, К.Б. Сеславинский. Л.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 1984.

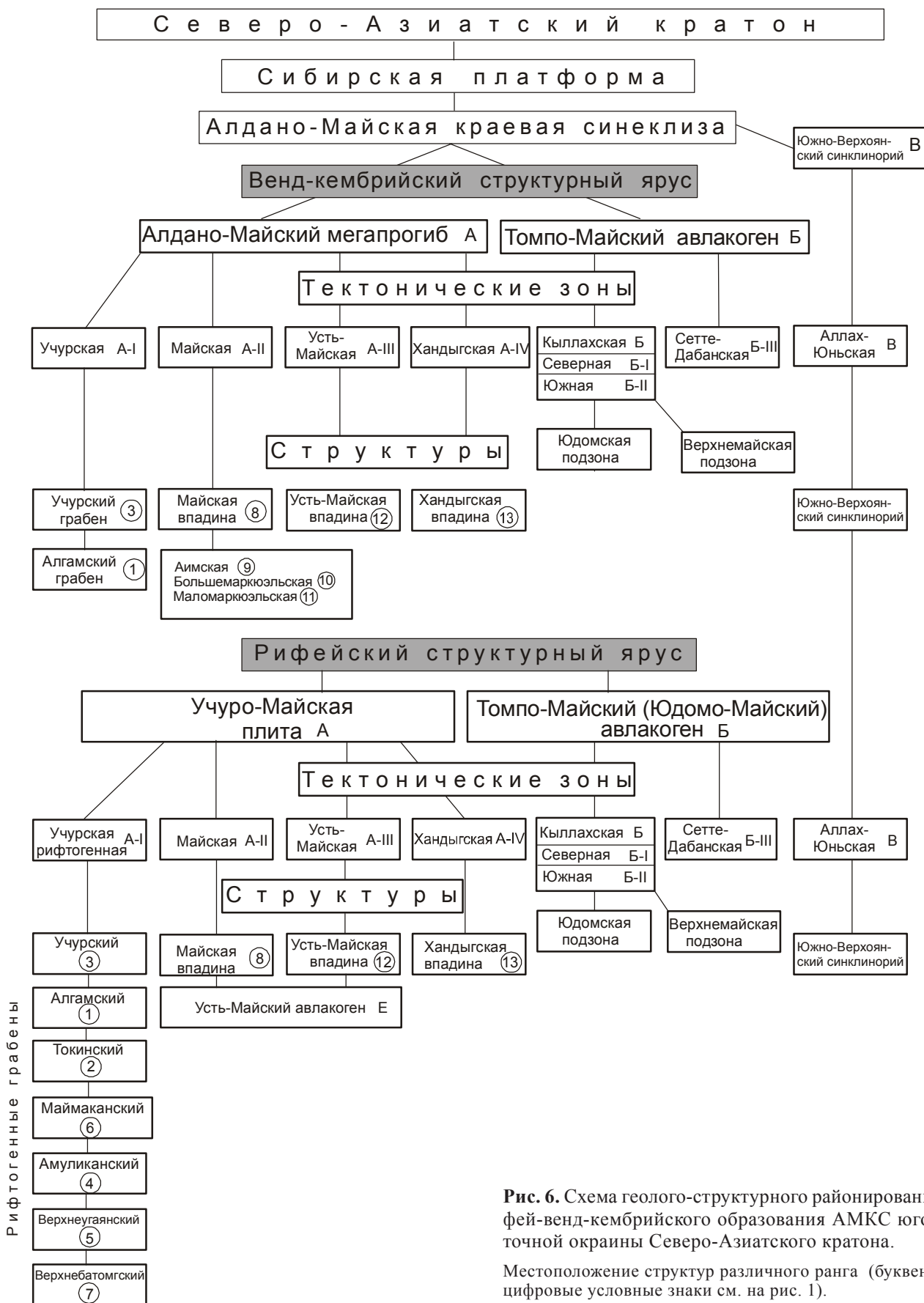


Рис. 6. Схема геолого-структурного районирования рифей-венд-кембрийского образования АМКС юго-восточной окраины Северо-Азиатского кратона.

Местоположение структур различного ранга (буквенные и цифровые условные знаки см. на рис. 1).

2. Бутенко Б.П., Варнавский В.Г. Условия формирования осадочного чехла юго-восточной части Сибирской платформы и перспективы его нефтегазоносности // Вопросы геологии осадочных формаций юга Дальнего Востока. Владивосток: Приморский полиграф. комб., 1973. С. 20–35.
3. Варнавский В.Г. Перспективы гидратообразования в Учуро-Майской нефтегазоносной области // Материалы V Всероссийского литологического совещания “Типы седиментогенеза и литогенеза в истории Земли”. Екатеринбург, 2008. С. 119–122.
4. Геологическая карта Хабаровского края. 1:1 000 000 / Сост. А.Ф. Васькин, В.А. Гурьянов, В.Ю. Забродин и др.; Отв. ред. А.Ф. Васькин, Г.В. Роганов. Хабаровск: ФГУГПП “Хабаровскгеология”, 2004.
5. Горошко М.В., Гурьянов В.А. Мезо-неопротерозойские комплексы чехла юго-востока Сибирской платформы: условия образования и основные черты тектоники // Геотектоника. 2008. № 2. С. 80–96.
6. Гудзенко В.Т., Илюхин А.Н., Тараненко Е.И., Трофимук А.А. Литология верхнепротерозойских песчаников юго-восточной окраины Сибирской платформы // Вопросы литогенеза юга Дальнего Востока. М.: Наука, 1977. С. 92–97.
7. Гурьянов В.А. Геология и металлогения Улканского района (Алдано-Становой щит). Владивосток: Дальнаука, 2007. 227 с.
8. Гусев Г.С., Петров А.Ф., Фрадкин Г.С. и др. Стратиграфия и эволюция земной коры Якутии. М.: Наука, 1985. 247 с.
9. Илюхин А.Н. Коллекторские горизонты Алдано-Майского возможно нефтегазоносного бассейна // Вопросы литогенеза юга Дальнего Востока. М.: Наука, 1977. С. 87–91.
10. Карсаков Л.П., Гурьянов В.А., Горошко М.В. Стратиграфия нижних горизонтов гипостратотипа рифея (Юго-Восток Сибирской платформы) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2002. Т. 10, № 1. С. 47–61.
11. Карта нефтегазоносности Сибирской платформы / МПР России. ГФУП СНИИГГиМС. Кол. авт. Ред. В.С. Старосельцев. Новосибирск, 2002.
12. Константиновский А.А. Улканский и Билякчанский среднепротерозойские грабены юго-востока Сибирской платформы // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1974. № 4. С. 72–84.
13. Конторович А.Э., Сурков В.С., Трофимук А.А. (ред.). Геология нефти и газа Сибирской платформы. М.: Недра, 1981. 552 с.
14. Косыгин Ю.А., Башарин А.К., Берзин Н.А. и др. Докембрийская тектоника Сибири. Новосибирск: Наука, 1964. 74 с.
15. Красный Л.И., Бутенко Б.П., Кириллова Г.Л. Алдано-Майская перспективная нефтегазоносная провинция // Осадочные формации нефтегазоносных областей Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1975. С. 15–30.
16. Легенда Учуро-Майской серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации м-ба 1:200000 (изд. второе) / В.А. Гурьянов, гл. ред. Ю.П. Рассказов. Хабаровск: ФГУГПП “Хабаровскгеология”. 1999. 86 с.
17. Леонтович А.А. Геологические исследования в Аяно-Майском районе (бассейн среднего течения р. Мая и пересечения хребта Джугджур): Материалы по геологии и полезным ископаемым ДВК. Вып. 18. Хабаровск, 1937.
18. Мандельбаум М.М., Савинский К.А., Холин Б.Н. О перспективах нефтегазоносности Иркутского амфитеатра // Проблемы сибирской нефти / Отв. ред. Ю.А. Косыгин. Новосибирск: СО АН СССР, 1963. С. 115–126.
19. Моралев В.М., Нужнов С.В. Перспективы нефтегазоносности позднедокембрийских отложений в бассейне среднего течения р. Мая // Изв. вузов. Геология и разведка. 1961. № 1.
20. Нужнов. Рифейские отложения юго-востока Сибирской платформы. М.: Наука, 1967. 175 с.
21. Парфенов Л.М. Главные тектонические единицы территории Якутии // Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия) / Отв. ред. Л.М. Парфенов, М.И. Кузьмин. М.: МАИК “Наука/Интерпериодика”, 2001. С. 76–80.
22. Потапов С.В., Лобанова А.Ф. Разрез Лахандинской скважины // Вопросы региональной геологии СССР. М.: Недра, 1971. С. 208–212.
23. Природные ресурсы нефти и газа Хабаровского края: состояние, проблемы изучения и освоения / В.Г. Варнавский, Е.Н. Галичанин, В.Я. Беспалов и др. Владивосток: Дальнаука, 2001. 138 с.
24. Прокопьев А.В., Парфенов Л.И., Томшин М.Д., Колодезников И.И. Чехол Сибирской платформы и смежных складчато-надвиговых поясов // Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия) / Отв. ред. Л.М. Парфенов, М.И. Кузьмин. М.: МАИК “Наука/Интерпериодика”, 2001. С. 113–155.
25. Прокопьев А.В., Дейкуненко А.В. Деформационные структуры складчато-надвиговых поясов // Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия) / Отв. ред. Л.М. Парфенов, М.И. Кузьмин. М.: МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001. С. 156–198.
26. Решения IV МРСС по докембрию и фанерозою юга Дальнего Востока и Восточного Забайкалья. Хабаровск, 1990. Объясн. зап. к стратиграфическим схемам. Хабаровск: ХГГГП, 1994. 124 с.
27. Семихатов М.А., Серебряков С.И. Сибирский гипостратотип рифея. М.: Наука, 1983. 221 с.
28. Сеньюков В.М. Река Толба и нефтеносность северного склона Алданского массива // Труды НГРП. Сер. А. Вып. 107. 1938.
29. Словарь по геологии нефти и газа. М.: Недра, 1988. 529 с.
30. Тектоника, глубинное строение, металлогения области сочленения Центрально-Азиатского и Тихоокеанского поясов: Объясн. зап. к тектон. карте. 1:500 000 / Л.П. Карсаков, Чжао Чуньцзин, Ю.Ф. Малышев, М.В. Горошко и др.). Владивосток-Хабаровск, 2005. 264 с.
31. Угольная база России. Т. V. Кн. М.: ЗАО “Теоинформ-марк”, 1997. 371 с.
32. Шпунт Б.Р. Позднедокембрийский рифтогенез Сибирской платформы. Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1987. 139 с.
33. Ян-Жин-Шин В.А. Тектоника Сетте-Дабанского горстантиклинория. Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1983. 156 с.
34. Ярмлюк В.А., Варнавский В.Г. Перспективы нефтегазоносности Аяно-Майского района Хабаровского края // Сов. геология. 1964. № 6. С. 23–31.

Рекомендована к печати А.Н. Диденко

НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО ГЕОЛОГИИ И ГЕОХИМИИ ГРАНИТОИДОВ УСПЕНСКОГО
МАССИВА (ЮЖНОЕ ПРИМОРЬЕ)

Е.Ю. Москаленко¹, Н.Н. Крук², Г.А. Валуй¹

¹Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, пр. 100 лет Владивостоку 159, г. Владивосток, 690022, e-mail: emoskalen@mail.ru

²Институт геологии и минералогии СО РАН, ул. акад. Коптюга 3, г. Новосибирск, 630090

Поступила в редакцию 7 июня 2010 г.

Приведены данные по геологии, петрохимии, минералогии и геохимии Успенского гранитоидного массива (Южное Приморье). Массив сложен породами двух ассоциаций: ранней (103.3±2.4 млн. лет), включающей гранатосодержащие биотитовые и двуслюдяные гранит-лейкограниты, и поздней (99±2 млн лет), представленной биотитовыми (±амфибол) гранодиоритами, меланогранитами и гранитами. Гранитоиды обеих ассоциаций соответствуют породам нормальной щелочности с калиевой специализацией и повышенным содержанием глинозема, отличаясь по соотношению глинозема, кальция и щелочей.

Гранатовые гранит-лейкограниты характеризуются максимальными среди пород массива концентрациями Rb, Th и U, минимальными – Sr, Ba, Hf и Zr. Спектры распределения РЗЭ имеют квазисимметричную форму и глубокие Eu минимумы. Меланограниты имеют более высокие содержания Sr и Ba и вместе с гранитами характеризуются асимметричными спектрами распределения РЗЭ с незначительными отрицательными аномалиями по Eu. Порфириовидные гранодиориты и граниты отличаются пониженными содержаниями Sr и Ba, а гранодиориты – пониженными концентрациями K, РЗЭ, Zr, Hf, Th и U, повышенными Nb и отчетливым Eu минимумом.

По петрохимическому и редкоэлементному составу породы обеих ассоциаций соответствуют гранитоидам S-типа, сформированным за счет частичного плавления близких по составу коровых субстратов. Таким образом, при формировании Центрально-Сихотэ-Алинского плутонического пояса в режиме трансформной континентальной окраины образование S-гранитов происходило как на ранней (апт), так и на поздней (поздний альб) стадиях, в последнем случае – синхронно с внедрением известково-щелочных и субщелочных гранитоидов.

Ключевые слова: гранитоиды, геология, геохимия, геодинамический режим трансформной окраины, Успенский массив, Приморье.

ВВЕДЕНИЕ

Проблема взаимосвязи магматизма и тектоники принадлежит к числу наиболее важных и остро дискуссионных в современной геологической науке. Одним из ключевых моментов, определяющих успешное решение данной проблемы, является реконструкция специфики вещественного состава магматических ассоциаций, отвечающих определенным геодинамическим режимам.

За последние полвека в этом направлении достигнуты значительные успехи. Построены дискриминантные тектонические диаграммы для пород базальтового состава [27, 30, 33, 34 и др.] и обоснованы геохимические характеристики гранитов – индикато-

ров внутриплитных обстановок, островных дуг и континентальных окраин с субдукцией, а также зон коллизии [3, 23, 25, 35]. Необходимость продолжения и развития этих работ диктуется дальнейшим развитием концепции тектоники литосферных плит и обоснованием других геодинамических режимов и обстановок. Одним из ярких примеров являются трансформные континентальные окраины – сложные обстановки калифорнийского типа, связанные с погружением срединно-океанического хребта под континент, образованием slab-window сдвигов, которые впервые были выделены на западном побережье Северной Америки [20 и др.]. Позднее по геологическим данным аналогичный режим был доказан для

раннемелового и позднемелового–раннепалеогенового этапов истории Приморья [5, 15].

Несмотря на то, что исследования магматизма трансформных континентальных окраин в Приморье находятся на начальном этапе, выявлена его главная особенность – чрезвычайная пестрота вещественного состава магматических пород. Как следствие, первостепенной задачей является выявление спектра магматических ассоциаций, формирование которых связано с установленными трансформными геодинамическими режимами, и уже затем – детальная характеристика их внутреннего строения и особенностей вещественного состава. При изучении интрузивных ассоциаций ключевое значение приобретают прецизионное геохронологическое датирование и доказательство синкинематичности внедрения интрузий. Специфика геологической позиции и особенностей вещественного состава вулканических ассоциаций трансформных континентальных окраин Востока Азии достаточно подробно рассмотрена в работе [11]. Информация об интрузивных комплексах, в особенности о гранитоидах, довольно скудная.

В данной работе излагаются результаты геологических, минералого-петрографических и геохимических исследований гранитоидов Успенского массива в Южном Приморье, который может рассматриваться в качестве плутоно типа гранитоидов трансформной континентальной окраины. Результаты U-Pb изотопных исследований [16] показали, что внедрение и кристаллизация гранитоидов происходили в узком возрастном интервале 97–106 млн лет, совпадавшем с этапом существования в Приморье режима трансформной континентальной окраины [5, 15], сопровождавшегося масштабными перемещениями вдоль Центрально-Сихотэ-Алинского разлома. При этом синкинематичная природа Успенского массива подчеркивалась многими предшествующими исследователями [7, 8, 17].

МЕТОДИКА АНАЛИТИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Для аналитических исследований были использованы породы Успенского массива, отобранные авторами, а также С.А. Коренбаумом и И.А. Тарариным в ходе полевых работ 1972, 2001, 2002 и 2008 гг. Содержания петрогенных компонентов в гранитоидах определялись методом мокрой химии в ДВГИ ДВО РАН (аналитики Е.А. Лаговская, С.П. Баталова, Ж.А. Щека) и методом РФА на спектрометре СРМ-25 в Объединенном институте геологии, геофизики и минералогии СО РАН (аналитики А.Д. Киреев, Н.М. Глухова) по стандартным методикам.

Содержания редких и редкоземельных элементов определялись методом индукционно-связанной плазмы с масс-спектрометрическим окончанием. Методика химической подготовки проб не отличалась от стандартной [32]. Измерения содержаний проводились в ЦКП ИНЦ СО РАН (г. Иркутск) на “VG Plasmquad PQ-2” (аналитики С.В. Пантеева, В.В. Маркова, В.И. Ложкин, Е.В. Смирнова) по методике [26] с использованием стандартов G-2 и GSP-2.

Состав породообразующих минералов определялся с использованием рентгеновского микроанализатора “Camebax” в Институте геологии и минералогии СО РАН (аналитик Л.Н. Поспелова) по стандартной методике.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ И ВНУТРЕННЕЕ СТРОЕНИЕ МАССИВА

Успенский интрузив расположен на юге Приморского края (рис. 1), обнажаясь на побережье Японского моря от бух. Краковка (Юзгоу) на юго-западе до бух. Киевка (Судхузе) на северо-востоке на протяжении 40 км при средней ширине 10 км. Форма выхода интрузива в плане – линейно-вытянутая. В общей структуре района он ограничивает Кривинский структурный блок и, в целом, совместно с другими крупными интрузивами, примыкающими к нему с юго-запада (массивы бух. Спокойной (Тазгоу) и м. Поворотного), выполняет крупную раздвиговую зону, сформированную на пересечении Центрально-Сихотэ-Алинского и Партизанского разломов. Район проявления изученных гранитоидов отвечает крайней юго-восточной части позднемезозойского Сихотэ-Алинского плутонического пояса в зоне его сочленения со структурами кайнозойского Восточно-Сихотэ-Алинского вулcano-плутонического пояса.

Мощность интрузива, по геофизическим расчетам [8], около 4 км. Глубина эрозионного среза невелика, и обнажена преимущественно апикальная часть массива. Интрузив прорывает и метаморфизует терригенные и кремнисто-терригенные (олистостромовые) отложения кривинской серии юрского возраста, сланцы и милониты шайгинского раннемелового комплекса, серпенизированные пироксениты и габброиды позднеюрского–раннемелового ольхового комплекса [7]. Породы Успенского массива в свою очередь прорваны гранитоидами Островного (Судзунского) массива, относимого к лазовскому комплексу маастрихтского возраста, и дайками лампрофиров позднемелового егеревского комплекса.

Успенский массив детально изучался многими исследователями [6–8, 12, 13, 16, 17]. По данным П.Л. Неволлина и др. [8], в составе интрузива выделя-



Рис. 1. Структурная схема Успенского гранитного массива (по П.Л. Неволину [16], с дополнениями авторов).

1 – останцы раннепалеозойских габброидов; 2–3 – интрузивные породы (2 – гранатсодержащие граниты (а), гранодиориты (б); 3 – лейкограниты жильной серии); 4 – терригенные сланцеватые породы (а) и палеогеновые дайки основного состава (б); 5 – контуры складчатых структур, реконструированных по останцам вмещающих пород среди гранитов; 6 – преимущественное направление осей складок во вмещающих породах вне интрузива; 7–8 – оси псевдоскладок, образованных элементами расслоенности гранитов (7 – синформ, 8 – антиформ); 9 – надвиги; 10 – сдвиги: первого порядка (а) и второго порядка (б); 11 – ориентировка элементов расслоенности гранитов (а), слоистости и сланцеватости в останцах вмещающих пород (б); 12 – места отбора некоторых образцов (номера из табл. 1). На врезке показано местоположение Успенского и других массивов Сихотэ-Алинского плутонического пояса вдоль Центрально-Сихотэ-Алинского разлома.

ются три интрузивные фазы. Первая (основная) фаза, слагающая 95 % объема массива, – гранодиориты, меланократовые граниты и граниты биотитовые, биотит-гранатовые и мусковит-гранатовые, аляскитовые и порфириовидные. Вторая представлена лейкогранитами, аплитами, пегматитами и гранодиорит-порфирами, третья – микрогаббро, диоритовыми порфиридами, гранодиорит- и гранит-порфирами. Распределение разновидностей гранитоидов в пределах Успенского массива неоднородно: его западная часть (в районе бух. Краковка) сложена крупно-сред-

незернистыми гранат-двуслюдянными и гранат-биотитовыми гранит-лейкогранитами. В центральной части (бух. Цукановой, Мелководная, Успения) преобладающими породами являются среднезернистые биотитовые (\pm амфибол) гранодиориты и меланократовые граниты. Породы промежуточного состава (среднезернистые биотитовые граниты и адамеллиты) обнаружены между м. Сысоева и бух. Цукановой. Восточная часть интрузива (к востоку от бух. Успения) сложена крупно-среднезернистыми биотитовыми гранодиоритами и гранитами. Лейкограниты, апли-

Таблица 1. Химический состав (в мас. %) гранитоидов Успенского массива.

№	образец	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ *	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	п.п.п.	сумма
1	8-02-14/1	71.19	0.03	15.73	0.79	0.14	0.30	1.21	3.54	6.68	0.03	0.44	100.08
2	8-02-15	74.40	0.10	13.61	1.67	0.09	0.45	1.23	2.60	5.08	0.03	0.45	99.71
3	В-1352	75.52	0.05	13.50	0.90	0.06	0.53	0.78	3.42	4.50	0.14	0.20	99.6
4	Т-48	74.40	0.30	12.70	1.39	0.20	0.30	2.06	3.73	4.20	не опр.	0.35	99.63
5	К-159-Б	74.03	0.03	14.80	1.92	0.19	0.15	0.57	2.80	4.74	0.14	0.30	99.67
6	К-159-К	75.25	0.11	14.00	1.14	0.07	0.17	0.86	3.39	4.02	0.06	0.39	99.46
7	К-156-М	75.88	0.10	12.35	2.32	0.05	0.14	0.50	3.85	3.93	0.03	0.24	99.39
8	К-159-Г	78.21	0.03	11.02	2.18	0.07	0.15	0.51	2.81	3.72	0.03	0.48	99.21
9	Т-53	75.10	0.15	12.20	1.81	0.12	0.50	1.38	3.62	4.20	0.35	0.35	99.78
10	8-02-11	75.11	0.06	13.78	1.38	0.08	0.25	0.85	3.16	4.57	0.03	0.61	99.88
11	8-02-10	76.28	0.03	13.75	0.95	0.10	0.23	0.64	2.88	4.14	0.03	0.52	99.55
12	Т-60Д	66.38	0.80	15.38	3.94	0.08	1.71	3.31	3.24	3.57	не опр.	1.03	99.44
13	Т-59Ж	66.62	1.06	15.11	3.72	0.08	2.21	3.03	3.08	3.92	не опр.	0.99	99.82
14	Т-60Г	66.73	0.64	15.11	3.72	0.07	1.30	3.17	3.08	4.28	не опр.	1.18	99.28
15	8-02-22	66.79	0.50	16.32	3.84	0.09	1.47	3.00	2.44	4.15	0.16	0.78	99.54
16	Т-60П	66.84	0.59	15.39	3.56	0.08	2.01	3.72	3.24	4.16	не опр.	0.74	100.33
17	8-02-25	67.14	0.50	15.46	3.89	0.09	1.31	3.25	3.16	3.26	0.16	0.65	98.87
18	8-02-25/1	67.33	0.51	14.94	3.87	0.10	1.56	3.22	3.14	3.96	0.16	0.83	99.62
19	Т-58	67.70	0.89	15.50	3.05	0.09	1.00	2.80	3.24	4.26	0.17	0.20	98.9
20	В-1341	67.16	0.56	15.94	3.54	0.10	1.35	3.59	3.08	3.65	0.16	0.52	99.65
21	В-1342	68.22	0.53	15.35	3.23	0.10	1.57	3.15	3.00	3.73	0.17	0.59	99.64
22	Т-42	70.44	0.42	14.17	2.48	0.03	1.17	2.67	3.18	3.23	0.12	1.38	99.29
23	Т-43-0	70.75	0.40	14.36	2.87	0.05	1.44	2.58	3.51	3.92	0.12	0.47	100.47
24	Т-40	71.28	0.16	14.48	2.45	0.03	0.63	2.64	3.58	3.07	0.07	1.15	99.54
25	В-1353	71.78	0.25	14.17	2.81	0.04	0.90	2.16	3.50	3.29	0.08	0.31	99.29
26	Т-72	70.64	0.42	13.77	3.47	0.06	0.96	2.68	3.03	3.52	0.18	0.73	99.46
27	Т-72-1	66.22	0.55	14.47	6.64	0.14	1.33	3.41	4.15	2.44	0.21	0.18	99.74
28	Т-55Д	64.00	1.19	16.50	4.03	0.11	1.45	3.70	3.51	3.72	не опр.	0.49	98.7
29	8-02-19	66.67	0.51	16.07	3.82	0.09	1.39	3.05	2.44	4.43	0.17	0.66	99.3
30	В-1333м	49.90	1.22	17.78	10.51	0.16	6.56	6.25	3.58	1.90	0.41	1.86	100.13

Примечание. 1. 1–11 – породы гранит-лейкогранитной ассоциации (1–4 – гранат-биотитовые граниты, 5–11 – гранат-двуслюдяные лейкограниты); 12–27 – породы гранодиорит-гранитной ассоциации: 12–25 – равнозернистые биотитовые (±амфибол) гранитоиды центральной части массива (12–16 – гранодиориты, 17–21 – меланократовые граниты, 22–25 – граниты); 26–27 – порфиоровидные биотитовые гранитоиды восточной части массива (26 – гранодиорит, 27 – гранит); 28–30 – породы жильной серии (28 – амфибол-биотитовый гранодиорит, 29 – биотитовый гранодиорит, 30 – габбродиорит). Авторство проб: с индексом “К” – коллекция И.А. Коренбаума, с индексом “Г” – коллекция И.А. Тарарина, с индексом “В” – Г.А. Валуи, без индекса – Н.Н. Крук. Fe₂O₃* – в пробах с индексом “Г, К, В”, проанализированных методом мокрой химии, суммарное железо пересчитано в форму Fe₂O₃. Не опр. – не определено.

ты, пегматиты, гранодиорит-порфиры и диоритовые порфиры слагают многочисленные дайки и мелкие тела, прорывающие все описанные выше петрографические разновидности.

Контакты между отдельными разновидностями пород (исключая жильные) не обнаружены. Это привело наших предшественников к выводу, что отдельные разновидности гранитоидов (от биотит-амфиболовых гранодиоритов до гранат-биотитовых лейкогранитов) связаны между собой постепенными переходами и являются фаціальными. Однако авторами при изучении обнажений биотитовых гранодиоритов на северо-восточной оконечности бух. Цукановой встречены заключенные в них ксенолиты гранатсодержащих биотитовых гранитов и кварц-полевошпатовых пегматитов. На побережье между бух. Краковка и Цукановой, восточнее м. Сысоева, в неокатанной глыбе наблюдалось “срезание” биотитовыми меланогранитами грейзенизированных аплитовых даек, прорывающих метаморфические сланцы ольховского комплекса (рис. 2). Поскольку на изучаемой территории отсутствуют проявления более древних, чем успенские, гранитоидов и, соответственно, пегматитов и грейзенов, мы относим аплиты и пегматиты к ранней ассоциации лейкогранитов, а меланократовые граниты – к поздней ассоциации успенских гранитоидов. Подобные взаимоотношения, особенно с нарушением гомодромности, свидетельствуют не о фаціальном, а о фазовом взаимоотношении гранатсодержащих гранит-лейкогранитов, с одной стороны, и биотитовых (\pm амфибол) гранодиоритов и гранитов, с другой. Наличие же среди ксенолитов пегматитов, традиционно выделяемых в позднюю (постгранитную) фазу, а также “срезание” аплитовых даек, позволяют предполагать существование здесь двух самостоятельных магматических ассоциаций (а не одной, пусть даже эволюционировавшей в антидромной последовательности).

При детальном петрографическом изучении серии образцов пород, отобранных на побережье от м. Сысоева до бух. Цукановой (т. 22, 23, 25 и др.), было установлено увеличение зернистости гранодиоритов от мелкозернистых до крупно-среднезернистых и уменьшение степени порфировидности с удалением от выходов гранатовых гранитов, имеющих крупнозернистую структуру, что позволяет предполагать наличие здесь нескрытого контакта между гранодиоритами и гранатовыми гранитами.

Таким образом, геологические данные свидетельствуют о присутствии в составе выделенной предыдущими исследователями [8] первой (основной) фазы Успенского интрузива двух различных

гранитоидных ассоциаций: ранней, представленной гранатсодержащими равномернозернистыми биотитовыми и двуслюдяными гранитами и лейкогранитами, и поздней, объединяющей биотитовые, иногда с амфиболом, равномернозернистые гранодиориты и меланократовые граниты, а также равномернозернистые и порфировидные биотитовые граниты. Полученные авторами [16] результаты U-Pb изотопного датирования (103.3 ± 2.4 млн лет для гранатовых лейкогранитов и 99 ± 2 млн лет для биотитовых гранодиоритов) подтверждают полевые наблюдения.

Ранее [7, 8, 17] неоднократно подчеркивался синтетектонический характер Успенского интрузива, выражающийся в повсеместной гнейсовидности пород, широком развитии катаклаза, а также единстве стиля структурных деформаций рамы массива и слагающих его гранитоидов (включая породы поздней жильной серии), “синкинематическом” характере контактов и наличии в гранитоидах многочисленных ксеноблоков вмещающих пород (провесов кровли), ориентированных согласно с общим планом деформаций. Однако проведенные исследования показали, что взаимоотношения гранитоидов Успенского массива с тектоническими деформациями имеют более сложный характер.

В западной части массива (бух. Краковка) были изучены взаимоотношения гранат-двуслюдяных лейкогранитов с юрскими олистостромовыми образованиями кривинской серии. Контакты гранитоидов с рамой здесь имеют резкий интрузивный характер со срезанием слоистости пород; в некоторых случаях контакты осложнены пологими малоамплитудными срывами, плоскости которых



Рис. 2. Контакт биотитовых меланократовых гранитов с вмещающими сланцами, рассеченными аплитами. Фото глыбы на морском берегу.

падают в южном направлении. Степень тектонического преобразования гранитоидов на этом участке относительно невысока и обнаруживает признаки только хрупкопластичных деформаций. Сложная асимметричная складчатость, присущая отложениям кривинской серии, не находит своего отражения в структурах гранитоидов. В то же время взаимоотношения биотитовых меланократовых гранитов и гранодиоритов с метаморфическими толщами шайгинского комплекса между м. Сысоева и бух. Цукановой имеют существенно иной характер. Здесь гранитоиды имеют повсеместно гнейсовидный облик и характеризуются широким развитием катакластических структур. Контакты гранитоидов с вмещающими толщами синкинематические: наблюдаются извилистые границы с глубоким проникновением апофиз гранитоидов в раму. Во вмещающих толщах на контактах с гранитоидами наблюдаются признаки вязко- и хрупкопластичных деформаций, причем направления гнейсовидности в гранитах и сланцах совпадают.

Следовательно, вывод о синкинематичности гранитоидов Успенского массива полностью подтверждается для гранодиоритов и меланократовых гранитов поздней ассоциации, внедрение и кристаллизация которых происходила в условиях сжатия, а интрузия гранатсодержащих гранит-лейкогранитов западной части массива произошла раньше пика тектонических деформаций.

Характерной чертой Успенского массива является обилие в породах поздней ассоциации (прежде всего – в биотитовых меланократовых гранитах и гранодиоритах) большого числа включений различного размера и состава. Наряду с ороговикованными породами рамы среди них встречаются округлые шпировидные включения мелкозернистых меланократовых пород, по вещественному составу отвечающих субщелочным диоритам и кварцевым диоритам с повышенными содержаниями Ti, K и P. Включения сложены призматически-зернистым плагиоклазом среднего состава, биотитом, роговой обманкой и кварцем [6, 13]. В настоящей работе авторы не ставят себе целью детального описания этого явления и расшифровки его природы. Отметим лишь, что генезис подобных образований остро дискуссионен: разные авторы связывают их с захватом гранитоидами реликтов магмогенерирующего субстрата, взаимодействием сосуществующих коровых и мантийных магм (magma mingling) или с расслоением первично однородного расплава вследствие кавитационных явлений [1, 9, 13, 24, 31 и др.].

СТРУКТУРНО-ТЕКСТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ И МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ ПОРОД

Успенский массив характеризуется широким разнообразием разновидностей пород. В данной работе приводится петрографическое описание только главных разновидностей гранитоидов.

Гранатсодержащие гранит-лейкограниты ранней ассоциации представляют собой белые массивные крупнозернистые равномернозернистые породы с типично гранитной структурой, состоящие из плагиоклаза (30–32 %), решетчатого микроклин-пертита (25–35 %), кварца (30–40 %), биотита (1–3 %), граната (0.5–1.0 %) и мусковита (0.7–1.5 % в двуслюдяных разновидностях).

Плагиоклаз образует слабозональные идиоморфные кристаллы с полисинтетическими двойниками и гломеросростки кристаллов состава $An_{25-20} An_{16-14}$. Микроклин в породах представлен изометричными кристаллами с пертитами веретенообразной и прожилковой формы, имеет ярко выраженную микроклиновую решетку. На границе микроклина с плагиоклазом нередко наблюдаются мирмекиты. Биотит ($f = 66-74$ %; $Al/(Al+Si) = 38-39$ %) присутствует в виде пластинчатых кристаллов размером до 0.5 см, плеохроирующих от красно-коричневых до светло-коричневых тонов. Гранат образует хорошо ограниченные бесцветные или слабо розовые изотропные кристаллы размером до 3 мм. По составу гранат отвечает альмандину с примесью (20–26 %) спессартиново-го минала. В двуслюдяных разновидностях с биотитом ассоциируют хорошо образованные кристаллы мусковита размером 2–4 мм. Кроме того, встречается вторичный мусковит в виде мелких чешуек, замещающих биотит и полевые шпаты. Акцессорные минералы представлены апатитом, ортитом (кристаллы до 1 мм), цирконом и, спорадически, магнетитом.

Гранодиориты, меланократовые граниты и граниты поздней ассоциации центральной части массива представляют собой светло-серые крупно-среднезернистые гнейсовидные или массивные породы, среди которых встречены как равномернозернистые, так и слабо порфировидные разновидности. Породы имеют, как правило, гипидиоморфнозернистую структуру и сложены плагиоклазом (37 до 50 %), микроклином (15–27 %), кварцем (20 до 32 %), темноцветными (биотит – 5–15 %, роговая обманка – до 1 %), акцессорными (до 1 %) минералами.

Плагиоклаз образует сложные гломеросростки с хорошо видимой зональностью (от An_{53-46} в центральных частях зерен до An_{20-18} – в краевых). В центральных частях крупных зерен нередко реликтовые интенсивно измененные ядра более основного

плаггиоклаза, состав которых не удалось определить из-за незначительных размеров и широкого развития вторичных минералов. Микроклин представлен порфирированными выделениями и более мелкими кристаллами в основной массе породы. Зерна микроклина характеризуются широким развитием простых двойников и обилием веретенообразных пертитов. Во многих зернах наблюдается микроклиновидная решетка. Биотит образует крупные чешуйки размером 0.5–2.0 мм. Железистость биотита в меланократовых гранитах и гранодиоритах более низкая (53–63 %), чем в гранатосодержащих гранитах. Бледно-зеленая роговая обманка ($f = 46–51\%$) встречается редко и в малых количествах, слагая тонкопризматические кристаллы размером до 2–3 мм. Акцессорные минералы представлены апатитом, ортитом, цирконом и магнетитом (в том числе – с повышенными содержаниями титана).

Порфирированные биотитовые граниты, слагающие восточную часть массива (район бух. Киевка), претерпели существенные изменения в результате процессов динамометаморфизма, связанных с близостью Центрального разлома и образованием бластомилонитов и порфиробластовых гнейсовидных разновидностей.

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЙ И РЕДКОЭЛЕМЕНТНЫЙ СОСТАВ ГРАНИТОИДОВ

Гранитоиды Успенского массива по петрохимическому составу в большинстве своем отвечают породам нормальной щелочности (рис. 3А), характеризуются существенно калиевой специализацией щелочей и повышенными содержаниями глинозема. Относительно низкие содержания кальция, высокие (до 1.22 в отдельных пробах) значения индекса Шенда ($Al_2O_3/CaO+Na_2O+K_2O$) во всех разновидностях пород в совокупности с наличием граната и повышенной глиноземистостью биотита свидетельствуют о принадлежности гранитоидов к плюмазитовому типу (S-граниты, по [22]). В то же время обнаруживается ряд минералогических (наличие в меланогранитах среднего плаггиоклаза, спорадическое присутствие амфибола и акцессорного ортита) и петрогеохимических признаков, роднящих рассматриваемые гранитоиды с породами монцонитоидного ряда (табл. 1, 2).

В целом по мере повышения кремнекислотности в гранитоидах наблюдается понижение содержания TiO_2 , Al_2O_3 , кальция и феррических компонентов (рис. 4). Концентрации калия при достаточно широких вариациях остаются примерно одинаковыми на всем интервале кремнекислотности пород. Содержание магния в породах ранней ассоциации ведет себя

сходным образом, в то время как в поздней с ростом кремнекислотности понижается.

По соотношению глинозема, щелочей и кальция среди гранитоидов выделяются две дискретные группы (рис. 3Б). В первую попадают гранатосодержащие биотитовые и двуслюдяные лейкограниты ранней ассоциации, во вторую – равномернозернистые гранодиориты, меланограниты и граниты, порфирированные биотитовые граниты, а также породы жильной серии. Необходимо отметить также, что на диаграмме “R1-R2” [19] (рис. 3В) породы двух ассоциаций образуют разные тренды. Эти особенности состава подтверждают сделанный на основании геологических данных вывод о существенной автономности гранатосодержащих гранитоидов.

Среди гранитоидов как ранней, так и поздней ассоциации спорадически встречаются породы, слабо недосыщенные глиноземом и имеющие показатель индекса Шенда ($Al_2O_3/CaO+Na_2O+K_2O$) < 1 (рис. 3Б). Проявление этой тенденции в породах и отсутствие зависимости значений индекса Шенда от содержаний в породах кремнезема и кальция (рис. 3Г а, б) свидетельствуют о том, что образование недосыщенных глиноземом разновидностей не является следствием дифференциации гранитоидных магм или контаминации их породами рамы. Наличие обратной корреляции индекса Шенда с индексом щелочности (рис. 3Б) предполагает связь этого процесса с привнесением в гранитоидный расплав щелочей, в первую очередь – калия.

Гранатосодержащие гранит-лейкограниты характеризуются максимальными среди пород массива концентрациями редких щелочей (до 250 г/т Rb), Th и U, минимальными – Sr, Ba, Hf и Zr. Для пород характерны нижекларковые содержания редкоземельных элементов (32–92 г/т). Спектры распределения РЗЭ имеют квазисимметричную форму ($(La/Yb)_N = 1.4–2.5$) и глубокие $(Eu/Eu^*)_N = 0.08–0.14$ минимумы (рис. 5А). На мультиэлементных диаграммах присутствуют минимумы по Ti, Sr, Ba, Zr и Nb. Последний, судя по близкларковым содержаниям РЗЭ иттриевой группы и невысоким концентрациям стронция, вероятнее всего, не отражает условия выплавления первичных расплавов (высокие температуры и давления с присутствием в рестите акцессорного рутила), а просто унаследован от осадочных пород, за счет которых происходила генерация гранитоидных магм [18]. Двуслюдяные разновидности (обр. К-159К, К-159В, рис. 5А) отличаются от биотитовых (обр. В-1352) более высокими содержаниями всей гаммы редких элементов, при этом формы мультиэлементных спектров остаются практически неиз-

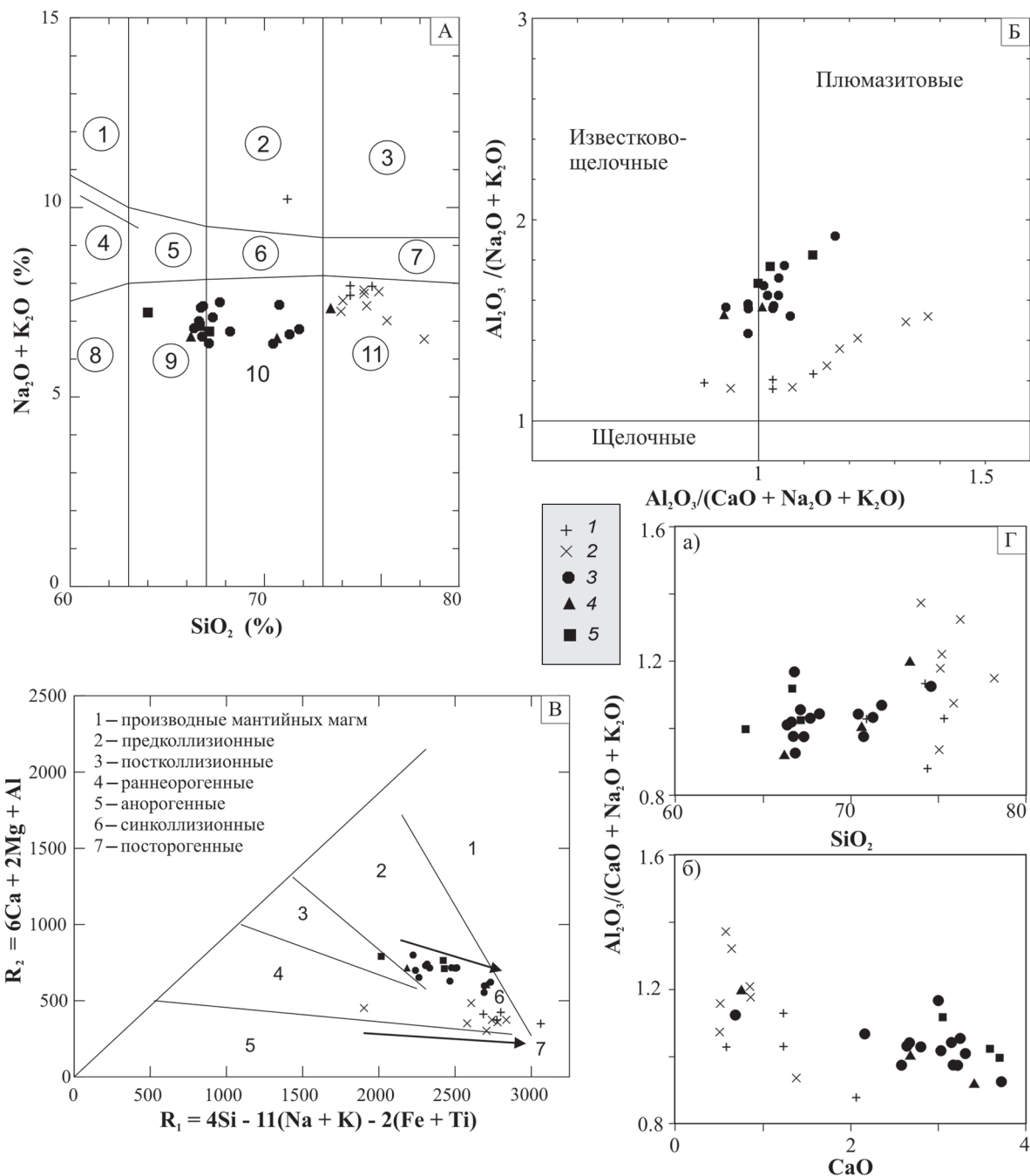


Рис. 3. Петрохимические диаграммы для пород Успенского массива.

А – диаграмма “ SiO_2 – сумма щелочей” (вес. %).

Цифры в кружках : 1 – щелочные трахиты, 2 – пантеллериты, 3 – комендиты, 4 – трахиты, 5 – трахидациты, 6 – трахириолиты, 7 – субщелочные риолиты, 8 – андезидациты, 9 – дациты, 10 – риодациты, 11 – риолиты, по [29].

Б – диаграмма “Индекс щелочности ($\text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$, мол. кол.) – индекс Шенда ($\text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$, мол. кол.)” [27].

В – диаграмма “ R_1 - R_2 ” [19].

Г – диаграммы “Индекс Шенда ($\text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$, (мол. кол.) – содержание кремнезема (вес. %) (а) и кальция (вес. %) (б)”.

1–2 – породы ранней гранит-лейкогранитной ассоциации (1 – гранат-биотитовые гранит-лейкограниты, 2 – гранат-двуслюдяные гранит-лейкограниты), 3–4 – породы поздней гранодиорит-гранитной ассоциации (3 – равномернозернистые биотитовые (\pm амфибол) гранодиориты, меланократовые граниты и граниты, 4 – порфириовидные биотитовые гранодиориты и граниты), 5 – породы жильной серии.

Таблица 2. Содержания редких и редкоземельных элементов (г/т) в представительных пробах гранитоидов Успенского массива.

№ проб	В-1352	К-159к	К-159-В	В-1342	Т-43-о	Т-40	Т-72-1	Т-72	В-1333м	В-1341
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Rb	242	240	211	141	84	92	144	142	30	153
Sr	25	21	23	310	315	340	232	194	515	55
Y	13.5	54.2	38.4	25.8	13.7	14.8	27.8	20.6	30.0	7.8
Zr	11	23	27	171	101	68	137	102	144	18
Nb	1.0	5.8	–	3.2	1.8	–	10.4	6.1	10.2	0.2
Ba	34	80	67	630	481	465	184	348	552	81
La	5.1	12.2	6.5	41.1	17.3	12.2	20.3	17.9	30.1	2.8
Ce	12.0	27.8	16.4	82.3	39.1	26.0	43.3	35.2	62.1	6.7
Pr	1.42	3.66	2.18	9.98	5.00	3.32	4.74	4.17	8.13	0.85
Nd	4.58	12.86	7.74	31.81	16.80	11.44	17.19	15.31	28.76	3.23
Sm	1.45	4.65	3.41	6.34	3.40	3.08	4.58	3.80	6.11	1.00
Eu	0.124	0.152	0.174	1.149	0.667	0.659	0.767	0.721	1.644	0.149
Gd	1.41	6.55	4.28	5.21	2.83	2.15	4.90	3.54	5.40	1.03
Tb	0.339	1.429	0.935	0.749	0.471	0.360	0.864	0.639	0.910	0.256
Dy	2.60	9.86	6.77	5.10	2.97	2.41	5.39	3.78	5.79	1.53
Ho	0.449	1.843	1.158	0.926	0.573	0.474	1.023	0.778	1.117	0.334
Er	1.22	5.35	3.16	2.93	1.66	1.66	3.02	2.35	3.21	1.00
Tm	0.188	0.735	0.497	0.349	0.245	0.218	0.398	0.298	0.410	0.121
Yb	1.40	4.57	3.08	2.65	1.72	1.42	2.74	2.07	2.56	0.83
Lu	0.220	0.662	0.449	0.376	0.278	0.212	0.408	0.274	0.418	0.137
Hf	1.24	2.30	1.78	5.02	4.01	3.16	4.89	4.04	3.94	1.31
Ta	0.75	1.15	–	–	0.19	0.31	1.07	0.85	–	1.13
Th	3.9	12.5	8.9	17.3	11.5	10.6	7.4	8.5	4.0	4.2
U	2.5	3.6	7.7	3.0	2.9	3.6	1.8	1.7	0.8	5.1

Примечание. 1–3 – породы гранит-лейкогранитной ассоциации: 1 – гранат-биотитовый гранит, 2–3 – гранат-двуслюдяные лейкограниты; 4–8 – породы гранодиорит-гранитной ассоциации: 4–6 – равномерно-зернистые гранитоиды центральной части массива (4 – биотит-амфиболовый меланократовый гранит, 5–6 – биотитовые меланократовые граниты (6 – из приконтактной зоны, вблизи останца кровли, сложенного амфиболитами)); 7–8 – порфировидные гранитоиды восточной части массива (7 – биотитовый гранодиорит, 8 – биотитовый гранит); 9–10 – породы жильной серии (9 – пироксен-амфибол-биотитовый диорит, 10 – биотитовый меланократовый гранит). Авторство проб см. в прим. к табл. 1. Прочерк – содержания элемента ниже предела обнаружения.

менными, а в спектрах распределения РЗЭ увеличивается глубина европиевого минимума.

Равномернозернистые биотитовые (± амфибол) гранодиориты, меланократовые граниты и граниты по большинству редкоэлементных характеристик близки к среднему составу гранитоидов S-типа [37]. Однако содержания Sr и Ba, а также суммарные концентрации РЗЭ в меланократовых гранитах превышают уровень, типичный для высокоглиноземистых гранитоидов; в этом отношении они сходны с породами монцонитоидного ряда [14]. В наиболее кремнекислых породах (гранитах) эти отличия становятся менее заметными.

Меланократовые граниты и граниты (обр. В-1342, Т-43-о, Т-40, рис. 5Б) характеризуются асимметричными спектрами распределения РЗЭ с незначительными отрицательными аномалиями по Eu. С ростом кремнекислотности пород суммарные содержания РЗЭ в них понижаются (от 191 г/т в меланократовых гранитах до 65 г/т в гранитах). Одновременно наблюдается “выполаживание” спектров и уменьшение европиевого минимума: $((La/Yb)_N)$ в меланократовых гранитах составляет 10.5; в гранитах – 5.8; $(Eu/Eu^*)_N$ – 0.59 и 0.74 в меланогранитах и гранитах, соответственно). На спайдер-диаграммах для всех разновидностей пород наблюдаются минимумы по Ti, Ba и Nb.

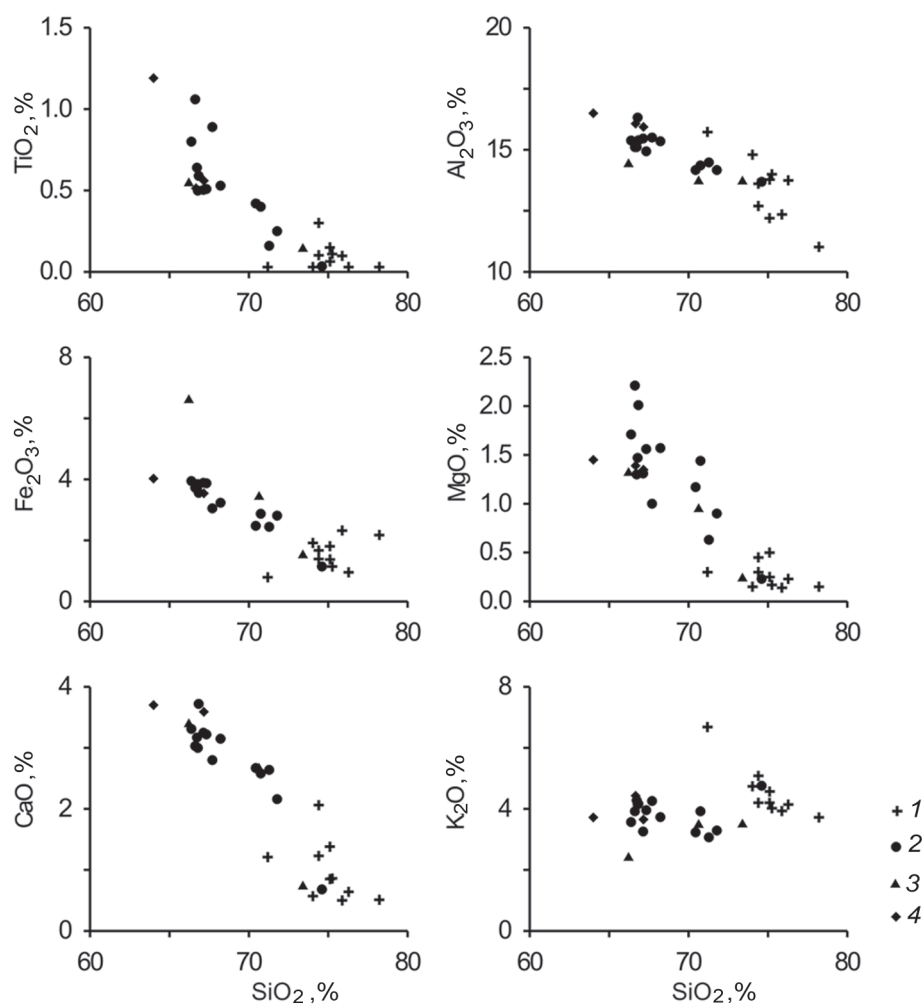


Рис. 4. Диаграммы Харкера для пород Успенского массива.

1 – гранат-биотитовые и гранат-двуслюдяные гранит-лейкограниты, 2 – равномернозернистые биотитовые (\pm амфибол) гранодиориты, меланократовые граниты и граниты, 3 – порфириовидные биотитовые гранодиориты и граниты, 4 – породы постраничной жильной серии.

Незначительный минимум по Sr, фиксируемый в наименее кремнекислых породах, с ростом содержаний SiO_2 сменяется незначительным максимумом.

Порфириовидные гранодиориты (обр. T-72-1) и граниты (обр. T-72) (рис. 5В) отличаются от соответствующих равномернозернистых разновидностей (рис. 5Б) пониженными содержаниями Sr и Ba, пониженными концентрациями калия, РЗЭ (сопоставимыми с содержаниями в верхней континентальной коре [32]), Zr, Hf, Th и U, повышенными – Nb. В спектрах РЗЭ (рис. 5В) более отчетливо наблюдается минимум по европию, отрицательная аномалия по Nb выражена существенно слабее. Одновременно порфириовидные гранодиориты и граниты имеют пониженные (до 14.5–13.7 %) содержания глинозема и максимальные среди пород массива концентрации фосфора (табл. 1).

Тенденции изменения редкоземельного состава пород с повышением кремнекислотности также отличны от наблюдаемых в предыдущем случае. Понижение суммарных концентраций РЗЭ от гранодиоритов к гранитам менее значительно (с 109 до 91 г/т) и происходит, в основном, за счет лантаноидов иттриевой группы, что приводит к увеличению $(\text{La}/\text{Yb})_N$ с 5 до 5.8. Содержание Sr с ростом кремнекислотности пород падает, Ba – растет, а Rb – остается постоянными. Поведение Zr, Hf, Y сходно с наблюдаемым в равномернозернистых гранитоидах и комплементарно изменению содержаний тяжелых РЗЭ.

Для пород жильной серии типичны широкие вариации геохимических характеристик. Мелкозернистые диориты характеризуются минимальными среди пород массива содержаниями Rb, Ta, Th, U, макси-

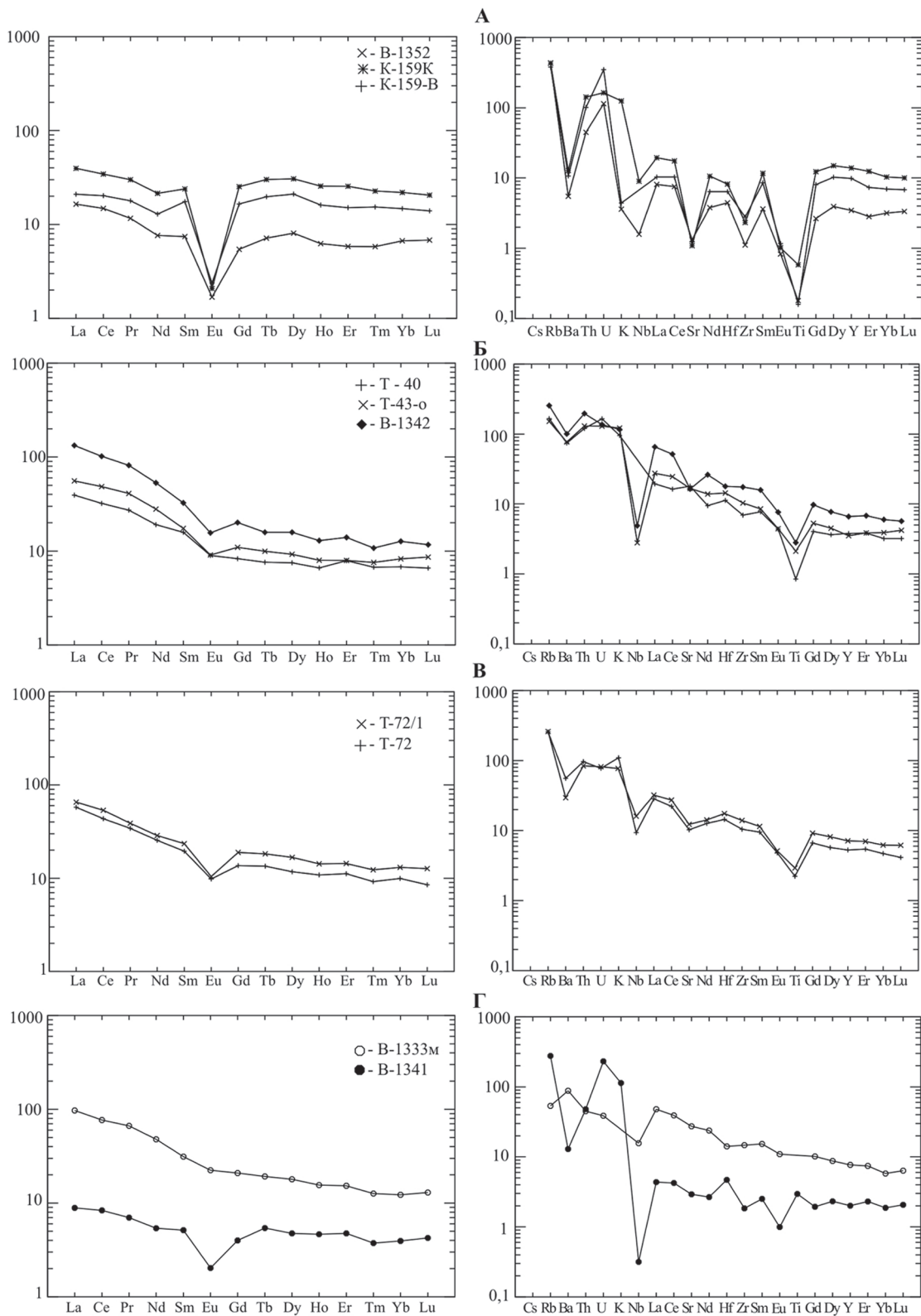


Рис. 5. Спектры распределения РЗЭ и мультиэлементные диаграммы для пород Успенского массива.

А – гранат-биотитовые гранит-лейкограниты, Б – равномернозернистые биотитовые (±амфибол) меланократовые граниты и граниты, В – порфириовидные биотитовые гранодиориты и граниты, Г – диориты и меланократовые граниты жильной серии. Спектры РЗЭ нормированы по хондриту [21], мультиэлементных диаграмм – по примитивной мантии [36].

мальными – Sr, Zr, Hf, Y, что вполне объясняется общей меланократовостью пород. Спектры РЗЭ асимметричные, без аномалии по европию (обр. В-1333м, рис. 5Г). Для гранодиоритов (обр. В-1341), напротив, характерны низкие содержания Sr, Ba, Zr и Nb, минимальные среди пород массива концентрации РЗЭ (суммарно – менее 20 г/т) и квазисимметричные спектры РЗЭ с европиевым минимумом. На спайдердиаграммах, в отличие от других пород массива, отсутствует минимум по Ti.

Многообразие тенденций поведения редких и редкоземельных элементов, наблюдаемое в гранитоидах, может свидетельствовать о том, что эволюция магматических расплавов, при кристаллизации которых были сформированы породы Успенского массива, происходила в разных Р-Т условиях. В то же время близость петрохимического состава пород обеих ассоциаций свидетельствует об образовании первичных магм преимущественно за счет близких по составу коровых субстратов (вероятнее всего метаморфических аналогов пересыщенных глиноземом осадков Самаркинской аккреционной призмы) [5].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате проведенных исследований установлено, что выделенная ранее [7, 8, 12, 17] первая интрузивная фаза Успенского массива, представленная различными фациями гранитоидов, сложена породами двух магматических ассоциаций, внедрившихся без существенного разрыва во времени в антидромной последовательности. Ранняя ассоциация (103.3±2.4 млн лет) объединяет гранатсодержащие биотитовые и двуслюдяные гранит-лейкограниты, в состав более поздней (99±2 млн лет) входят биотитовые (±амфибол) равномернозернистые и порфирированные гранодиориты, меланограниты и граниты.

По особенностям минералогии, петрохимического и редкоэлементного состава породы обеих ассоциаций близки к гранитоидам S-типа, сформированным за счет частичного плавления пересыщенных глиноземом субстратов верхней континентальной коры. В то же время отдельные минералогические и геохимические признаки указывают, что незначительное влияние на состав гранитоидов оказывали глубинные расплавы повышенной щелочности, которые являлись источником энергии, обеспечившим прогрев и масштабное гранитообразование в верхней коре.

По существующим представлениям [5, 10 и др.], формирование Центрально-Сихотэ-Алинского плутонического пояса, связанного с формированием транс-

формной континентальной окраины, происходило в два этапа. К первому (средний альб) было приурочено становление многочисленных плутонов плюмазито-вых гранитоидов хунгарийской серии. Со вторым (поздний альб) этапом связывается формирование интрузий гранитоидов татибинской серии, представленных известково-щелочными метаглиноземистыми породами нормальной щелочности, а также субщелочными гранитоидами и монзонитоидами (в т.ч. рудоносными, продуктивными на Mo и W) корово-мантийного генезиса [4]. Приведенные в настоящей работе геохимические данные в совокупности с опубликованными ранее результатами изотопно-геохронологических исследований [16] показывают, что образование S-гранитов не ограничивалось ранней (аптской) стадией эволюции пояса: в позднем альбе и на границе с сеноманом, синхронно с внедрением известково-щелочных и субщелочных гранитоидов, формировались гранодиорит-гранит-лейкогранитные интрузии S-типа, имеющие типично коровую природу.

Совмещение в одном плутоне пород, близких по возрасту кристаллизации, но имеющих различные изотопные характеристики ($Sr_0 = 0.707$, $\epsilon Nd = -3.1$ для гранатовых лейкогранитов и $Sr_0 = 0.705$, $\epsilon Nd = -3.3$ для гранодиоритов [2]) указывает на неоднородность источников магмогенерации и, возможно, является следствием участия в формировании гранитоидных магм базитовых расплавов мантийного генезиса. На уровне становления массивов эти расплавы проявлены в виде постгранитных даек габброидиоритов (обр. В-1333м), имеющих геохимические характеристики, сходные с таковыми базальтов трансформных континентальных окраин [11].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Валуй Г.А. Образование автолитов в гранитоидах как флюидно-магматическое расслоение расплавов // Тихоокеан. геология. 1991. Т. 16, № 1. С. 11–20.
2. Валуй Г.А., Москаленко Е.Ю. Первые данные по изотопии Sm-Nd и Sr в мел-палеогеновых гранитоидах Приморья и некоторые вопросы их генезиса // Докл. РАН. 2010. Т. 435, № 3. С. 365–368.
3. Великославинский С.Д. Геохимическая типизация кислых магматических пород ведущих геодинамических обстановок // Петрология. 2003. Т. 11, № 4. С. 363–380.
4. Гвоздев В.И. Рудно-магматические системы скарново-шелит-сульфидных месторождений Востока России. Владивосток: Дальнаука, 2010. 337 с.
5. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России / Ред. А.И. Ханчук. Владивосток: Дальнаука, 2006. 979 с.
6. Коренбаум С.А., Валуй Г.А. О геологическом положении и химическом составе шлировых выделений в гранитоидах Прибрежной зоны Приморья // Вопросы геологии, геохимии и металлогении северо-западного сектора Тихооке-

- анского пояса. Владивосток: ДВФ СО АН СССР, 1970. С. 123–126.
7. Неволин П.Л., Уткин В.П., Коваленко С.П., Кутуб-Заде Т.К., Митрохин А.Н. Геодинамика формирования структуры Успенского гранитоидного массива, контроль даек и проявлений рудной минерализации // Рудные месторождения континентальных окраин. Владивосток: Изд-во ДВГИ ДВО РАН, 2001. Т. 1, В. 2. С. 74–89.
 8. Неволин П.Л., Уткин В.П., Митрохин А.Н., Коваленко С.П., Кутуб-Заде Т.К. Меловые интрузивы Южного Приморья: тектоническая позиция и динамические условия формирования их структуры // Тихоокеан. геология. 2003. Т. 22, № 5. С. 73–87.
 9. Пономарева А.П. Приконтактовые явления и некоторые вопросы генезиса интрузивных гранитоидов // Труды ИГиГ СО РАН. Новосибирск: Наука, 1992. № 791. 272 с.
 10. Сахно В.Г. Позднемезозойско-кайнозойский континентальный вулканизм Востока Азии. Владивосток: Дальнаука, 2002. 336 с.
 11. Симаненко В.П., Голозубов В.В., Сахно В.Г. Геохимия вулканитов трансформных окраин (на примере Алчанского бассейна, северо-западное Приморье) // Геохимия. 2006. № 12. С.1251–1265.
 12. Тарарин И.А. Минеральные фации гранитоидов малой и средней глубинности Дальнего Востока. М: Наука, 1971. 144 с.
 13. Тарарин И.А. Генетическое значение включений в гранитоидах Успенского массива в Приморье // Петрология, петрохимия магматических и метаморфических пород. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1975. С. 142–167.
 14. Таусон Л.В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. М: Наука, 1977. 280 с.
 15. Ханчук А.И., Голозубов В.В., Мартынов Ю.А., Симаненко В.П. Раннемеловая и палеогеновая трансформные окраины (калифорнийский тип) Дальнего Востока // Тектоника Азии. М: ГЕОС, 1997. С. 240–243.
 16. Ханчук А.И., Крук Н.Н., Валуй Г.А. и др. Успенский массив южного Приморья – петротип гранитоидов трансформных континентальных окраин // ДАН. 2008. Т. 420, № 5. С. 664–668.
 17. Шипулин Ф.К. Интрузивные породы Юго-Восточного Приморья и связь с ними оруденения // Труды ИГЭМ. 1957. Вып. 8. 282 с.
 18. Arth J.G. Behavior of trace elements during magmatic processes—a summary of theoretical models and their applications // J. Res. USA Geol. Survey. 1976. V. 4. P. 41–47.
 19. Batchelor R.A., Bowden P. Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicratic parameters // Chemical Geology. 1985. V. 48. P. 43–55.
 20. Benz H.M., Zandt G., Oppenheimer D.H. Lithospheric structure of Northern California from teleseismic images of the upper mantle // J. Geophys. Res. 1992. V. 97, N B 4. P. 4791–4807.
 21. Boyton W.V. Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies // Rare earth element geochemistry. Amsterdam et al.: Elsevier, 1984. P. 63–114.
 22. Chappel B., White A. Two contrasting types of granites // Pacific Geology. 1974. V. 8, N 2. P. 173–174.
 23. Condie K. Plate tectonics and crustal evolution. New York: Pergamon Press. Inc. 1989. 288 p.
 24. El Desouky M., Feely M, Mohr P. Diorite-granite magma mingling and mixing along the axis of the Galway Granite batholith, Ireland // J. Geol. Soc. 1996. V. 153. P. 361–374.
 25. Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J. et al. A geochemical classification for granitic rocks // J. Petrol. 2001. V. 42. P. 2033–2048.
 26. Garbe-Schonberg C.-D. Simultaneous determination of thirty-Seven trace elements in twenty-eight international rock standards by ICP-MS // Geostandard Newsletter. 1993. V. 17. P. 81–97.
 27. Maniar P.D., Piccoli, P.M. Tectonic discrimination of granitoids // Geol. Soc. Am. Bull. 1989. V. 101. P. 635–643.
 28. Meschede M. A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram // Chem. Geol. 1986. V. 56. P. 207–218.
 29. Middlemost E.A.K. Magmas and Magmatic Rocks. London: Longman Group L., 1985. 266 p.
 30. Mullen E.D. MnO/TiO₂/P₂O₅: a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis // Earth and Planet. Sci. Lett. 1983. V. 62. P. 53–62.
 31. Neves S.P., Vauchez A. Successive mixing and mingling of magmas // A Plutonic Complex of Northeast Brazil // Lithos. 1995. V. 34, N 4. P. 275–299.
 32. Panteeva S. V., Gladkochoub D. P., Donskaya T. V. et al. Determination of 24 Trace Elements in Felsic Rocks by Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry after Lithium Metaborate Fusion // Spectrochim. Acta. P. B: Atomic Spectroscopy. 2003. V. 58. P. 341–350.
 33. Pearce J.A., Cann J.R. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses // Earth and Planet. Sci. Lett. 1973. V. 19. P. 290–300.
 34. Pearce T.H., Gorman B.E., Birkett T.C. The relationship between major element chemistry and tectonic environment of basic and intermediate volcanic rocks // Earth and Planet. Sci. Lett. 1977. V. 36. P. 121–132.
 35. Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // J. Petrol. 1984. V. 25, N 4V. P. 956–980.
 36. Taylor S.R., McLennan S.M. The Continental Crust: Its Composition and Evolution. Oxford: Blackwell, 1985. 312 p.
 37. Whalen J.B., Currie K.L., Chappel B. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis // Contrib. Mineral. Petrol. 1987. V. 95. P. 407–419.

Рекомендована к печати А.И. Ханчуком

РОЛЬ ТЕРРЕЙНОВОЙ ТЕКТониКИ В ФОРМИРОВАНИИ ПОДЗЕМНОГО СТОКА ЗОНЫ АКТИВНОГО ВОДООБМЕНА В ДОЛИНАХ ГОРНЫХ РЕК КРИОЛИТОЗОНЫ

В.Е. Глотов, Л.П. Глотова

Северо-Восточный комплексный НИИ ДВО РАН, Портовая 16, г. Магадан, e-mail: glotova@neisri.ru

Поступила в редакцию 18 февраля 2009 г.

Впервые выявлена роль геологической истории водосборных площадей в формировании стока подземных вод зоны активного водообмена, на основе многолетних наблюдений на реках бассейна Верхней Колымы в осенне-зимнюю межень, когда питание рек осуществляется исключительно за счет подземных вод. Анализ всех данных позволил выявить характерные временные отрезки в осенне-зимней межени. В сентябре в питании рек преимущественное место занимают воды сезонно-талого слоя, в январе – надмерзлотных, а в тридцатисуточный период минимального стока в непромерзающих водотоках – сквозных таликов. Количественные значения подземного стока, выраженные в его модуле в этот период, отражают обводненность зоны активного водообмена. Установлено, что она наименьшая в пределах Иньяли-Дебинского синклинали, осадочные породы которого накапливались в условиях глубоководного трога. Последующее их преобразование происходило в ходе субдукционно-аккреционных и сдвиговых напряжений. В Аян-Юряхском антиклинории водообильность пород в зоне активного водообмена значительно выше, хотя осадочные формации в позднем палеозое и раннем мезозое накапливались здесь также в условиях глубоководного трога, однако последующая их история связана с воздыманием антиклинории. Максимально обводнена зона активного водообмена в Омuleвском террейне, в сложении которого участвуют палеозойские терригенно-карбонатные и карбонатные формации. Гидрогеологические различия террейнов могут быть геоэкологически значимыми.

Ключевые слова: криолитозона, горные районы, террейны, поверхностный сток, подземные воды, зона активного водообмена, бассейн р. Колымы, Северо-Восток России.

ВВЕДЕНИЕ

В последние десятилетия идеи террейновой тектоники получили признание во многих направлениях геологии, хотя в гидрогеологии ее положения связывают в основном с проблемами формирования подземных вод в глубинных зонах земной коры [9, 13, 17]. Вместе с тем, А.И. Ханчук с соавторами [3] считают террейном или тектоно-стратиграфическим террейном блок земной коры, ограниченный разломами и отличающийся от смежных с ним блоков (террейнов) своей геологической историей, литолого-стратиграфическими комплексами, особенностями проявлений деформаций, магматизма и метаморфизма. В соответствии с данным определением террейны должны характеризоваться специфическими гидрогеологическими условиями не только в глубоких горизонтах земной коры, но и

в приповерхностных – в зоне активного водообмена.

Цель настоящей статьи – выявить реальные гидрогеологические отличия террейнов на примере сезонных изменений важнейшего показателя водообмена в земных недрах – величины питания рек подземными водами. В данном случае подземный сток в реки является интегральным показателем емкостных и фильтрационных свойств пород в зоне активного и частично затрудненного водообмена.

Методы исследований включали изучение и анализ данных полевых авторских работ, многолетних наблюдений на гидрометрических постах, опубликованных в ряде справочников [12, 14–16], а также фондовых материалов.

Объектом исследований выбрана территория водосборной площади бассейна верхнего течения

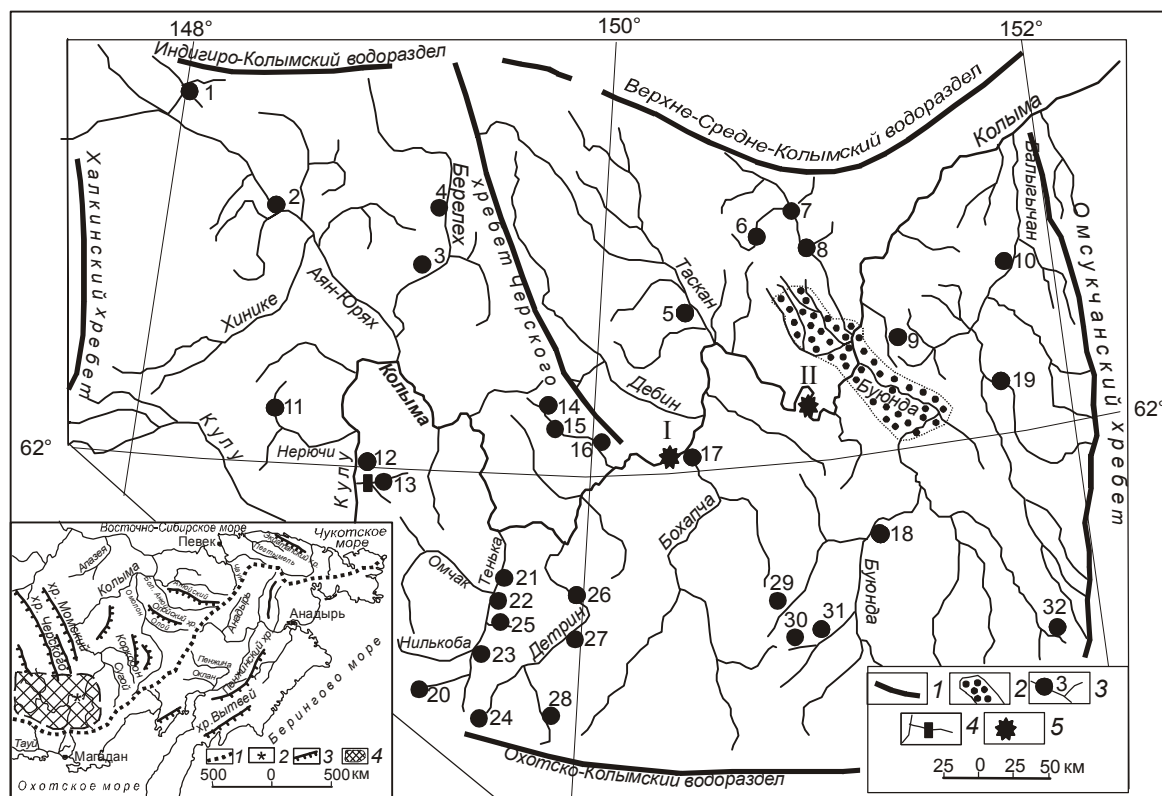


Рис. 1. Орографическая схема Верхней Колымы.

1 – водоразделы, 2 – Сеймчано-Буондинская впадина, 3 – гидрометеопосты и их номера в таблицах, 4 – Колымская воднобалансовая станция, 5 – плотины действующей Колымской (I) и строящейся Усть-Среднеканской (II) гидроэлектростанций.

На врезке: 1 – главный водораздел, 2 – Колымская ГЭС, 3 – горные хребты, 4 – рассматриваемая территория.

р. Колымы (Верхняя Колыма) по замыкающему створу “р. Колыма – устье р. Балыгычан”. В географическом отношении данная территория площадью около 150 тыс. км² ограничена с юга хребтами Охотско-Колымского водораздела, с востока – Омукчанским хребтом, с севера и запада – хребтами и горами Колымско-Индигирского и внутреннего Верхне-Средне-Колымского водоразделов (рис. 1). Абсолютные отметки на водоразделах обычно менее 2100 м, одинокие пики выше этой отметки.

Орографически площадь Верхней Колымы является нагорьем с абсолютными отметками не более 1500 м и относительными превышениями 400–500 м. Крутизна склонов северных экспозиций более 25–35°, южных – менее 25°. Часто водоразделы округлые или плоские. На участках развития интрузивных пород рельеф альпинотипный, средне- и высокогорный, абсолютные отметки достигают 1800–2200 м.

Холмистый рельеф свойственен межгорным впадинам и долинам рек 7-го и больших порядков (по Р. Хортону). Суммарная площадь таких низин не более 10 % общей территории исследований.

Климат Верхней Колымы резко континентальный, с длительным (7 и более мес.) холодным периодом года, когда среднесуточная температура воздуха ниже 0°C. Средняя зимняя температура колеблется от -21.7°C (пос. Хатыннах) до -27.8°C (пос. Аркагала). Абсолютный минимум равен -66°C (пос. Эльген).

Теплый период года (май–сентябрь) характеризуется среднесуточной температурой воздуха выше 0°C. Средняя температура за теплый период меняется в пределах от 5.4°C (пос. Бутугычаг) до 9.7°C (пос. Эльген). Абсолютный максимум составляет +35°C. Среднегодовая температура воздуха – от -9.5°C (пос. Хатыннах) до -13.7°C (пос. Берелех). Среднее годовое количество осадков – от 267 мм (пос. Аркагала) до 453 мм (пос. Оротукан) [18]. Поскольку в теплый период года величины среднемноголетнего слоя жидких осадков по площади разнятся незначительно (например, в пос. Аркагала – 202 мм, а в пос. Оротукан – 233 мм), климатическая зональность проявляется преимущественно в распределении осадков в виде снега. Наибольшее их количество выпадает во внутреннем районе – на площади Сеймчано-Буондинс-

Таблица 1. Вертикальная дифференциация климата на водосборной площади руч. Контактный [20].

Абс. отметка, м	Средняя температура воздуха, °С			Средняя продолжительность безморозного периода, дн.	Количество осадков, мм		
	годовая	январь–февраль	июль–август		за год	октябрь–май	июль–сентябрь
670	-11.9	-36	13	135	271	98	173
848	-11.8	-33	11	128	298	105	193
1220	-10.6	-28	10	118	329	118	211

кой впадины и прилегающих к ней горных обрамлениях, наименьшее – на западных и северо-западных участках. В пределах конкретных площадей в речных долинах осадков, преимущественно в виде снега, выпадает меньше, а температура воздуха здесь в теплое время года и среднегодовая больше, чем на приводораздельных участках.

Учитывая гидрологическую и гидрогеологическую важность высотной климатической поясности, в табл. 1 приведены средние значения температуры воздуха и количества осадков в пределах одной долины, но на разных высотных отметках.

В формировании водного стока большую роль играют климатические особенности основных сезонов года. По Н.К. Клюкину [10], холодный период года включает:

- *предзимье* (октябрь), когда радиационный баланс земной поверхности переходит к отрицательным значениям, перемерзает почвенный слой, устанавливается снежный покров, наблюдаются ледовые явления на реках и озерах;

- *зима* (с ноября по 2-ю декаду марта) характеризуется сильными морозами, отрицательным радиационным балансом, нарастанием толщины наледей;

- *предвесенье* (с 3 декады марта по апрель) имеет отрицательный, но близкий к 0, радиационный баланс, сильные ночные морозы, днем на склонах южной экспозиции появляются проталины, заканчивается нарастание наледей, ледовый покров сохраняет устойчивость.

Теплый период года включает сезоны:

- *весна* (май) отличается тем, что радиационный баланс переходит к положительным значениям, но невелик (2–4 ккал/см²·мес); начинается интенсивное таяние снежного покрова, открывается сток в перемерзавших реках и вскрываются неперемерзающие;

- *лето* (с июня по 2-ю декаду августа) характеризуется положительным радиационным балансом (до 6–8 ккал/см²·мес), почти все снежники в горах и наледи в речных долинах растаивают;

- *осень* (с 3-й декады августа по сентябрь) отличается снижением радиационного баланса до 0 при

положительных его значениях, обычны ночные заморозки, осадки выпадают в виде дождя и снега, как правило, до 2-й декады сентября. На реках и озерах к концу сезона образуются забереги, шуга.

По гидрометрическим показателям в теплый период года происходят половодья, паводки, летняя и летне-осенняя межени. В холодный период – зимняя межень.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Геологические особенности изучаемой территории определяются наличием здесь нескольких террейнов, вулканогенных покровов, интрузивных массивов, глубинных разломов и межгорных впадин кайнозойского возраста [3].

Омулевский террейн сложен карбонатными и терригенно-карбонатными толщами нижнего-среднего палеозоя. В качестве особого структурного подразделения выделяется Сударский субтеррейн, для которого характерны фаменско-ранне триасовые глубоководные отложения, катагенетическая преобразованность которых не выходит за пределы поздней стадии мезокатагенеза–начала апокатагенеза (МК–АК₁) [8].

Куларо-Нерский террейн сложен турбититами пермского, триасового и юрского возраста. По комплексу структурно-формационных признаков на изучаемой территории в Куларо-Нерском террейне выделены Иньяли-Дебинский синклиорий и Аян-Юрхский антиклиорий, разделенные Чай-Юрхинским глубинным разломом.

В осевой части Иньяли-Дебинского синклиория развиты средне- и верхнеюрские терригенные образования (алевролиты, глинистые сланцы, песчаники), а крылья сложены литологически сходными образованиями нижней юры и верхнего триаса. Для синклиория характерны мелкие линейные складки с крутыми (50–80°) крыльями, часты зоны с наклонными, либо опрокинутыми осевыми плоскостями. В северо-восточном крыле широко развиты надвиги. Осадочные породы испытывали региональный метаморфизм начальных ступеней зеленосланцевой фации [4, 24]. Синклиорию свойственна исключитель-

ная насыщенность интрузивными образованиями, резкая дифференцированность формационного ряда выполняющих триасово-юрских отложений.

В тектоническом и формационном отношении своеобразна юго-восточная часть Иньяли-Дебинского синклинория, которая разветвляется на системы складок, разбитые многочисленными разломами. В сложении этой части синклинория большую роль играют туфовые горизонты.

Аян-Юрхский антиклинорий в осевой части сложен пермскими породами, на крыльях развиты нижнетриасовые и карнийские отложения. Антиклинорий представляет собой область развития интенсивной линейной складчатости, рассечен значительным количеством разломов, прорван крупными телами адемеллитов и гранодиоритов.

В последние годы установлено [2], что разные типы пермских пород антиклинория подвержены пластическому течению – кливажу. Породы триаса процессами пластического течения горных пород не затронуты. Этот факт может иметь важное структурно-гидрогеологическое значение.

Верхоянский прогиб сложен терригенными и карбонатными породами от рифея до раннего мезозоя, сформированными в обстановке пассивной окраины Северо-Азиатского кратона.

Вилигинский террейн по сложной системе надвигов и сдвигов граничит с Куларо-Нерским. Юго-восточная и южная части террейна перекрыты вулканогенными комплексами охотской ветви Охотско-Чукотского вулканогенного пояса.

Характеризуемый террейн в бассейне Верхней Колымы представлен Буюндино-Балыгычанским районом пологих дислокаций, отличающимся слабо наклонным до горизонтального залеганием пермских, триасовых и юрских терригенных отложений. Залегание пород лишь местами осложнено брахиморфными складками с углами наклона крыльев до 15–20°. Выделяются куполовидные изометричные поднятия и впадины. В большинстве случаев впадины осложнены разломами, к которым приурочены крупные интрузии гранитоидного и диоритового состава [4].

Структурные особенности Вилигинского террейна объясняются тем, что накопление и преобразование осадков происходило в задуговом бассейне на пассивной окраине Омолонского микроконтинента.

В изучаемую площадь входит фрагмент пассивной окраины, который установлен в верховьях р. Кулу. Он сложен терригенными породами верхнего палеозоя, нижнего и среднего триаса. В низах разреза залегают карбонатные породы, чередующиеся с глу-

боководными глинисто-кремнистыми осадками. Выше, в перми и триасе возрастает количество песчаников, появляются конгломераты, слои с растительными остатками. В пределах бассейна Верхней Колымы описываемые отложения собраны в пологие складки, разделенные разломами. В приразломных участках складчатые дислокации напряженные, поэтому общая структура колымского фрагмента Верхоянской пассивной окраины складчато-блоковая [4].

Вулканогенные комплексы охотской ветви Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (ОЧВП) наложены на мезозойды Вилигинского террейна и Верхоянской пассивной окраины. По В.Ф. Белому [1], эти комплексы слагают внешнюю зону пояса. В их составе преобладают лавы и туфы кислого состава мелового возраста. Есть поля палеогеновых базальтов. Широко развиты разломы, гранодиоритовые и гранитные интрузии.

Наложённые впадины – постаккреционные, обычно приурочены к зонам глубинных долгоживущих разломов. Во внутренних районах бассейна Верхней Колымы находятся впадины как кайнозойского, так и мезозойского возраста. К последним относятся Верхне- и Нижнеаркагалинская. К водоразделу бассейна Верхней Колымы с другими речными системами приурочены впадины Момантайская, Верхнеберелехская, Верхненерская и другие. Они образовались в неоген-четвертичное время. Мощность осадочного чехла – до 500–600 м. Рыхлые отложения имеют озерно-аллювиальное, ледниковое и водно-ледниковое происхождение. Площадь отдельных впадин не превышает 500 км², суммарная не более 5–6 тыс. км². Несмотря на незначительность своей площади, приводораздельные наложенные впадины играют важную роль как очаги питания подземных вод на площади Верхней Колымы [6, 7].

Мерзлотно-гидрогеологические условия Верхней Колымы достаточно детально освещены в [5]. За прошедшие десятилетия получены новые данные о подземных водах территории, но принципиальных изменений в сложившиеся представления они не внесли. В работе [25] на нашей территории выделена система гидрогеологических массивов, адмассивов, артезианских бассейнов и вулканогенных супербассейнов со сплошным распространением толщи многолетнемерзлых пород (ТММП), мощность которой больше глубины распространения гипергенной трещиноватости. По данным бурения скважин, как на водоразделах, так и в речных долинах, можно судить, что подошва ТММП на водоразделах находится на глубинах 300–500 м. У подножий мощность ТММП сокращается до 150–180 м, а в днищах речных до-

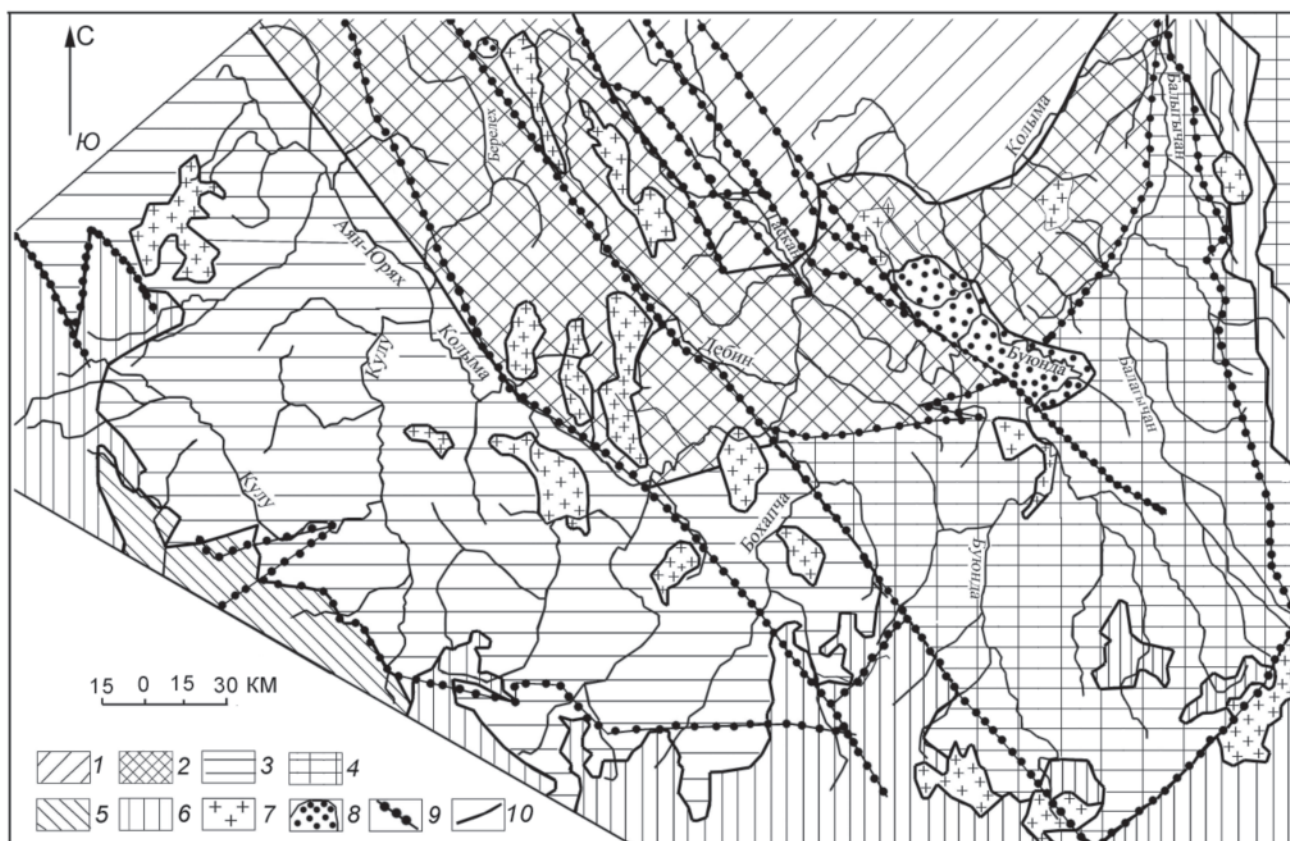


Рис. 2. Структурно-гидрогеологическая схема Верхней Колымы (геологическая основа – по А.И. Ханчуку и др. [3]).

1 – система гидрогеологических массивов и артезианских бассейнов Омудевского террейна; 2–3 – система гидрогеологических массивов, адмассивов, артезианских бассейнов Куларо-Нерского террейна, в том числе: 2 – Иньяли-Дебинского синклиория, 3 – Аян-Юрхского антиклиория, 4–5 – система гидрогеологических массивов, адмассивов, адбассейнов, вулканогенных супербассейнов, артезианских бассейнов; 4 – Вилигинского террейна, 5 – Верхоянского прогиба; 6 – система гидрогеологических массивов, вулканогенных супербассейнов и малых артезианских бассейнов Охотско-Чукотского вулканогенно-плутоногенного пояса; 7 – гидрогеологические массивы на базе гранитных интрузий; 8 – малые артезианские бассейны с осадочным чехлом кайнозойского возраста; 9 – глубинные разломы; 10 – предполагаемые границы террейнов.

лин вблизи русла и под руслами малых рек и ручьев – до 100 м. На основе представлений В.В. Шепелева и О.Н. Толстихина мы составили схему гидрогеологического районирования Верхней Колымы с учетом террейновой тектоники (рис. 2).

По отношению к ТММП выделяют следующие воды: надмерзлотные, подмерзлотные, сквозных таликов и внутримерзлотные. Из-за повсеместного перемерзания регионально развитой зоны гипергенной трещиноватости пород в формировании стока участвуют воды сезонно-талого слоя (СТС), надмерзлотных и сквозных таликов. Разумеется, активный водообмен охватывает и подмерзлотные воды массивов горных пород и участков разломов, прилегающих к сквозному талику. Однако, по многочисленным дан-

ным, наиболее водообильны трещиноватые породы в зонах разломов до глубины 180–200 м.

Предметом нашего исследования являются реки от 1-го до 8-го порядков. Наиболее крупная из рек – Колыма – в своем верхнем течении течет единым руслом шириной в среднем 200 м со средней скоростью 2.5–3 м/с, на порогах – до 4–5 м/с.

Отметим геолого-структурные особенности водосборных площадей наиболее крупных ее притоков.

Река Аян-Юрх 7-го порядка. Долина ее заложена по зоне разломов в осевой части Аян-Юрхского антиклиория. Крупнейший ее левый приток – р. Берелех – дренирует геологические структуры Иньяли-Дебинского синклиория. Правобережные притоки находятся в пределах указанного антиклиория.

Река Кулу 7-го порядка. Долина ее заложена вкост Аян-Юряхского антиклинория. Притоки верховьев дренируют геологические структуры Верхоянской пассивной окраины и вулканогенные комплексы охотской ветви ОЧВП. Основная часть водосборной площади принадлежит Аян-Юряхскому антиклинорию.

Слияние рек Аян-Юрях и Кулу образует р. Колыму. Ниже по течению наиболее значительные левые притоки – рр. Дебин, Таскан, Сеймчан. Первая дренирует осевую часть Иньяли-Дебинского синклинория, р. Таскан и р. Сеймчан – структуры Приколымского террейна, Сударского субтеррейна, частью в нижних течениях прилегающие к субтеррейну участки Иньяли-Дебинского синклинория.

Из правых притоков отметим р. Детрин, долина которой, как и долины ее притоков, заложена в Аян-Юряхском антиклинории.

Река Бохапча и ее притоки дренируют геологические структуры зоны сочленения Куларо-Нерского террейна с Вилигинским. Ниже устья р. Бохапчи долина Колымы пересекает Иньяли-Дебинский синклинорий, отделяя от него юго-восточную часть, которую дренируют рр. Оротукан, Среднекан и р. Буюнда в низовьях. Еще ниже по течению р. Колымы, после пересечения ею Сеймчано-Буюндинской впадины, в числе правых притоков, бассейны которых расположены в пределах юго-восточного окончания Иньяли-Дебинского синклинория, наиболее изучена р. Среднекан, в долине которой были открыты первые колымские россыпи золота. Крупные колымские притоки 7-го порядка – рр. Буюнда и Балыгычан – в верхнем и среднем течении дренируют большей частью геологические структуры Вилигинского террейна.

В целом водосборная площадь Верхней Колымы является естественной, ортографически обособленной территорией, отделенной от других речных систем отчетливо выраженными горными хребтами. Общее понижение отметок днищ речных долин и местных водоразделов направлено от водораздельных хребтов к Сеймчано-Буюндинской впадине. Эту региональную тенденцию не нарушает и хр. Сарычева, поскольку участки средне- и высокогорья в нем связаны только с гранитными массивами.

Несмотря на локальные различия, гидрологическому режиму рек свойственны общие черты. Все они имеют снежно-дождевое питание, составляющее 80 и более % годового объема стока. Другие виды питания (подземные воды зоны активного водообмена, таяния наледей, ледников, многолетних снежников) не превышают 20 %. Низка роль озер, поскольку заозеренность территории около 0.1. Установлено так-

же, что при средней высоте водосбора более 1300 м питание становится преимущественно снеговым [23].

В гидрогеологии и геокриологии Верхней Колымы, как и всего Северо-Востока России, большую роль играют ручьи, малые горные реки как местные базисы эрозии и регуляторы стока подземных вод. Среди них преобладают водотоки с уклонами 0,3–0,005 и площадью водосбора до 1000 км². Поверхностный сток в них существует с мая до начала ноября. Под руслами водотоков 3-го и больших порядков обычны надмерзлотные талики, ресурсы подземных вод в которых почти полностью срабатываются в первой половине холодного периода года. Возможны сквозные таликовые окна в местах пересечения рек с зонами тектонических разломов.

Средние горные реки имеют предельные уклоны русел порядка 0.005–0.001 и площади водосбора от 1000 до 8000 км². Под их руслами выработались устойчивые надмерзлотные талики, обводненные в течение всего холодного периода. На участках наследования руслом зоны трещиноватости активных тектонических разломов в средних и нижних течениях рек образуются сквозные таликовые щели. Поверхностный сток чаще всего прекращается в февралемарте. Реки или пересыхают, или перемерзают. При наличии под руслом сквозного водовыводящего талика возможен сток в течение всей зимней межени.

При площади водосбора более 8000 км² речной сток обычно существует весь холодный период года. Под руслами таких рек функционируют водоносные сквозные талики, водопоглощающие в верхнем течении и водовыводящие – в нижнем.

По результатам многолетних наблюдений на репрезентативной Колымской воднобалансовой станции, в осеннюю межень питание водотоков осуществляется преимущественно за счет срабатывания ресурсов подземных вод сезонно-талого слоя на водосборной площади горных водотоков. К этому времени прекращается таяние многолетних снежников и ледников, стаивают наледи, конденсация водяных паров, как и испарение с дневной поверхности, снижается до ничтожных значений [20]. Следовательно, можно считать, что в многолетнем плане речной сток за сентябрь отражает водность сезонно-талого слоя на горных склонах и в днищах речных долин [6, 7].

В предзимье и в первую половину зимнего сезона в питании рек значительную долю составляют воды надмерзлотных таликов. В это же время происходит массовое развитие наледей [21], интенсивное нарастание ледового покрова на реках с зимним стоком. К концу декабря толщина ледового покрова достигает 76 % от наибольшей средней за многолетний

период наблюдений [12]. К началу января наледообразование в долинах ручьев и малых горных водотоков в основном прекращается из-за снижения уровня подземных вод в таликах ниже поверхности русла, поэтому можно констатировать, что речной сток в январе характеризует в основном водность устойчивых надмерзлотных таликов, уровень воды в которых выше поверхности русла.

В предвесенье интенсивность нарастания наледей резко сокращается, практически прекращается и нарастание ледового покрова на непромерзающих реках. К этому времени существование поверхностного стока в малых и средних реках обязано разгрузке подземных вод сквозных таликов. В таких таликах сложился единый поток подземных вод в аллювиальных отложениях и трещиноватых коренных породах, питающий реки в конце холодного периода года. Поэтому минимум зимнего стока в непромерзающих реках в значительной степени определяется водообильностью сквозных таликов и, возможно, связанных с ними комплексов подмерзлотных водоносных зон трещиноватости. Ролью возможных поровых вод артезианских бассейнов мы пренебрегли из-за незначительности их объема.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗУЧЕНИЯ ОСОБЕННОСТЕЙ РЕЧНОГО СТОКА В ОСЕННЕ-ЗИМНЮЮ МЕЖЕНЬ

Исходя из особенностей питания рек и ручьев подземными водами в осеннюю и зимнюю межень, мы рассчитали наиболее представительный показатель зоны активного водообмена – модуль подземного стока по водотокам, гидрометрические наблюдения на которых проводились достаточно длительное время. В некоторых случаях, при отсутствии многолетних данных, приходилось использовать материалы наблюдений за несколько лет. Результаты расчетов, в соответствии с принадлежностью водосборной площади рек тому или иному террейну, приведены в таблицах 2–5. Отметим, что в них нет данных по рекам, долины которых были техногенно преобразованы при отработке россыпных месторождений золота от нижних течений до верховий, хотя гидрометрические работы на них велись непрерывно от 30 до 50 лет. К ним относятся реки Оротукан, Среднекан, Малый и Большой Ат-Урях, Чай-Урья, Омчак. Следует также учесть, что добыча россыпного золота затронула практически все изученные водотоки Верхней Колымы, но при суммарной длине техногенно нарушенной части долины менее 10 % от длины реки выше замыкающего створа мы относили такой водоток к группе с естественными показателями водного стока.

Анализируя полученные результаты, можно заметить, что водообильность сезонно-талого стока минимальна на площади Иньяли-Дебинского синклинория. Ресурсы подземных вод надмерзлотных и сквозных таликов недостаточны для питания поверхностного стока уже в начале зимнего сезона. Даже в зоне Чай-Урьянского глубинного разлома, к которому приурочена долина р. Дебин, модуль подземного стока в сентябре менее 11 л/с·км². Ни в одной реке на площади Иньяли-Дебинского синклинория в естественных условиях нет устойчивого водного стока в течение всей зимней межени. О наличии стока подземных вод в таликах свидетельствуют наледы и результаты гидрогеологических работ в руслах рек. По расчетам О.Н. Толстихина, модуль питания наледей в руслах рек на площади Иньяли-Дебинского синклинория, меняясь от 6.6 мм в бассейне р. Дебин до 23.8 мм в бассейне р. Берелех, является наименьшим в Верхне-Колымской наледной области [19].

На площади Аян-Юряхского антиклинория питание речных вод более благоприятно. Только в р. Аян-Юрях (пос. Эмтегей) средний многолетний модуль стока в сентябре составляет 8 л/с·км². Это объяснимо тем, что около 50 % его водосбора расположено в Иньяли-Дебинском синклинории. Для остальных водотоков СТС обеспечивает модуль стока более 11 л/с·км² (до 19.9 л/с·км²). Модуль питания наледей в руслах рек на площади Аян-Юряхского антиклинория – от 21.6 (р. Хинике) до 66.6 мм (р. Дудыкан).

В среднем водообильность пород в зоне активного водообмена на площади Иньяли-Дебинского синклинория примерно на 30 % меньше, чем на площади Аян-Юряхского антиклинория.

На площади Вилигинского террейна водоносность пород в зоне активного водообмена принимает средние значения между показателями подземного стока в реках на площади Иньяли-Дебинского синклинория и Аян-Юряхского антиклинория. Гидрогеологическое сходство проявляется и в величине модуля наледного питания, который в бассейнах рек Эльген и Буюнда равен 20 мм.

Недостаток материала не позволяет охарактеризовать особенности стока рек в осенне-зимнюю межень на площадях вулканогенных покровов Охотско-Чукотского вулканогенного пояса и Омудевского террейна. Данные, которыми мы располагаем, позволяют считать, что водообильность СТС на площади распространения эффузивных покровов ОЧВП, карбонатных и карбонатно-терригенных пород Омудевского террейна достаточно высокая и, в сочетании с постоянством стока в зимнюю межень на изученных

Таблица 2. Средние многолетние показатели питания рек подземными водами в осенне-зимнюю межень на площади Куларо-Нерского антиклинория [12].

№№ на рис. 1	Водоток, замыкающий створ; площадь водосбора – F, км ² ; период наблюдений	Средняя высота водосбора, м	Средний модуль поверхностного стока за многолетний период, л/с·км ²		
			сентябрь	январь	за 30 сут. минимального зимнего стока
Иньяли-Дебинский синклиниорий					
4	Амбардах, пос. Тангара; F=135; 1945–1980 гг.	990	8.9	Нет стока с октября по апрель	
9	Аннушка, устье; F=22.8; 1969–1980 гг.	690	9.6	Нет стока с ноября по апрель	
3	Берелех, пос. Переправа; F=4980; 1956–1980 гг.	1200	8.6	Нет стока с декабря по апрель	
15	Дебин, устье р. Омчиханджа; F=1160; 1956–1980 гг.	950	10.6	Нет стока с декабря по май	
16	Дебин, пос. Беличан; F=3460; 1956–1980 гг.	880	10.3	0.01	Нет стока с января по апрель
1	Долгий, устье; F=316; 1947–1974 гг.	1160	6.1	Нет стока с декабря по апрель	
8	Листвяжный, 3 км от устья; F=15,6; 1945–1970 гг.	580	7.7	Нет стока с октября по апрель	
14	Неожиданный, устье; F=5.83; 1962–1975 гг.	810	8.6	Нет стока с октября по апрель	
Аян-Юряхский антиклинорий					
28	Анмангында, 159 км автотрассы, F=367; 1962–1980 гг.	1000	12.9	0.002	Стока нет с февраля по апрель
2	Аян-Юрях, пос. Эмтегей; F=9560; 1951–1980 гг.	1140	8	0.11	0.053
17	Бохапча, 5,4 км от устья; F=13600; 1934–1980 гг.	840	10.9	0.174	0.044
27	Детрин, устье руч. Омчук; F=3490; 1956–1980 гг.	920	14.1	0.35	0.14
26	Детрин, устье р. Вакханка; F=5630; 1938–1980 гг.	910	14.3	0.16	<0.001
13	Контактный Нижний; F=21.2; 1948–2000 гг.	1070	11	Стока нет с ноября по апрель	
12	Кулу, пост Кулу; F=10300; 1942–1980 гг.	1120	12.6	0.27	0.09
22	Нелькоба, пос. Нелькоба; F=2110; 1960–1980 гг.	980	15.2	0.114	0.004
11	Нерючи, 3,4 км ниже устья р. Хениканджа; F=825; 1942–1956 гг.	1180	11.2	0.2	0.053
21	Теньке, 2,2 км выше устья р. Нелькоба; F=1820; 1941–1980 гг.	930	11.8	0.031	0.004
25	Террасовый, устье руч. Подъемный; F=84; 1963–1975 гг.	950	11.8	Стока нет со второй декады ноября по апрель	
23	Хениканджа, устье руч. Унай; F=160; 1942–1945 гг.	1230	19.9	1.6	0.344

реках, она превосходит аналогичные свойства других террейнов.

Это заключение подтверждается и тем, что один из показателей водообильности таликов – мо-

дуль наледного питания – в бассейне р. Таскан достигает 89 мм, на площадях вулканогенных покровов – от 19 мм (верховья рек Мякит, Хурчан, Талая) до 41.2 мм (в бассейне р. Килган).

Таблица 3. Средние многолетние показатели питания рек подземными водами в осенне-зимнюю межень на площади Вилигинского террейна [12].

№№ на рис. 1	Водоток, замыкающий створ; площадь водосбора, км ² ; период наблюдений	Средняя высота водосбора, м	Средний модуль поверхностного стока за многолетний период, л/с·км ²		
			сентябрь	январь	за 30 сут. минимального зимнего стока
18	Буюнда, 3,8 км ниже устья р. Бурката; F=9090; 1952–1980 гг.	820	11.2	0.38	0.15
31	Мякит, 1,4 км ниже устья руч. Таборный; F=452; 1944–1962 гг.	850	10.3	Стока нет со второй половины ноября по апрель	
30	Таборный, устье; F=10.6; 1945–1980 гг.	860	11.3	Стока нет с ноября по апрель	
29	Гряда, пос. Буркот; F=8.52; 1964–1980 гг.	690	9.2	Стока нет со второй половины октября по апрель	
10	Балыгчан, 1 км ниже устья р. Булур; F=16100; 1943 г.	610	12.5	0.032	0.0003
32	Тангон, устье; F=11.1; 1963–1980 гг.	640	11.7	Стока нет со второй половины октября по апрель	

Таблица 4. Средние многолетние показатели питания подземными водами в осенне-зимнюю межень на площади внешней зоны Охотско-Чукотского вулканогенно-плутоногенного пояса [12].

№№ на рис. 1	Водоток, замыкающий створ; площадь водосбора, км ² ; период наблюдений	Средняя высота водосбора, м	Средний модуль поверхностного стока за многолетний период, л/с·км ²		
			сентябрь	январь	за 30 сут. минимального зимнего стока
24	Детрин, устье руч. Мылчэку; F=450; 1969–1970 гг.	1050	13.3	Стока нет со второй половины ноября по апрель	
20	Ольчан, устье; F=120; 1962–1970 гг.	980	9.9	Стока нет с ноября по апрель	
19	Булур, устье руч. Егорлык; F=1280; 1942–1943 гг.	1280	14.9	0.172	0.032

Таблица 5. Средние многолетние показатели питания подземными водами в осенне-зимнюю межень на площади Омилевского террейна и его склонах [12].

№№ на рис. 1	Водоток, замыкающий створ; площадь водосбора, км ² ; период наблюдений	Средняя высота водосбора, м	Средний модуль поверхностного стока за многолетний период, л/с·км ²		
			сентябрь	январь	за 30 сут. минимального зимнего стока
6	Верина, устье руч. Холодный; F=322; 1944–1969 гг.	1090	14.4	0.5	0.174
7	Сеймчан, 2,1 км выше устья руч. Чапаев; F=2920; 1940–1975 гг.	790	13.5	0.027	0.0003
5	Таскан, пос. Второй Таскан; F=9970; 1938–1980 гг.	780	10.5	0.32	0.22

Обращаем внимание на то, что гидрогеологические массивы, связанные с гранитоидными на изучаемой площади, обладают относительно малыми ресурсами подземных вод СТС. По результатам мно-

голетних наблюдений за стоком ручьев Морозов и Кривуля, дренирующих Нечинский гранитный массив, модуль стока подземных вод в сентябре не превышает 6 л/с·км², подтверждая известный факт, что

образующиеся в зоне выветривания гранитные щебенка и валуны в основании сезонно-талого слоя цементируются супесью и суглинком.

Необходимо заметить, что материалы многолетних наблюдений за стоком на постах с различными высотами водосборов показывают отсутствие прямой связи расходов воды со средней абсолютной отметкой водосборной площади. Устойчивый зимний сток может быть как в малом водотоке (р. Хениканджа) со средней высотой водосбора 1230 м, так и в крупной реке Балыгычан со средней высотой водосбора 610 м. Видимо, широко известные представления о формировании высотных мерзлотно-геологических поясов [19, 21, 22] приложимы для объяснения процессов водообмена конкретных участков речной долины, но не приемлемы для водосбора крупных водотоков.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ ИССЛЕДОВАНИЯ

Принимая во внимание, что в период питания рек только подземными водами влияние рельефа и климата на сток проявляется одинаково по площади исследований, мы должны признать, что своеобразие режима водного стока в осенне-зимнюю межень отражает особенности их геологической истории.

По представлениям А.Д. Чехова и Ю.В. Прусса [24], Иньяли-Дебинский синклиний в юрское время являлся глубоким осадочным бассейном, приуроченным к рифтоподобной впадине, которая преобразовалась в зону субдукции. Зерна терригенных пород, пройдя все стадии мезо-, апокатагенеза и начальных фаций регионального метаморфизма, подверглись многостороннему сжатию, как за счет субвертикального давления накопленных толщ, так и сублатерального при поддвигании синклиния под Омудевский террейн. Можно предположить, что испытывавшие литостатическое и субдукционное напряжение кристаллы минералов и зерна терригенных пород в зоне гипергенеза легче разлагаются и распадаются до размерности алевритов и пелитов, чем аналогичные породы, не прошедшие подобных коллизий. Генерируемые тонкозернистые и пылеватые частицы коагулируют поры и трещины в коренных породах, уменьшают их емкостные свойства, сокращая конвективный теплоперенос. В свою очередь, данный процесс уменьшает ресурсы подземных вод зоны активного водообмена, возможно, и других гидродинамических зон.

Аян-Юряхский антиклинорий, осадочные породы которого подвергались литостатическому давлению на уровне зеленосланцевой фации регионального метаморфизма, испытали боковое сжатие, выра-

жившееся в кливаже пермских осадков. Однако в антиклинории преобладали преимущественно субвертикальные растягивающие движения, что проявилось в обилии открытых зон разломов. В зоне гипергенеза кливажированные породы легко распадаются до щебенки, слагающей делювиальные накопления на горных склонах, наиболее благоприятные для конденсации водяных паров в СТС. По этим причинам водообильность СТС здесь возрастает, более водообильны и зоны разломов, что отражается на формировании круглогодичного стока в отдельных малых горных реках (рр. Нерючи, Хениканджа).

Террейны, сложенные образованиями пассивных континентальных окраин (Вилигинский, Верхоянский прогибы), по условиям осадконакопления в бассейнах седиментации сходны с Куларо-Нерским террейном. Однако они были менее подвержены тектоническим коллизиям, поэтому способность пород к формированию емкостных свойств в зоне гипергенеза у них занимает промежуточное положение между терригенными образованиями Иньяли-Дебинского синклиория и Аян-Юряхского антиклинория.

В зоне гипергенеза наименее измененные терригенно-карбонатные и эффузивно-туфовые породы Омудевского террейна, видимо, наиболее благоприятны для формирования значительных ресурсов пресных подземных вод в зоне активного водообмена.

Для выявления роли террейновой тектоники в площадных закономерных изменениях фильтрационных свойств отложений мы проанализировали материалы, полученные при решении задачи водоснабжения верхнеколымских приисков, рудников и населенных пунктов и для изучения условий дражной отработки россыпей за период с 1940 по 2000 гг. Эти работы проводились в основном на площадях Иньяли-Дебинского синклиория и Аян-Юряхского антиклинория. Методы получения фильтрационных характеристик обводненных отложений путем опытных откачек за 60-летний отрезок времени принципиально не изменились, хотя технически усовершенствовались. При анализе информационного массива мы не принимали во внимание данные, полученные на заведомо техногенно измененных участках, а также данные по фильтрационным характеристикам первого от поверхности слоя галечников, в котором содержание пылеватых и глинистых фракций составляло не более 1 %, т.е. заполнителем пор в гравийно-галечниковых образованиях был песок или глинистый песок. Данный слой отмытых галечников проявлен повсеместно, и его коэффициент фильтрации превышает сотни м/сутки, местами более 1000 м/сут. С уче-

том указанных ограничений установлено, что коэффициент фильтрации аллювиальных отложений (глубже промытого слоя) в долинах рек Берелех, Чай-Урья, Утиная, Малый Ат-Урях меняется в пределах от 3.2 до 60 м/сут., водопроницаемость трещиноватых пород триаса и юры в зонах разломов сквозных таликов – от 0.2 до 35 м²/сут.

На площади Аян-Юряхского антиклинория в долинах рек Омчак, Детрин, Тенька, Нерючи, Кулу коэффициент фильтрации аллювиальных отложений ниже отмытого слоя галечников меняется от 33.1 до 120.8 м/сут. Водопроницаемость трещиноватых пермских и триасовых отложений – от 25 до 175 м²/сут.

На площади Сударского субтеррейна в бассейне р. Таскан коэффициент фильтрации галечников – от 60 м/сут.

Изложенные данные взяты из отчетов Г.А. Айдылы, 1956 г.; А.Б. Бисярина, 1941 г.; В.С. Веденяпина, 1954 г.; А.Г. Гущина, 1942 г., 1943 г.; Т.И. Захарченко, 1954 г.; В.Н. Клименко, 1954 г.; Н.Г. Слаквы, 2000 г.; О.В. Сухопольского, 1969 г. Отдавая себе отчет в том, что формирование естественных гидродинамических параметров грунтов и коренных пород происходит под воздействием многих природных факторов, необходимо отметить, что роль геологической истории в этом процессе находит свое место.

Мы полагаем, что намеченные гидрогеологические отличия террейнов проявляются и в геоэкологических характеристиках. Известно, например, что водопроницаемость отложений СТС в бассейне Верхней Колымы отражается на составе почв и биопродуктивности растительного покрова, его качественных характеристиках [11]. Возможно, что тщательное целенаправленное изучение террейнов как геологической основы биосферы и жизнедеятельности людей позволит выявить новые гидрогеологические, гидрологические и геоэкологические закономерности. С позиций террейновой тектоники можно, например, обоснованно выбирать пункты для многолетних мониторинговых наблюдений за речными системами.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таким образом, на примере рек бассейна Верхней Колымы установлена значимость геодинамических характеристик блоков литосферы, дренируемых поверхностными водотоками, для гидрогеологических ситуаций горных районов криолитозоны. Эта значимость наиболее заметна в осенне-зимнюю межень, когда реки питаются только подземными водами зоны активного водообмена. Поскольку в холодный период года сток рек бассейнов Восточно-Си-

бирского, Чукотского и Берингова морей не превышает 6 % общегодового [8], можно сказать, что роль изучаемого фактора в формировании ресурсов пресных вод очень мала. Тем не менее, он проявлен в наименее водообеспеченном периоде года, что ставит вопрос о более глубоком изучении роли террейновой тектоники в создании специфики гидрогеологических условий мерзлой зоны, в том числе особенностей проявления гидрогеохимических свойств пресных вод.

Авторы благодарят С.Г. Бялобжеского, М.Л. Гельмана и Н.А. Горячева за обсуждение отдельных положений данной статьи.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Белый В.Ф. Геология Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1994. 76 с.
2. Бяков А.С., Ведерников И.Л. Тектонические, седиментологические и геохимические предпосылки формирования золотого оруденения в пермских толщах Аян-Юряхского антиклинория // Золото Северного обрамления Пацифики: Тез. докл. Междунар. горно-геол. форума. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2008. С. 176–177.
3. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России: в 2-х кн. / Под ред. А.И. Ханчука. Владивосток: Дальнаука, 2006. 982 с.
4. Геология СССР. Т. 30. Кн. 2. / Ред. И.Е. Драбкин. М.: Недра, 1970. 536 с.
5. Гидрогеология СССР. Т. 26. Северо-Восток СССР / Ред. О.Н. Толстихин. М.: Недра, 1972. 297 с.
6. Глотов В.Е. Подземные воды как фактор формирования общего водного стока руч. Контактный // Факторы формирования общего стока малых горных рек в Субарктике. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2002. С. 102–141.
7. Глотов В.Е. Гидрогеологические особенности приводораздельных артезианских бассейнов на Северо-Востоке России // Подземная гидросфера: Материалы Всерос. совещ. по подземн. водам Востока России. Иркутск: ИрГТУ, 2006. С. 162–165.
8. Иогансон В.Е., Кузнецов А.С., Деев Г.Н. и др. Реки // Север Дальнего Востока / Ред. Н.А. Шило. М.: Наука, 1970. С. 186–203.
9. Караванов К.П., Кулаков В.В. Гидрогеологические системы земного шара и подземные воды Тихоокеанского сегмента Земли // Тихоокеан. геология. 2008. Т. 28, № 6. С. 17–30.
10. Клюкин Н.К. Климат // Север Дальнего Востока / Ред. Н.А. Шило. М.: Наука, 1970. С. 101–132.
11. Королев Ю.Б. Гидрологическая роль растительности Верхней Колымы // Изв. АН СССР. Сер. биол. 1982. № 4. С. 517–529.
12. Многолетние данные о режиме и ресурсах поверхностных вод суши. Т. РСФСР. Вып. 19. Бассейны Колымы и рек Магаданской области. Л.: Гидрометеиздат, 1985. 429 с.
13. Моисеенко В.Г., Сахно В.Г. Глубинные флюиды, вулканизм и рудообразование Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1982. 191 с.

14. Основные гидрологические характеристики (за весь период наблюдений до 1961 г.). Т. 19. Северо-Восток. Л.: Гидрометеоздат, 1966. 380 с.
15. Основные гидрологические характеристики (за период 1961–1970 гг.). Т. 19. Северо-Восток. Л.: Гидрометеоздат, 1974. 230 с.
16. Основные гидрологические характеристики (за 1971–1975 гг. и весь период наблюдений). Т. 19. Северо-Восток. Л.: Гидрометеоздат, 1978. 228 с.
17. Писарский Б.И. Подземные воды под морями и океанами // Основы гидрогеологии. Т. 1. Общая гидрогеология / Отв. ред. Е.В. Пиннекер. Новосибирск: СО “Наука”, 1980. С. 178–188.
18. Прикладной климатологический справочник Северо-Востока СССР / Под ред. Н.К. Клюкина. Магадан: Кн. изд-во, 1960. 427 с.
19. Романовский Н.Н. Подземные воды криолитозоны. М.: МГУ, 1983. 232 с.
20. Сушанский С.И., Глотов В.Е., Глотова Л.П. Многолетние, сезонные и суточные изменения стокоформирующих факторов и общего водного стока руч. Контактный // Факторы формирования общего стока малых горных рек в Субарктике. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2002. С. 35–58.
21. Толстихин О.Н. Наледи и подземные воды Северо-Востока СССР. Новосибирск: Наука, 1974. 164 с.
22. Фотиев С.М. Гидрогеотермические особенности криогенной области СССР. М.: Наука, 1978. 236 с.
23. Чернышева М.Р. Норма и изменчивость годового стока // Ресурсы поверхностных вод СССР. Т. 19. Северо-Восток СССР / Ред. В.В. Куприянов. Л.: Гидрометеоздат, 1969. С. 75–116.
24. Чехов А.Д., Прусс Ю.В. Почему Иньяли-Дебинский синклиниорий является главным вмещающим колымского золота? // Золото северного обрамления Пацифики / Тезисы докл. Междунар. горно-геол. форума. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2008. С. 221–222.
25. Шепелев В.В., Толстихин О.Н., Пигузова В.М. и др. Роль многолетнемерзлых пород в создании водоносности гидрогеологических структур. Новосибирск: Наука, 1984. 198 с.

Рекомендована к печати О.В. Чудаевым

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ СРЕДНЕГО ТЕЧЕНИЯ Р. АМУР

О.А. Сорокина¹, Н.В. Зарубина²

¹Институт геологии и природопользования ДВО РАН, пер. Релочный 1, г. Благовещенск, 675000,
e-mail: library@ascnet.ru

²Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, пр. 100 лет Владивостоку 159, г. Владивосток,
690022, e-mail: nat-zarubina@yandex.ru

Поступила в редакцию 22 февраля 2010 г.

Проведен анализ химического состава донных отложений р. Амур с помощью современных аналитических методик. Состав донных осадков и характер распределения редкоземельных элементов обусловлены влиянием нескольких источников. Установлено, что наиболее вероятным источником донных отложений исследованного участка р. Амур могут являться кремнекислые магматические или метаосадочные породы.

Ключевые слова: донные отложения, редкоземельные элементы, мультиэлементные диаграммы, р. Амур.

ВВЕДЕНИЕ

В последние годы большое внимание уделяется исследованиям распределения, фракционирования химических элементов в взвесах, донных отложениях рек, эстуариев, прибрежно-морских и океанических зон различных регионов мира [1–4, 8, 16, 19–23, 25–31, 34]. Так, в серии работ В.В. Анিকেва с соавторами рассмотрены факторы трансформации состава терригенного материала и определены природные процессы, регулирующие поведение редкоземельных элементов в эстуарной системе рек Меконг–Сайгон–Южно-Китайское море [3], проведена оценка роли биологического и литодинамического факторов в фракционировании химического состава взвеси по отношению к осадочным породам [1], идентифицировано влияние природных и антропогенных факторов на трансформацию состава терригенного материала на изучаемой территории [4]. Необходимо отметить также работу Д.М. Полякова [15], в которой представлены результаты изучения накопления элементов субколлоидной и пелитовой фракций донных отложений на разрезе р. Раздольная–Амурский залив. В работе В.С. Савенко [16] обобщены данные о содержании химических элементов во взвешенных наносах рек мира, показано закономерное их изменение на территориях водосборных бассейнов, выявлены региональные геохимические аномалии. Кроме

того, необходимо отметить работу А.В. Дубинина [8], в которой дан полный анализ поведения редкоземельных элементов в океанических осадках, взвесах, отдельных минеральных фазах осадков.

В то же время вопросы, касающиеся закономерностей формирования химического состава донных отложений крупных рек российского Дальнего Востока, остаются слабо изученными. Здесь следует отметить работы Ф.С. Кота [11], в которых исследованы концентрации ртути и некоторых рассеянных металлов в донных отложениях среднего и нижнего течения р. Амур. В настоящее время, в связи с развитием аналитической базы, имеется возможность выявить основные закономерности распределения широкого круга элементов, в том числе редкоземельных, в отложениях р. Амур, а также выявить ассоциации элементов, повышенное содержание которых обусловлено влиянием техногенеза.

ОБЪЕКТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

В данной работе был исследован химический состав донных отложений р. Амур в интервале от пос. Радде (N=48°34'38", E=130°36'44") до приустьевой части р. Туловчиха (N=48°05'23", E=130°40'14") (рис. 1). Таким образом, была исследована часть долины среднего течения р. Амур протяженностью около 60 км.

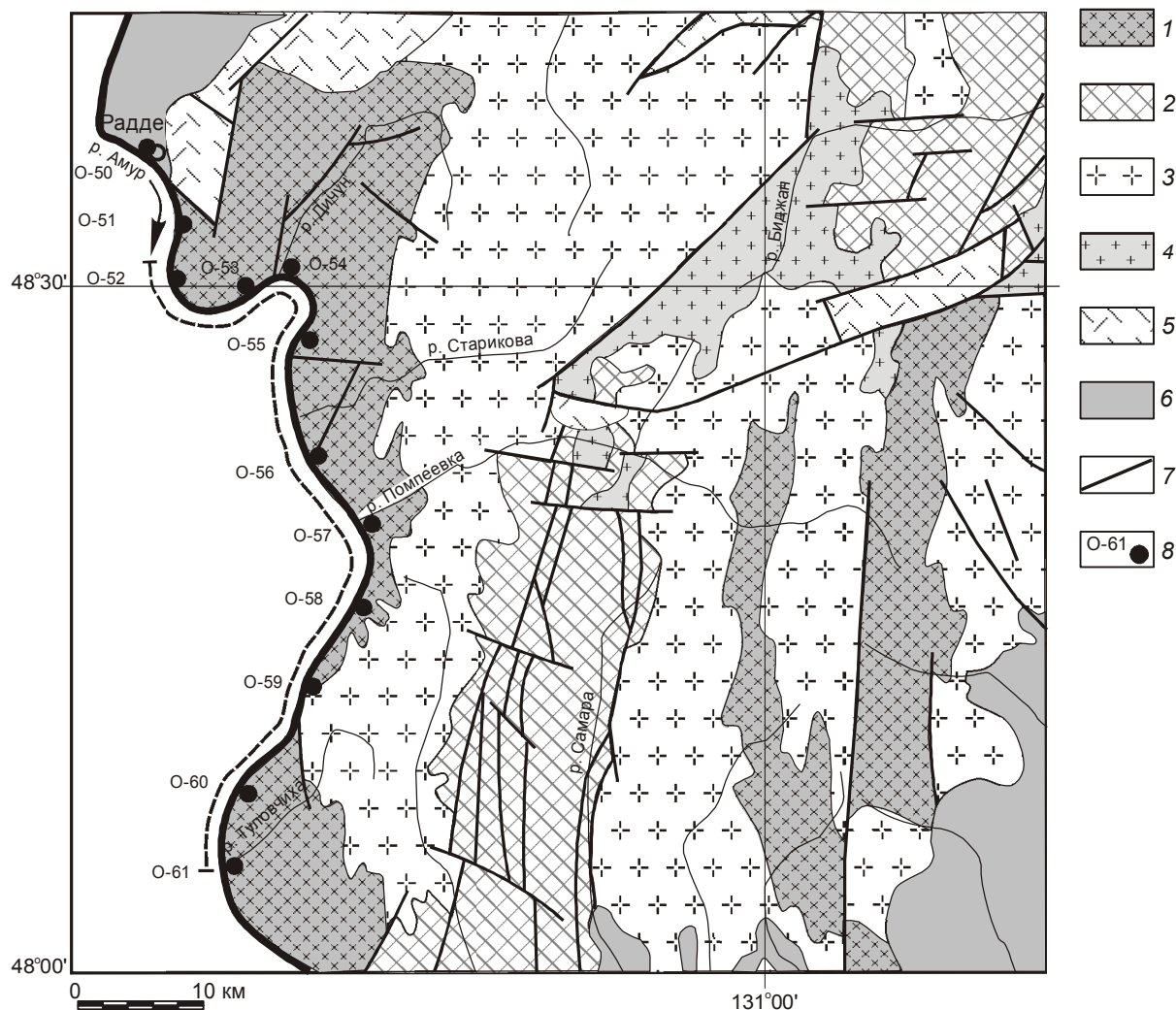


Рис. 1. Геологическая схема района исследования (составлена по [17]).

1 – метаморфические комплексы амурской серии (ранний докембрий), 2 – кембрийские терригенно-карбонатные отложения, 3 – раннепалеозойские граниты и лейкограниты, 4 – позднепалеозойские и раннемезозойские граниты, гранодиориты; 5 – меловые вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования, 6 – кайнозойские рыхлые отложения, 7 – разломы, 8 – точки отбора проб. Пунктирной линией показан участок исследования.

В районе исследования долина р. Амур достаточно узкая. Ширина русла составляет 600–1000 м, и этот участок долины с крутыми обрывистыми склонами известен как “Хинганские ворота”. По бортам долины выделяется серия речных террас и их фрагментов. В частности, развиты вторая и первая надпойменные террасы высотой 10–20 м и 5–10 м, соответственно, сложенные разнородными песками, песчано-гравийно-галечными отложениями, глинами. Кроме того, отчетливо выражены низкая и высокая поймы, разрез которых имеет двучленное строение. Нижняя часть представлена русловой фацией и сложена гравийниками, галечниками с редкими валунами и заполнителем из разнородного песка. Верхняя часть пойменной фации

сложена сложно переслаивающимися песками, суглинками, глинами, илами [5].

В пределах указанного интервала долина р. Амур пересекает разновозрастные геологические образования (рис. 1). Наиболее древние из них представлены метаморфическими комплексами, условно относимыми к раннему докембрию и известными в геологической литературе как “амурская серия” [5, 7]. С полями развития метаморфических комплексов пространственно ассоциируют древнебуреинский, салокачинский и амурский магматические комплексы [5, 7]. На всех геологических картах они условно отнесены к раннему докембрию, однако недавно получена серия изотопных определений, свидетельствующих об их более молодом возрасте [12, 13].

Значительным распространением в пределах описываемого участка пользуются разновозрастные гранитоидные комплексы, традиционно относимые к трем основным возрастным уровням: ордовикскому, средне-позднекаменноугольному, пермо-триасовому [5, 7, 14]. Наконец, наиболее молодые образования представлены раннемеловыми андезитами станолірской свиты и кислыми вулканическими породами солонечной свиты, имеющими локальное распространение выше по долине р. Амур от исследуемого участка (рис.1).

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Опробование донных отложений проводилось вдоль левого берега р. Амур, с шагом 6–7 км. В пределах рассматриваемого участка реки эти отложения представляют собой глинисто-песчаные и глинистые рыхлые породы. Отбор проб производился с помощью самодельного пробоотборника из верхних (до 10 см) горизонтов отложений. Вес отобранной пробы составлял приблизительно 0.5 кг. Пробы высушивались до воздушно-сухого состояния, затем из этого материала выделялась фракция частиц размером менее 1 мм, которая измельчалась с помощью механического истирателя.

Определение содержаний породообразующих оксидов в породах выполнено рентгенофлуоресцентным методом в Институте геологии и природопользования ДВО РАН (г. Благовещенск), а содержаний элементов-примесей – рентгенофлуоресцентным методом в Институте геологии и природопользования ДВО РАН (Zr, Nb) и методом ICP MS (Sc, V, Cr, Co, Ni, Cu, Zn, As, Rb, Sr, Y, Mo, Cd, Cs, Ba, REE, Ta, W, Pb, Th, U) в Дальневосточном геологическом институте ДВО РАН (г. Владивосток).

Гомогенизация порошковых проб для рентгенофлуоресцентного анализа выполнялась путем сплавления со смесью метабората и тетрабората лития в муфельной печи при 1050–1100° С. Измерения проводились на рентгеновском спектрометре Pioneer 4S (Брукер, Германия). Величины интенсивности аналитических линий корректировались на фон, эффекты поглощения и вторичной флуоресценции. Вскрытие образцов для определения содержаний элементов-примесей методом ICP-MS осуществлялось по методике кислотного разложения в смеси кислот HF, HNO₃, HClO₄ [9, 10] в отношении 2.5:1:0.5. Измерения проводились на квадрупольном масс-спектрометре Agilent 7500 с (Agilent Technologies, США).

Для реконструкций источников химических элементов в донных отложениях были использованы данные по химическому составу коренных пород, распространенных в пределах рассматриваемого

района, любезно предоставленные А.Б. Котовым (ИГГД РАН, Санкт-Петербург) и А.А. Сорокиным (ИГиП ДВО РАН), а также опубликованные в [18].

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Результаты анализа концентраций химических элементов в донных отложениях исследованного участка р. Амур приведены в табл. 1.

Распределение редкоземельных элементов в исследованных образцах умеренно дифференцировано (рис. 2), величина отношения $[La/Yb]_n = 9.6–14.9$, при преобладающих значениях от 10 до 12. Характерной чертой распределения также является обогащение легкими лантаноидами по отношению к средним и относительно пологий график в области средних и тяжелых лантаноидов, о чем свидетельствуют отношения $[La/Sm]_n = 3.3–4.1$ и $[Gd/Yb]_n = 1.1–2.2$ (в единичном образце до 2.5). Все спектры редкоземельных элементов имеют отчетливо выраженную отрицательную европиевую аномалию – $Eu/Eu^* = 0.7–0.9$.

Оценивать закономерности распределения химических элементов можно, опираясь как на абсолютные, так и на относительные концентрации. Учитывая, что р. Амур пересекает разновозрастные и разнообразные по составу геологические образования, представляется целесообразным в качестве эталона для сравнения донных осадков этой реки использовать средневзвешенный состав верхней континентальной коры. Анализ мультиэлементных графиков (рис. 3), где в качестве нормировочного фактора использован состав верхней континентальной коры по С. Тэйлору и С. Макленнану [32], свидетельствует о следующем. Составы донных отложений р. Амур в сравнении с указанным эталоном характеризуются относительным дефицитом редкоземельных элементов, а также Mg, Ca, P, Sc, V, Cr, Co, Ni, Cu, Zn, Y, Nb, Pb, Mo, Ta, в меньшей степени – Ti, Fe, Na, K, Sr, Rb, W. Концентрации Ba, наоборот, незначительно повышены. Содержания Pb, Th, U, Mn варьируют, при этом в одних образцах отмечается некоторый дефицит этих элементов, в других – избыток. Аналогичный вывод следует и из таблицы 2.

В целом, можно отметить, что уровень концентраций и характер распределения химических элементов в донных осадках исследуемого участка р. Амур соответствует таковым в породах верхней континентальной коры.

В то же время, представляется интересным сравнить состав исследуемых донных отложений с такими геохимическими “реперами”, как усредненный состав глинистых сланцев и почв. Донные отложения Амура вполне близки как первому, так и вто-

Таблица. 1. Химический состав представительных образцов донных отложений.

Обра- зец	O-50- Д	O-51- Д	O-52- Д	O-53- Д	O-54- Д	O-55- Д	O-56- Д	O-57- Д	O-58- Д	O-59- Д	O-60- Д	O-61- Д
SiO ₂	70.96	69.83	72.19	70.75	61.57	72.41	71.62	60.72	71.01	71.99	73.16	74.34
TiO ₂	0.50	0.62	0.75	0.65	0.83	0.56	0.66	0.77	0.39	0.52	0.52	0.55
Al ₂ O ₃	12.82	13.62	12.55	13.38	15.22	13.27	13.06	15.02	14.43	13.24	12.87	12.04
Fe ₂ O ₃	2.66	4.01	3.70	3.80	6.08	3.36	3.08	5.52	2.68	3.09	3.10	2.95
MnO	0.07	0.13	0.01	0.11	0.21	0.09	0.09	0.17	0.05	0.09	0.07	0.08
MgO	0.71	0.86	0.76	0.88	1.32	0.73	0.81	1.39	0.70	0.76	0.73	0.61
CaO	2.00	1.88	2.16	1.85	1.83	1.80	2.16	1.96	2.20	1.90	2.05	2.11
Na ₂ O	3.01	2.39	2.66	2.62	2.15	2.64	2./82	2.18	3.52	2.92	2.75	2.56
K ₂ O	3.11	2.98	3.31	3.00	2.62	3.12	3.25	2.63	2.77	3.14	3.31	3.48
P ₂ O ₅	0.10	0.14	0.11	0.13	0.21	0.11	0.12	0.22	0.10	0.11	0.10	0.09
Ba	660	683	722	719	669	714	739	550	837	774	747	760
Rb	93	82	77	80	94	80	79	108	80	87	80	75
Sr	340	349	340	290	270	320	321	280	343	340	350	340
Cs	2.79	4.94	3.69	4.50	7.80	3.97	3.61	6.94	3.11	4.35	3.53	3.04
La	17.56	18.57	20.53	24.48	28.52	16.79	21.48	27.86	13.74	20.86	16.44	16.97
Ce	37.08	40.47	45.52	50.37	63.85	37.00	45.43	59.74	28.96	43.51	35.37	35.57
Pr	4.36	4.79	5.36	5.61	7.23	4.30	5.19	6.96	3.42	4.93	4.13	4.04
Nd	16.75	18.43	20.35	20.84	27.84	16.50	19.97	26.79	13.15	18.57	15.57	15.04
Sm	3.08	3.47	3.76	3.80	5.18	3.17	3.45	4.91	2.36	3.28	2.84	2.60
Eu	0.82	0.87	0.84	0.85	1.09	0.83	0.86	1.03	0.71	0.84	0.77	0.71
Gd	2.73	3.07	3.06	3.36	4.65	2.78	3.16	4.44	2.09	2.85	2.44	2.26
Tb	0.39	0.44	0.40	0.46	0.65	0.39	0.42	0.60	0.29	0.38	0.33	0.30
Dy	2.12	2.39	2.12	2.58	3.59	2.25	2.31	3.37	1.57	2.10	1.90	1.69
Ho	0.43	0.48	0.42	0.49	0.71	0.45	0.47	0.66	0.31	0.41	0.37	0.33
Er	1.14	1.27	1.08	1.34	1.93	1.21	1.26	1.76	0.81	1.09	0.98	0.92
Tm	0.17	0.20	0.15	0.20	0.29	0.17	0.19	0.26	0.12	0.16	0.14	0.13
Yb	1.06	1.20	0.98	1.29	1.81	1.19	1.17	1.61	0.75	1.05	0.90	0.86
Lu	0.16	0.19	0.15	0.19	0.26	0.17	0.17	0.25	0.11	0.15	0.13	0.12
Y	12.3	11.3	9.6	12.1	17.5	11.2	11.5	18.8	7.8	10.5	9.5	8.6
Zr	41.5	34.8	26.3	34.1	53.4	37.3	31.0	60.3	18.5	25.6	21.2	20.5
Nb	5.77	4.22	4.14	4.60	6.22	3.84	5.34	8.45	4.26	4.19	3.89	3.93
Ta	0.38	0.39	0.27	0.38	0.21	0.22	0.28	0.32	0.28	0.26	0.27	0.29
Th	6.00	5.71	5.97	7.29	10.13	5.48	5.20	11.86	3.90	6.75	4.16	3.80
U	1.74	2.03	10.47	2.06	4.02	1.73	1.44	5.47	1.08	1.51	1.04	0.30
Sc	5.1	5.6	4.2	5.6	9.0	5.1	5.0	9.4	3.6	5.1	4.3	3.7
V	32.6	36.5	29.8	35.9	60.8	31.4	32.1	62.9	18.7	31.7	27.8	22.5
Co	5.2	6.9	5.3	6.1	11.7	5.8	5.3	11.5	3.8	5.8	4.8	3.9
Cu	7.2	7.3	4.7	7.1	15.9	8.5	4.8	16.0	4.1	6.9	4.0	2.7
Ni	12.9	16.3	15.5	12.1	28.0	44.2	40.11	32.9	46.9	18.1	27.3	13.4
Cr	25.0	25.0	25.4	25.7	40.9	56.1	31.4	49.7	46.3	41.0	40.4	28.7
Pb	18.9	18.2	24.3	18.2	24.4	20.2	18.1	24.1	16.7	18.1	15.0	14.6
Mo	0.52	0.84	0.74	1.15	0.83	1.50	1.74	0.99	1.50	1.50	1.70	0.70
W	1.32	1.77	1.11	1.19	1.23	1.53	1.18	1.82	2.19	1.25	1.40	1.10
Zn	36.2	48.3	41.0	38.8	73.7	37.8	36.1	75.4	40.0	37.6	25.9	30.1
Cd	0.086	0.110	0.350	0.340	0.310	0.210	0.300	0.193	0.160	0.184	0.180	0.153

*Примечание. Концентрация основных элементов (от SiO₂ до P₂O₅) выражена в %, микроэлементов – в мкг/г.

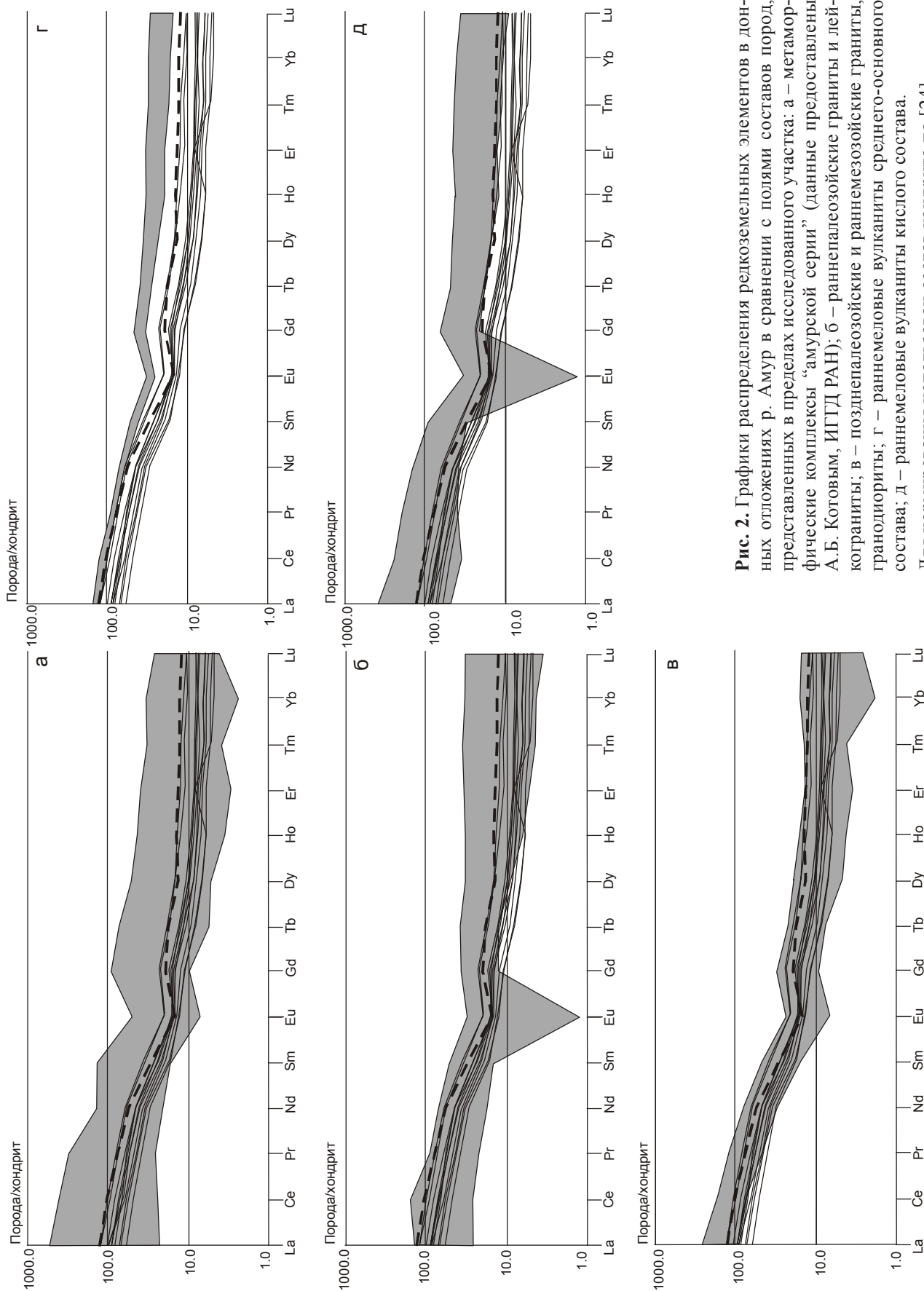


Рис. 2. Графики распределения редкоземельных элементов в донных отложениях р. Амур в сравнении с полями составов пород, представленных в пределах исследованного участка: а – метаморфические комплексы “амурской серии” (данные предоставлены А.Б. Коговым, ИГГД РАН); б – раннепалеозойские граниты и лейкокраниты; в – позднепалеозойские и раннемезозойские граниты, гранодиориты; г – раннемеловые вулканиты среднего-основного состава; д – раннемеловые вулканиты кислого состава. Для нормирования использован состав хондрита по [24].

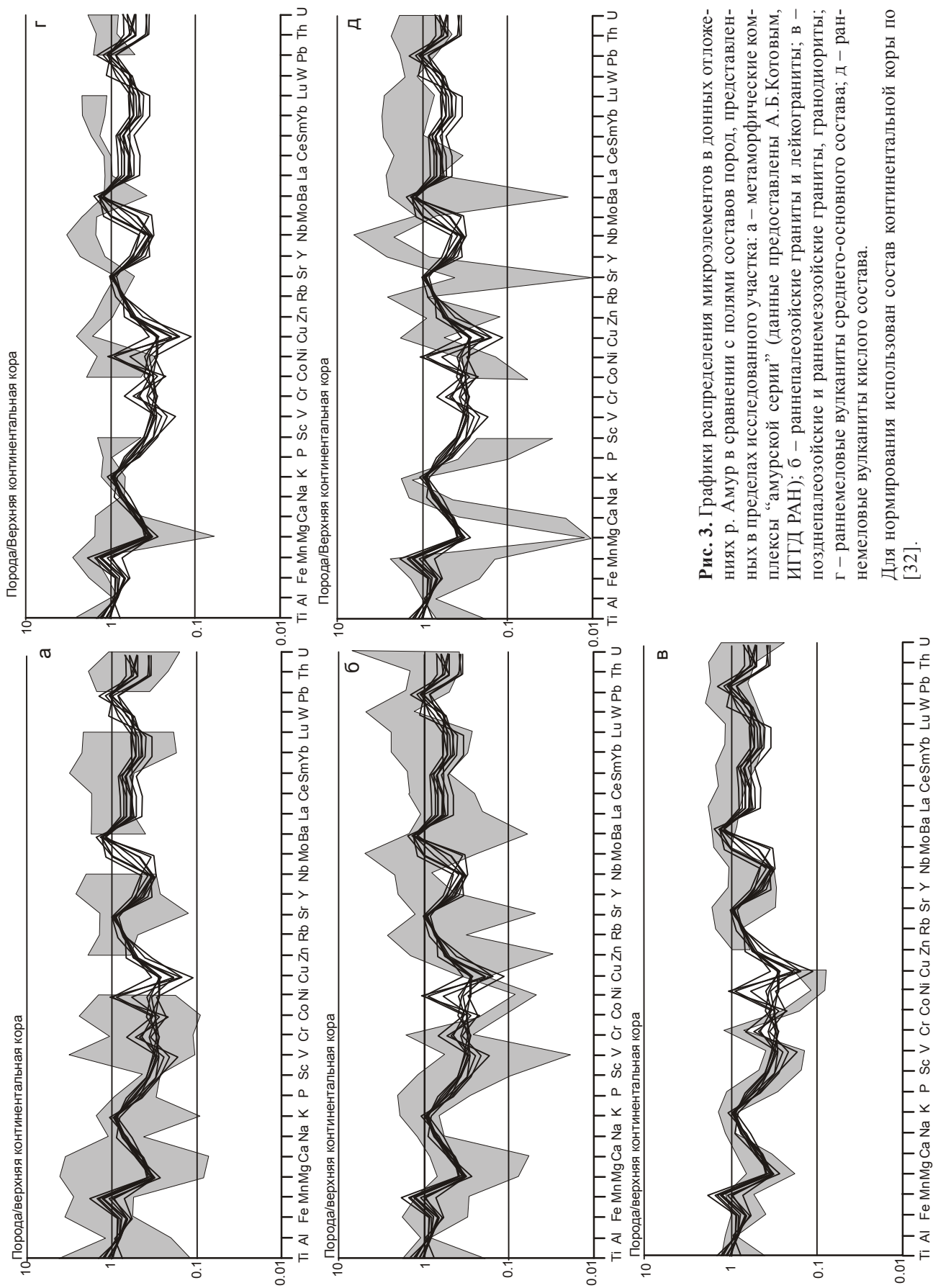


Рис. 3. Графики распределения микроэлементов в донных отложениях р. Амур в сравнении с полями составов пород, представленных в пределах исследованного участка: а – метаморфические комплексы “амурской серии” (данные предоставлены А.Б.Котовым, ИГГД РАН); б – раннепалеозойские граниты и лейкограниты; в – позднепалеозойские и раннемезозойские граниты, гранодиориты; г – раннемеловые вулканиты среднего-основного состава; д – раннемеловые вулканиты кислого состава.
Для нормирования использован состав континентальной коры по [32].

Таблица 2. Состав донных отложений р. Амур и распространённость химических элементов в верхней континентальной коре, осадочных породах и почвах.

	Донные отложения р. Амур		Распространённость химических элементов		
	Средние значения	Min–max	Верхняя континентальная кора [32]	Сланцы, глина [33]	Почва [6]
SiO ₂	70.05	60.7–74.3	65.89	51.0	70.66
TiO ₂	0.61	0.39–0.83	0.50	0.75	0.76
Al ₂ O ₃	13.46	12.04–15.22	15.17	19.77	13.48
Fe ₂ O ₃	3.67	3.1–6.08	4.49	4.80	5.48
MnO	0.11	0.01–0.21	0.07	0.05	0.07
MgO	0.86	0.61–1.32	2.20	2.22	1.04
CaO	2.00	1.83–2.20	4.19	3.54	1.92
Na ₂ O	2.69	2.15–3.52	3.89	0.89	0.85
K ₂ O	3.06	2.62–3.48	3.39	2.75	1.96
P ₂ O ₅	0.13	0.09–0.22	0.20	0.18	0.18
Ba	715	550–837	550	800	500
Rb	84.4	75–108	112	200	100
Sr	324	270–350	350	450	300
Cs	4.36	2.79–7.80	4.6	12	5
La	20.35	13.74–28.52	30	40	40
Ce	43.66	35.37–63.85	64	50	50
Pr	5.03	3.42–7.23	7.1	5	6.7
Nd	19.2	13.15–27.84	26	23	25
Sm	3.5	2.36–5.18	4.5	1	6.4
Eu	0.85	0.71–1.09	0.88	6.5	0.76
Gd	3.08	2.09–4.65	3.8	1	4.2
Tb	0.45	0.29–0.65	0.64	0.9	0.7
Dy	2.34	1.57–3.59	3.5	-	3
Ho	0.47	0.31–0.71	0.8	1.2	0.7
Er	1.32	0.92–1.93	2.3	2.5	0.8
Tm	0.19	0.12–0.29	0.33	0.25	0.7
Yb	1.19	0.86–1.81	2.2	3	0.8
Lu	0.18	0.11–0.26	0.32	0.7	0.7
Y	11.7	7.8–18.8	22	30	50
Zr	12	18.5–53.4	190	200	300
Nb	4.9	3.84–8.45	12	20	-
Ta	0.296	0.21–0.39	1.0	3.5	-
Th	6.35	3.8–11.86	10.7	11	6
U	1.99	0.3–10.47	2.8	3.2	5
Sc	5.46	3.6–9.4	13.6	10	7
V	35.23	18.7–62.9	107	130	100
Co	6.34	3.8–11.7	17	20	8
Cu	7.43	2.7–16.0	85	57	20
Ni	25.6	12.1–46.9	25	95	40
Cr	36.3	25.0–56.1	85	100	200
Pb	19.2	14.6–24.4	17	20	10
Mo	1.14	0.52–1.74	1.5	2	2
W	1.42	1.10–2.19	2.0	2	
Zn	43.41	25.9–75.4	71	80	50
Cd	0.21	0.09–0.35	0.098	0.3	0.5

*Примечание. Концентрация основных элементов (от SiO₂ до P₂O₅) выражена в %, микроэлементов – в мг/кг.

рому (табл. 2). В частности, в сравнении со средним составом почв [6] в донных отложениях Амура отмечается незначительный дефицит Mg, Fe, Al, Ca, Cr, Cu, V. Кроме того, содержания Ni, Co, Zn, Pb не превышают таковых в породах, представленных в пределах изучаемого участка. Заметим, что в пределах бассейна р. Амур расположены горнопромышленные предприятия, оказывающие влияние на практически все компоненты долинных ландшафтов. Учитывая результаты исследования, отметим, что повышенные концентрации элементов, которые могут быть обусловлены влиянием техногенеза, не выявлены.

Выше было показано, что в пределах исследованного участка долины р. Амур наибольшим распространением пользуются метаморфические комплексы амурской серии, а также палеозойские и раннемезозойские гранитоиды, меньшим – раннемеловые вулканические комплексы (рис.1). В этой связи можно предположить, что указанные породы внесли свой (большой или меньший) вклад в формирование донных отложений этого участка реки.

Сопоставление характера распределения редкоземельных элементов в донных осадках р. Амур и в различных горных породах, представленных в пределах исследованного участка, приведено на рис. 2, 3. Из него следует, что графики распределения лантаноидов в донных осадках р. Амур в наибольшей степени соответствуют полям составов пород метаморфических комплексов, а также раннепалеозойских и раннемезозойских гранитоидов (рис. 2 а, б, в; 3 а, б, в). В пользу этого свидетельствуют также приведенные выше значения отношений $[La/Yb]_n$, $[La/Sm]_n$, $[Gd/Yb]_n$, Eu/Eu^* , указывающие на то, что наиболее вероятным источником донных отложений исследованного участка долины р. Амур могут являться кремнекислые магматические или метаосадочные породы. Существенные различия в распределении редкоземельных элементов в донных осадках и раннемеловых вулканических породах (рис. 2 г, д; 3 г, д), обладающих геохимическими признаками внутриплитного происхождения [18], позволяют предполагать, что последние, по-видимому, не оказали существенного влияния на состав донных осадков. К аналогичному выводу можно прийти, сравнивая мультиэлементные графики для донных осадков р. Амур и таковых для различных горных пород, представленных в пределах исследованного участка.

ВЫВОДЫ

Резюмируя проведенные исследования, можно отметить, что они не претендуют на полноту, однако позволяют сделать следующие выводы:

В целом уровень содержаний и характер распределения химических элементов в донных осадках

исследуемого участка р. Амур хорошо согласуются с таковыми как в раннепалеозойских и раннемезозойских гранитоидах и метаморфических породах “амурской серии”, представленных в пределах данного участка, так и в верхней континентальной коре.

Необходимо также отметить, что в рассматриваемых образцах не выявлено повышенных концентраций химических элементов (V, Co, Cr, Cu, Ni, Zn, Pb), которые могли бы быть обусловлены влиянием промышленного производства.

Авторы выражают признательность А.Б. Котову за предоставленные сведения о химическом составе пород “амурской серии”.

Работа выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (грант № 11-05-00372-а), инициативного проекта ДВО РАН (грант № 09-III-09-496) и Президиума ДВО РАН (Программа “Комплексные исследования в бассейне р.Амур”).

Автор выражает искреннюю благодарность и признательность О.В. Чудаеву и рецензентам за ценные советы, конструктивные замечания и пожелания при обсуждении рукописи.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аникеев В.В., Дударев О.В., Касаткина А.П. и др. Влияние терригенных и биогенных факторов на формирование седиментационных потоков химических элементов в прибрежной зоне Японского моря // Геохимия. 1996. № 1. С. 59–72.
2. Аникеев В.В., Дударев О.В., Колесов Г.М. и др. Факторы, определяющие мезомасштабную изменчивость распределения взвешенного вещества и химических элементов в водах эстуария р. Амур – Охотское море // Геохимия. 2001. № 1 С. 71–94.
3. Аникеев В.В., Боцул А.И., Дударев О.В. и др. Распределение, фракционирование и потоки редкоземельных элементов в системе взвесь – донные отложения эстуария рек Меконг, Сайгон – Южно-Китайское море // Геохимия. 2001. № 9. С. 989–996.
4. Аникеев В.В., Шумилин Е.Н., Дударев О.В. и др. Пространственная изменчивость распределения литологических характеристик и химических элементов в донных осадках шельфа Южно-Китайского моря, примыкающего к дельтам рек Меконг-Сайгон // Геохимия. 2004. № 12. С. 1301–1318.
5. Атрашенко А.Ф., Жевержеева М.К. Геологическая карта Российской Федерации м-ба 1:200 000. Изд-е. 2. Бурейнская серия. Лист М-52-(XXXV), XXXVI. СПб.: ВСЕГЕИ, 2002.
6. Виноградов А.П. Геохимия редких и рассеянных химических элементов в почвах. М.: Изд-во АН СССР, 1957. 238 с.
7. Геологическая карта Приамурья и сопредельных территорий. 1:2500000. СПб.: ВСЕГЕИ, 1999.
8. Дубинин А.В. Геохимия редкоземельных элементов в океане. М.: Наука. 2006. 360 с.
9. Зарубина О. В., Кузнецова А. И., Склярова О. А. и др. Контроль правильности определения микроэлементов в почвах

- и донных грунтах с использованием разных методов анализа // Аналитика и контроль. 2002. Т. 6, № 5. С. 579–583.
10. Карандашев В.К., Туранов А.Н., Орлова Т.А. и др. Использование метода масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой в элементном анализе окружающей среды // Заводская лаборатория. 2007. Т. 73, № 1. С. 12–22.
 11. Кот Ф.С. Рассеянные металлы в донных отложениях р. Амур и зоны смешения в Охотском море // Геохимия. 1998. № 1. С. 102–107.
 12. Котов А.Б., Великославинский С.Д., Сорокин А.А. и др. Возраст амурской серии Буря-Цзямусинского супертеррейна Центрально-Азиатского складчатого пояса): результаты Sm-Nd изотопных исследований // Докл. РАН. 2009. Т. 428, № 5. С. 637–640.
 13. Котов А.Б., Сорокин А.А., Сальникова Е.Б. и др. Раннепалеозойский возраст габброидов амурского комплекса (Буря-Цзямусинский супертеррейн Центрально-Азиатского складчатого пояса) // Докл. РАН. 2009. Т. 424, № 5. С. 644–647.
 14. Мартынюк М.В., Рямов С.А., Кондрагьева В.А. Объяснительная записка к схеме корреляции магматических комплексов Хабаровского края и Амурской области. Хабаровск: Дальгеология, 1990. 215 с.
 15. Поляков Д.М. Геохимия накопления металлов донными осадками маргинального фильтра р. Раздольная – Амурский залив. 1. Пелитовая фракция // Геохимия. 2009. № 1. С. 63–71.
 16. Савенко В.С. Химический состав взвешенных наносов рек мира. М.: ГЕОС, 2006. 175 с.
 17. Селиванов В.А., Святогорова Н.И., Барсукова Л.А. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Новая серия. 1:1 000 000. М-52(53) / Ред. Е.М. Заблочкий. СПб.: ВСЕГЕИ, 1995.
 18. Сорокин А.А., Пономарчук В.А., Сорокин А.П. и др. Геохронология и корреляция мезозойских магматических образований северной окраины Амурского супертеррейна // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2004. Т.12, № 6. С. 38–54.
 19. Albanese S., Vivo B. De, Lima A., Cicchella D. Geochemical background and baseline values of toxic elements in stream sediments of Campania region (Italy) // Jour. Geochem. Explor. 2007. V. 93, N 1. P. 21–34.
 20. Jain C.K., Singhal D.C., Sharma M.K. Metal pollution assessment of sediment and water in the River Hindon, India // Environmental Monitoring and Assessment. 2005. V 105, N 1–3. P. 193–207.
 21. Lesven L., Lourino-Cabana B., Billon G. et al. On metal diagenesis in contaminated sediments of the Deûle river (northern France) // Applied Geochem. 2010. V. 25, N 9. P. 1361–1373.
 22. Marmolejo-Rodrigues A.J., Prego R., Meyer-Willerer A. et al. Rare earth elements in iron oxy-hydroxide rich sediments from the Marabasco River-Estuary system (Pacific coast of Mexico). REE affinity with iron and aluminium // J. Geochem. Explor. 2007. V. 94, N 1–3. P. 43–51.
 23. Martin C.E., McCulloch M.T. Nd-Sr isotopic and trace element geochemistry of river sediments and soils in a fertilized catchment, New South Wales, Australia // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1999. V. 63, N 2. P. 287–305.
 24. McDonough, Sun S-s. The composition of the Earth // Chem. Geol. 1995. V.120, N 3–4. P. 223–253.
 25. Nakajima T., Terakado Y. Rare earth elements in stream waters from the Rokko granite area, Japan: Effect of weathering degree of watershed rocks // Geochem. Journ. 2003. V. 37, N 1. P. 181–198.
 26. Pekka L., Ingri J., Widerlund A. et al. Geochemistry of the Kola River, northwestern Russia // Applied Geochem. 2004. V. 19, N 12. P. 1975–1995.
 27. Pustelnikovas O. Geocological estimation of sedimentation peculiarities of chemical element genetic forms in some basins of the South Baltic // Geologija. 2007. N 57. P. 1–13.
 28. Ranasinghe P.N., Fernando G.W.A.R., Dissanayke C.B. et al. Statistical evaluation of stream sediment geochemistry in interpreting the river catchment of high-grade metamorphic terrains // J. of Geochem. Explor. 2009. V. 109, N 2–3. P. 97–114.
 29. Roy S., Gaillardet J., Allegre C.J. Geochemistry of dissolved and suspended loads of the Siene river, France: Anthropogenic impact, carbonate and silicate weathering // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1999. V. 63, N 9. P. 1277–1292.
 30. Segura R., Arancibia V., Zúñiga M.C., Pastén P. Distribution of copper, zinc, lead and cadmium concentrations in stream sediments from the Mapocho river in Santiago, Chile // J. Geochem. Explor. 2006. V. 91, N 1–3. P. 71–80.
 31. Song Y., Ji J., Mao C. et al. Heavy metal contamination in suspended solids of Changjiang River – environmental implications // Geoderma. 2010. V. 159, N 3–4. P. 286–295.
 32. Taylor S.R., McLennan S.M. The continental crust: its composition and evolution. Oxford: Blackwell Scientific Publ., 1985. 312 p.
 33. Wedepohl K.H. The composition of the continental crust // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1995. V. 59, N 7. P. 1217–1232.
 34. Xie S., Cheng Q., Xing X. et al. Geochemical multifractal distribution patterns in sediments from ordered streams // Geoderma. 2010. V. 160, N 1. P. 36–46.

Рекомендована к печати О.В. Чудаевым

ЮБИЛЕИ

ХАНЧУК АЛЕКСАНДР ИВАНОВИЧ к 60-летию со дня рождения

Главному редактору нашего журнала, действительному члену Российской академии наук, доктору геолого-минералогических наук, профессору, члену Президиума РАН, первому заместителю председателя ДВО РАН, директору Дальневосточного геологического института ДВО РАН Александру Ивановичу Ханчуку 19 сентября 2011 г. исполняется 60 лет. Из них 35 он посвятил геологической науке. Имеет свыше 330 научных публикаций, в том числе 10 монографий.

А.И. Ханчук родился в г. Малорита Брестской области. Служил в рядах Советской Армии, работал старшим инженером в строительной организации. В 1976 г. с отличием окончил Львовский государственный университет им. Ив. Франко по специальности геологическая съемка и поиски месторождений полезных ископаемых и был направлен на работу в Дальневосточный геологический институт, где ранее проходил преддипломную практику. Его путь – стажер-исследователь, младший научный сотрудник, старший научный сотрудник, заведующий лабораторией (1986 г.), заместитель директора по научной работе (1988 г.), исполняющий обязанности директора института (1993 г.), директор института (1996 г.), заместитель председателя Дальневосточного отделения РАН (2001 г.), первый заместитель председателя Дальневосточного отделения РАН (2008 г.), член Президиума Российской академии наук (2008 г.).

Начинал юбиляр с геологических исследований на Камчатке, работал на Чукотке, Сахалине, в Приморье. Участвовал в научных морских экспедициях по изучению геологического строения дна Филиппинского моря.

Область научных интересов А.И. Ханчука – геология, петрология, металлогения. В 1982 г. Александр Иванович защитил диссертацию на соискание степени кандидата геолого-минералогических наук, в 1993 г. – в Геологическом институте РАН докторскую диссертацию на тему “Геологическое строение и развитие континентального обрамления северо-запада Тихого океана”. В 1997 г. избран членом-корреспондентом, в 2006 г. – действительным членом РАН.

Им внесен весомый вклад в решение проблемы эволюции земной коры в зоне перехода континент–океан. Совместно с коллективом ученых с новых позиций описаны крупные геологические структуры Восточной Азии, получены новые данные по ее мезозойской и кайнозойской истории, современной геодинамике и сейсмичности; созданы новые схемы тектонического и металлогенического районирования региона с привязкой месторождений полезных ископаемых к определенным палеогеодинамическим обстановкам.

Принципиально новым является выделение А.И. Ханчуком в геологических структурах Сихотэ-Алиня юрско-раннемеловых субдукционно-аккреционных призм, включающих части палеоокеанической литосферы, среди которых впервые идентифицированы фрагменты девон-триасовых гайотов (атоллов) и офиолиты палеозойских океанических плато. На основании реконструкций геодинамических обстановок прошлого сделано заключение о формировании континентальной литосферы Сихотэ-Алиня в короткий по геологическим меркам промежуток времени (юра – ранний мел) и дискретном наращивании ею по латерали раннепалеозойской литосферы Буреинско-Ханкайского региона.

В Корякском нагорье А.И. Ханчуком описан и предложен в качестве типового единственный в России и один из немногих в мире уникальный разрез офиолитов, содержащий все составные части офиолитового комплекса. С новых позиций объяснена природа Буреинского и Ханкайского массивов: согласно выводам ученого, они являются метаморфизованными частями Центрально-Азиатского каледонского орогенного пояса и перспективны для обнаружения крупных месторождений благородных металлов.



В работах А.И. Ханчука с коллегами геодинамическая эволюция Тихоокеанской окраины России в мезозое и кайнозое впервые представлена как чередование субдукционного и трансформного взаимодействия литосферных плит Палеопафики и Восточной Азии. Ученым выдвинута идея о самостоятельной и важной роли, наряду с субдукционными, спрединговыми и внутриплитными процессами, палеогеодинамической обстановки скольжения литосферных плит в формировании особых типов магматизма и рудогенеза, послужившая в дальнейшем основой для успешного металлогенического прогноза. Орогенные пояса на границе континент–океан впервые охарактеризованы как системы гигантских S-образных складок с вертикальными шарнирами, возникшие в результате синдвигового сжатия доаккреционных структур в процессе формирования континентальной литосферы.

В рамках реализации проектов РФФИ под руководством А.И. Ханчука коллективом ученых ИГЕМ РАН и ДВГИ ДВО РАН разработана модель формирования оловоносной системы Сихотэ-Алиня, объясняющая геохимические особенности рудоносных магматических ассоциаций и продуцируемой ими минерализации закономерными изменениями геодинамического режима магмо- и рудообразования в мелу–палеогене от трансформной к надсубдукционной и снова к трансформной континентальной окраине.

Александром Ивановичем с коллегами выявлен новый тип благороднометалльного оруденения – металлоорганические нанокластеры золота и платиноидов в составе графита; обнаружены промышленные содержания этих компонентов в графитизированных породах, имеющих большое площадное распространение в Приморском и Хабаровском краях. Разрабатываются технологические схемы извлечения благородных металлов и редкоземельных элементов.

Научные исследования А.И. Ханчука отличаются широтой тематики и комплексностью подхода к решению сложных геологических задач: от конкретных вопросов минералогии и петрологии до глобальных проблем геодинамики и металлогении. Под его руководством и при его непосредственном участии, с привлечением лучших специалистов геологических организаций Дальнего Востока, в 2006 г. была издана двухтомная монография “Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России”, которая по праву может быть названа энциклопедией современных представлений о геологии региона.

Замечательных результатов добился Александр Иванович и как организатор науки. Он избирался президентом (2004–2009 гг.) Международной ассоциации по изучению генезиса рудных месторождений; был соруководителем международных проектов по составлению геодинамических и металлогенических карт Восточной Азии, Аляски и Канадских Кордильер. Во многом благодаря его усилиям в качестве председателя Комиссии по научному оборудованию и приборостроению в Дальневосточном отделении создана сеть исследовательских комплексов и центров коллективного пользования оборудованием, оснащенных современной высокоточной аппаратурой и приборами, причем некоторые являются уникальными для России.

Одним из первых на Дальнем Востоке он начал работу по развитию и использованию в геологии геоинформационных систем. По его инициативе в 1990-х годах внедрена в практику исследований первая на российском Дальнем Востоке геоинформационная система “Геология и полезные ископаемые Приморского края”.

В течение многих лет он руководит специализированным советом ДВГИ ДВО РАН по защитах кандидатских и докторских диссертаций, входит в состав редакционных коллегий ряда отечественных и зарубежных научных журналов.

С 2005 г. по настоящее время Александр Иванович является главным редактором журнала “Тихоокеанская геология”. За это время журнал был включен в Перечень ВАКа, стал переводиться на английский язык издательством Springer, с 2007 г. индексируется международной базой данных Science Citation Index Expanded, в 2009 г. английская версия журнала включена в систему цитирования Web of Science и информационные продукты Thomson Reuters. В базе РИНЦ трехлетний импакт-фактор журнала в 2009 г. составил 0.495, и в рейтинге РИНЦ “Тихоокеанская геология” заняла 32-е место среди российских журналов.

А.И. Ханчук постоянно оказывает действенную помощь геологическим и горнодобывающим предприятиям по развитию геологоразведочных работ, проведению аналитических исследований и установлению творческих контактов с научными организациями. За весомый вклад в развитие геологических исследований на Дальнем Востоке и минерально-сырьевой базы Приморья ученый награжден Орденом Почета, медалью ордена “За заслуги перед Отечеством” II степени, юбилейной медалью “За заслуги в разведке недр Приморского края”.

Поздравляя юбиляра, желаем ему доброго здоровья и дальнейших творческих успехов.

Редколлегия, друзья, коллеги.

ЗЛОБИН ТИМОФЕЙ КОНСТАНТИНОВИЧ
к 65-летию со дня рождения

Злобин Тимофей Константинович – 1946 г. рождения, доктор геол.-минер. наук, главный научный сотрудник лаборатории анализа природных катастроф ИМГиГ ДВО РАН, профессор кафедры физики Сахалинского государственного университета, академик МАНЭБ. В 1975 г. защитил кандидатскую диссертацию, а в 1990 г. – докторскую диссертацию. В 1996 г. в США (Калифорния) был избран действительным членом (академиком) Международной академии наук, индустрии, образования и искусств. В 1997 г. был избран академиком международной академии наук экологии и безопасности жизнедеятельности (МАНЭБ) и президентом Сахалинского отделения МАНЭБ.

Т.К. Злобин работает в ИМГиГ ДВО РАН с 1975 г., а затем после перерыва с 1 июля 2004 г. по настоящее время. С 24 августа 2007 г. по 6 сентября 2009 г. он являлся заведующим лабораторией анализа природных катастроф.

В 2003–2007 гг. Т.К. Злобин руководил фундаментальными исследованиями по изучению глубинного строения земной коры и верхней мантии, сейсмоструктуры Охотоморского региона, а с 2008–2011 гг. – по сейсмоструктуры, полям тектонических напряжений и грязевому вулканизму Сахалино-Курильского региона. Выполненный под руководством Т.К. Злобина анализ данных афтершоков сильных землетрясений Сахалина позволил выявить определенную закономерность в динамике сейсмического процесса в очагах сильных землетрясений Сахалина и Курильских островов, наличие миграции очагов некоторых сильных землетрясений Сахалина в целом с востока на запад. Выявлены циклы (последовательности) сильных афтершоков, их количество, продолжительность, направление миграции гипоцентров в цикле и их смена. В результате исследований, выполненных под руководством Т.К. Злобина, было изучено распределение гипоцентров землетрясений и связи с глубинным строением земной коры и верхней мантии в Охотоморском регионе. Построен глубинный разрез от Южного Сахалина до Южной Камчатки, проанализированы вдоль него тектонические структуры и особенности сейсмичности. Выявлено соответствие разломов, установленных в земной коре по данным сейсмических исследований ГСЗ, МОВ ОГТ, МОВЗ, глубинным субвертикальным зонам повышенной концентрации гипоцентров землетрясений в земной коре и в верхней мантии. Сейсмофокальная зона представляется неоднородной, и в ней выявляются поперечные неоднородности и зональность.

Т.К. Злобин уделяет большое внимание подготовке молодых кадров, внимательно и заботливо относится к своим молодым коллегам, благодаря чему в коллективе лаборатории существует дружная и работоспособная обстановка. Он подготовил к защите кандидатских диссертаций трех аспирантов, из которых один защитился в 2008 г, второй – защищается в июне 2011 г., а третий планирует защиту в 2012 г. Под руководством Т.К. Злобина его аспиранты, а теперь уже молодые ученые, проводят актуальные исследования в рамках тем НИР лаборатории и грантов РФФИ и ДВО РАН. Кандидатом физ.-мат. наук научным сотрудником Д.А. Сафоновым выполнен анализ особенностей современной сейсмичности Южного Сахалина. Младшим научным сотрудником А.Ю. Полец выполнены исследования глубинного строения земной коры и особенностей катастрофических Симуширских землетрясений 15.11.2006 г. и 13.01.2007 г., а также последующих событий (2008–2009 гг.). Научный сотрудник лаборатории В.В. Ершов проводит геолого-геофизическое исследование грязевых вулканов острова Сахалин, извержения которых возможно связаны с сейсмичностью и нефтегазоносностью. Полученные молодыми учеными результаты опубликованы в научных статьях, в том числе, в рецензируемых журналах.

Всего Т.К. Злобиным опубликовано более 220 научных работ, в том числе 10 монографий написанных им лично и в соавторстве и 5 научных пособий, одобренных УМО (г. Москва, МГУ им. М.В. Ломоносова) и с грифом



ДВРУМЦ. Его научные работы посвящены исследованиям глубинного строения литосферы, землетрясениям, вулканам, нефтегазоносности, поискам рудных, угольных и парогидротемальных месторождений. Среди монографий и учебных пособий, написанных им лично, такие работы, как “Строение земной коры и верхней мантии Курильской островной дуги (по сейсмическим данным)” (1987), “Природные катастрофы в литосфере Сахалино-Курильского региона и меры безопасности” (2000, 2006), “Количественные аспекты физики Земли (геодинамика)” (2001), “Физика Земли” (учебное пособие) (2006), “Строение земной коры Охотского моря и нефтегазоносность ее в северо-восточной (прикамчатской части) по сейсмическим данным” (2002), “Динамика сейсмического процесса и строение очаговых зон сильных землетрясений Сахалина и Курил” (2005), “Глубинная геодинамика и строение Земли” (2008), “Геодинамические процессы и природные катастрофы” (2010). За последние 5 лет им написано и опубликовано 69 научных работ, в том числе 10 научных статей в рецензируемых журналах и 6 книг (монографии и учебные пособия с грифом). За это время он участвовал в 7-ми международных и всероссийских конференциях и симпозиумах.

Т.К. Злобин является членом двух диссертационных советов по защитах докторских диссертаций, членом Ученого совета ИМГиГ ДВО РАН, членом редколлегии рецензируемого журнала “Тихоокеанская геология” и главным редактором научного журнала “Ученые записки СахГУ”. Он проявил себя как эрудированный специалист, обладающий широким кругозором, пользующийся известностью и научным авторитетом.

Т.К. Злобин ведет преподавательскую деятельность, читает лекции по специальным курсам “Физика Земли”, “Количественные аспекты физики Земли”, “Избранные главы физики” и “Природные катастрофы”. Принимает участие в подготовке научных кадров и участвует в повышении их квалификации. В последние годы он является руководителем 10 дипломных и 7 курсовых работ.

Редколлегия, друзья, коллеги.

Научные редакторы Войнова И.П., Малышев Ю.Ф.
Корректор Пескова Л.Д.

Оригинал-макет изготовлен редакционно-издательской группой
Института тектоники и геофизики ДВО РАН, 680000, г. Хабаровск, ул. Ким-Ю-Чена, 65

Изд. лиц. ИД № 05497 от 01.08.2001 г. Подписано к печати 16.06.2011 г.
Формат 60×88/8. Печать офсетная. Усл.п.л. 14,6. Усл.-изд.л. 14,2
Тираж 200 экз. Заказ 5.

Отпечатано в типографии ФГУП Издательство “Дальнаука” ДВО РАН
690041, г. Владивосток, ул. Радио, 7

Индекс 70985

(Адрес подписчика)

ISSN 0207-4028. ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ. 2011. Т. 30, № 5