\_

\_

# Номер 5, 2022

Тектоническая эволюция и источники сноса нижнепалеозойских терригенных пород Омулевского и Рассохинского террейнов (Северо-Восток России) С. Н. Сычев, А. К. Худолей, О. Ю. Лебедева, С. Д. Соколов, А. В. Рогов, В. Б. Хубанов, А. Н. Ларионов, П. А. Львов	3
Формирование месторождений нефти и газа в глубокопогруженных углеводородных системах: на пути к универсальной поисковой концепции Ю. А. Волож, Л. А. Абукова, В. В. Рыбальченко, О. И. Меркулов	27
Габбро-гранодиоритовый магматический комплекс Кроноцкой палеодуги (Восточная Камчатка): возраст, состав и тектоническое положение <i>Н. В. Цуканов, М. В. Лучицкая, М. В. Портнягин, Д. П. Савельев,</i> <i>А. В. Соловьев, J. К. Hourigan</i>	50
Современная активная тектоника Ферганской впадины (Узбекистан) по результатам тектонофизической реконструкции коровых напряжений и математического моделирования поля скоростей перемещений И. У. Атабеков, Ю. М. Садыков, Р. С. Ибрагимов	76

# Contents

\_

\_

# Vol. 56, no. 5, 2022

\_

<ul> <li>Tectonic Evolution and Provenance of Lower Paleozoic Terrigenous Rocks of the Omulevka and Rassokha Terrains (North–East Russia)</li> <li>S. N. Sychev, A. K. Khudoley, O. Yu. Lebedeva, S. D. Sokolov,</li> <li>A. V. Rogov, V. B. Khubanov, A. N. Larionov, P. A. Lvov</li> </ul>	3
Formation of Oil and Gas Fields in Deep Hydrocarbon Systems: Outline of the Universal Search Concept Yu. A. Volozh, L. A. Abukova, V. V. Rybalchenko, O. I. Merkulov	27
<ul> <li>Gabbro-Granodiorite Magmatic Complex of the Kronotsky Paleoarc</li> <li>(Eastern Kamchatka): Composition, Age and Tectonic Position</li> <li>N. V. Tsukanov, M. V. Luchitskaya, M. V. Portnyagin, D. P. Savelyev,</li> <li>A. V. Soloviev, J. K. Hourigan</li> </ul>	50
Modern Active Tectonics of the Fergana Depression (Uzbekistan) Based on the Results of Tectono-Physical Reconstruction of Crustal Stress and Mathematical Modeling of the Velocity Field	-
I. U. Atabekov, Yu. M. Sadykov, R. S. Ibragimov	76

УДК 551.24.031+552:551.73(571.56+571.65)

## ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ И ИСТОЧНИКИ СНОСА НИЖНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ТЕРРИГЕННЫХ ПОРОД ОМУЛЕВСКОГО И РАССОХИНСКОГО ТЕРРЕЙНОВ (СЕВЕРО-ВОСТОК РОССИИ)<sup>1</sup>

© 2022 г. С. Н. Сычев<sup>1, 2, 3,</sup> \*, А. К. Худолей<sup>1, 2</sup>, О. Ю. Лебедева<sup>1, 2</sup>, С. Д. Соколов<sup>3</sup>, А. В. Рогов<sup>4</sup>, В. Б. Хубанов<sup>5</sup>, А. Н. Ларионов<sup>2</sup>, П. А. Львов<sup>2</sup>

 <sup>1</sup>Санкт-Петербургский государственный университет — Институт наук о Земле, Университетская наб., д. 7—9, 199034 Санкт-Петербург, Россия
 <sup>2</sup>Всероссийский геологический институт им. А.П. Карпинского, Средний пр., д. 74, 199106 Санкт-Петербург, Россия
 <sup>3</sup>Геологический институт РАН, Пыжевский пер., д. 7, 119017 Москва, Россия
 <sup>4</sup>ООО "Голд Майнинг", ул. Курашова, д. 43, 677000 Якутск, Россия
 <sup>5</sup>Геологический институт СО РАН, ул. Сахьяновой, д. 6а, 670047 Улан-Удэ, Россия
 <sup>\*</sup>e-mail: s.sychev@spbu.ru
 Поступила в редакцию 03.07.2022 г. Принята к публикации 09.09.2022 г.

В статье приведены данные о геологическом строении нижнепалеозойских комплексов Омулевского и Рассохинского террейнов, которые находятся в западной части Колымо-Омолонского микроконтинента. Нижнепалеозойские породы Омулевского террейна имеют преимущественно терригенный состав, а Рассохинского террейна — терригенно-вулканогенный состав. Проведенный анализ U—Pb датировок детритовых цирконов позволил определить расположение источников сноса обломочного материала и палеогеографической позиции террейнов для раннего палеозоя. Из полученных данных о возрасте обломочных цирконов следует, что основные источники обломочного материала для ордовикско—силурийских осадочных пород Омулевского террейна располагались на северной и северо-восточной пассивной окраине Сибирского кратона. Рассохинский террейн на протяжении раннего палеозоя находился вблизи северо-восточной окраины Лаврентии и северозападной окраины Балтики.

*Ключевые слова:* обломочные цирконы, источники сноса, Омулевский террейн, Рассохинский террейн, U–Pb возраст обломочных цирконов, тектоническая эволюция, пассивная окраина **DOI:** 10.31857/S0016853X2205006X

#### введение

Для Верхояно-Колымской складчатой системы в конце 1990-х гг. была разработана концепция террейнового строения, которая позволила уточнить представления о геологии Северо-Востока России. Были выделены террейны различной геодинамической природы и сформулировано представление о Колымо-Омолонском супертеррейне (микроконтиненте) [21, 38]. Однако из-за его сложного строения и недостаточной геологической изученности до сегодняшнего дня остаются неразрешенные вопросы тектонической эволюции некоторых террейнов в составе КолымоОмолонского микроконтинента. К их числу относятся Омулевский и Рассохинский (Рассошинский) террейны.

Омулевский террейн пассивной континентальной окраины и Рассохинский островодужный террейн находятся в западной части Колымо-Омолонского микроконтинента в пределах Верхояно-Колымской складчатой системы, простираются в северо-западном направлении и граничат на северо-востоке с Арга-Тасским турбидитовым террейном, а на юго-западе с Полоусно-Дебинским террейном, который одними авторами рассматривается как аккреционный клин [31, 38], а другими — как восточный край пассивной окраины Сибирского кратона [10, 23, 61]. Комплексы Омулевского и Рассохинского террейнов перекрыты с угловым несогласием сред-

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Дополнительная информация для этой статьи доступна по doi 10.31857/S0016853X2205006X для авторизованных пользователей.



**Рис. 1.** Схема тектонического строения верхнего течения р. Рассоха (по данным [39], с изменениями). На врезке показан (квадрат) регион исследования; обозначен: КОМ – Колымо-Омолонский микроконтинент. Обозначены (прямоугольники) участки отбора проб.

1–5 – региональные подразделения: 1 – Омулевский террейн (терригенно-карбонатные среднеордовикско-нижнекаменноугольные отложения); 2 – Рассохинский террейн (кембрийско-ордовикские и девон-нижнеюрские вулканогенные и осадочные образования); 3 – Арга-Тасский террейн (глубоководные базальты и сланцы верхнего палеозоя, а также девонские палеорифтовые образования); 4 – Уяндино-Ясачненский вулканогенный пояс (средневерхнеюрские вулканиты); 5 – Ожогинская впадина (палеоген-неогеновые осадочные отложения); 6 – гранитоидные массивы (жирной линией обведены граниты силурийского возраста); 7 – геологические границы; 8 – региональные разрывные нарушения: 1 – Сереченский, 2 – Булкутский, 3 – Арга-Тасский надвиги; 9 – точки опробования и их номера

не-позднеюрскими вулканитами Уяндино-Ясачненского пояса (рис. 1).

В работах, в которых рассматривалось строение Омулевского и Рассохинского террейнов, приводятся различные точки зрения как по поводу палеогеографии, так и геодинамической принадлежности комплексов пород в их составе. Большинством исследователей отмечается факт существования в палеозое к востоку от Верхоянской окраины Сибирского кратона (в современных координатах) крупного океанического бассейна, в котором формировались отложения, входящие в состав рассматриваемых террейнов [10, 17, 19, 20, 38, 71, 72]. Существует другая точка зрения, согласно которой террейны представляют собой фрагменты Арктической пассивной окраины [2]. По мнению одних исследователей Верхоянская континентальная окраина сопоставима с современными пассивными окраинами [8, 38, 42, 72], по мнению других эта структура наиболее соответствовала активной окраине, аналогичной континентальной окраине юго-восточной Азии [4, 18].

В.С. Оксман [17] предполагал, что ордовикско-девонские отложения слагали части Верхоянской пассивной континентальной окраины и могли накапливаться в окраинно-морских обстановках. Система таких окраинных морей, или малых бассейнов, отделяла Верхоянскую континентальную окраину от океанического бассейна, который на севере соединялся с Палеоуральским океаном, на востоке с Палеопацификой, а на юге с Палеоазиатским океаном, которые со всех сторон окружали Северо-Азиатский континент [17]. Отделение террейнов от восточной части Верхоянской окраины могло произойти в раннем кембрии [63], раннем ордовике [4] или девоне [38].

Палеозойские породы Омулевского террейна входили в состав "карбонатной платформы" и накапливались вдоль восточного края Верхоянской континентальной окраины [38]. Палеомагнитные данные показывают, что в силуре-девоне Омулевский террейн находился в низких широтах и до позднего девона был связан с Сибирью [82]. Существует мнение о связи в ордовике-силуре бассейнов Верхоянской окраины с районами Северной Америки [18], а в ходе сопоставления разрезов силура и девона установлено большое сходство фауны, литологического состава и мошностей отложений Омулевского террейна с террейнами Александер и Фэревелл на Аляске, палеомагнитные данные, приведенные в работах также показывают близкое расположение этих террейнов [52, 53].

Раннепалеозойские вулканогенно-осадочные образования Рассохинского террейна трактуются как возникшие в пределах отчлененной от Сибирского палеоконтинента структуры глубоководные раздвиговые бассейны или желобы, вдоль которых концентрировался вулканизм [4, 18], либо как островодужные образования, аккретированные к Омулевскому террейну в конце кембрия [38] или силуре [44]. Силурийское тектономагматическое событие подтверждается, выявленными массивам гранитоидов сходного возраста [36].

Настоящая работа содержит первые для этого региона U—Pb геохронологические исследования обломочных цирконов, позволившие внести уточнения и изменения в имеющиеся реконструкции его раннепалеозойской тектонической эволюции, а также охарактеризовать возраст источника сноса обломочного материала.

#### ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

#### Омулевский террейн

Омулевский террейн протягивается на 1000 км при ширине 100—150 км вдоль юго-западной и северо-западной окраин Колымо-Омолонского супертеррейна, образуя резкий коленообразный изгиб в бассейне верхнего течения реки Селеннях [38]. На территории исследований представлена его юго-восточная часть, где Омулевский террейн по зоне Сереченского надвига граничит с Рассохинским террейном (рис. 1). Здесь террейн слагают среднеордовикско-нижнекаменноугольные терригенно-карбонатные породы с подчиненным количеством вулканитов, приуроченных к вулканомиктовой толще позднего ордовика (рис. 2).

Нижнепалеозойские породы имеют преимущественно терригенный состав, а верхнепалеозойские сложены карбонатными разностями. В пределах Омулевского террейна отбор проб для изотопного датирования обломочных цирконов и уточнения геологического строения проводился на двух участках — Кручина и Фестивальный, расположенных в истоках реки Рассоха (рис. 3, а, б).

Участок Кручина. На участке Кручина выходят на дневную поверхность средне-верхнеордовикские породы минуткинской свиты и нижнесилурийские породы катыскинской свиты, которые перекрыты терригенными отложениями нижней части илиньтасской серии средне-позднеюрского возраста и прорваны дайками позднеюрского возраста (см. рис. 3, а). Отложения нижнего палеозоя рассекаются надвигами северо-восточной вергентности, которая не характерна для территории и маркирует наличие треугольной зоны в форланде террейна [32]. Преобладают дизъюнктивные нарушения правосдвиговой кинематики северозападного простирания. Пробы для определения возраста обломочных цирконов были отобраны из минуткинской и катыскинской свит (см. рис. 2, см. рис. 3, а).

*Минуткинская свита*. Минуткинская свита сложена терригенными породами образующими градационно-слоистые ритмы. Для пород данной свиты характерна тонкая, обычно параллельная слоистость, но местами наблюдается как мелкая косая, так и волнистая слоистость. Проба 82-1 отобрана из мелкозернистого песчаника средней части свиты (см. рис. 2).

Все известные разрезы свиты детально охарактеризованы граптолитами, которые определяют ее возраст в интервале второй половины дарривильского—начала катийского веков, лачугский и харкинджинский горизонты среднего-верхнего ордовика [25] (см. рис. 2).

Среди найденных граптолитов установлены зональные формы – Hustedograptus (=Glyptograptus) aff. teretiusculus (His), Nemagraptus gracilis

ГЕОТЕКТОНИКА № 5 2022

(Hall), *Climacograptus peltifer* Lapw., *Diplograptus* aff. *multidens* E. et W., *Diplograptus* cf. *ingens wellingtonensis* Harr. et Thom. Эти формы являются видами-индексами одноименных региональных зон Hustedograptus aff. teretiusculus, Nemagraptus gracilis, Climacograptus peltifer – Diplograptus multidens, Diplograptus cf. ingens wellingtonensis.

Дарривильский возраст нижней части толщи подтверждается также находками брахиопод Sowerbyella cf. negritus (Willard), близких виду-индексу зоны Sowerbyella negritus и остракодами Coelochilina patibilis V. Ivan., Egorovella defecta V. Ivan., также характерными для лачугского горизонта [25]. Мощность свиты оценивается в 360-500 м.

*Катыскинская свита.* Данная свита представлена терригенно-карбонатными породами. Проба 79-1 отобрана из кварцевого песчаника нижней части свиты (см. рис. 2).

Лландоверийский (рудданский, аэронский и большая часть теличского ярусов) возраст свиты определяется немногочисленными находками брахиопод Zygospiraella duboisi (Vern.), характерных для зон Protatrypa sp. и Skenidioides scoliodus, Borealis borealis (чалмакский горизонт), граптолитов Stimulograptus (=Monograptus) cf. sedgwicksii Portl. зоны Stimulograptus sedgwicksii, верхи чалмакского горизонта и многочисленных граптолитов Monograptus priodon (Bronn.) и близких форм, характерных для зоны Oktavites spiralis, верхи аникинского горизонта [25] (см. рис. 2). Общая мощность свиты на территории оценивается не более 1010 м.

Участок Фестивальный. Данный участок расположен в районе впадения реки Хахандя в реку Рассоху (см. рис. 3, б). Здесь находится разрез "Фестивальный" [7]. На участке обнажаются породы позднесилурийского и девонского возрастов, на которых с угловым несогласием залегают вулканиты средней части илиньтасской серии.

Проба С16-7-3 для определения возраста обломочных цирконов была отобрана из тонкослоистого песчаника средней части гарымчанской свиты (см. рис. 2, см. рис. 3, б).

*Гармычанская свита*. Данная свита сложена терригенно-карбонатными отложениями. Лудфордско-пржидольский возраст свиты определяется согласным залеганием на ней фаунистически охарактеризованных отложений калгарской свиты.

Найденные в гармычанской свите брахиоподы Conchidium ex gr. alaskense Kirk. et Amsden (зона Conchidium knighti kolymaensis) и оба вида строматопороидей (слои с Amnestostroma fedorovi и Parallelostroma typicum) из нижней части опорного разреза свиты отвечают верхней половине бизонского горизонта верхнего силура (см. рис. 2) [25].

Полная мощность свиты составляет 400-500 м.

#### Рассохинский террейн

Рассохинский террейн, протягивающийся на примерно 150 км при ширине 30–40 км, расположен в междуречье р. Зырянка и р. Омулевка, и заключен между Омулевским и Арга-Тасским террейнами (см. рис. 1).

От Арга-Тасского террейна отделен Арга-Тасским и Булкутским надвигами. Террейн слагают среднекембрийско-нижнеордовикские грубообломочные породы и ордовикские осадочно-вулканогенные породы. Силурийские отложения в разрезе отсутствуют.

На породах ордовика с угловым несогласием залегает осадочный комплекс девон-раннекаменноугольного возраста, по составу аналогичный наблюдаемому в Омулевском террейне, и перекрывается вулканогенно-осадочными стратифицированными подразделениями каменноугольнораннеюрского возраста, предположительно островодужной природы (рис. 4).

Изучение геологического строения и отбор проб для изотопного датирования обломочных цирконов, в пределах Рассохинского террейна, осуществлялся на двух участках – Шумный и Агынджа, расположенных на реках Рассоха и Агынджа (см. рис. 3, в, г).

Участок Шумный. На участке Шумный расположена зона Сереченского надвига, представляющая собой (до 15 м мощности) полосу брекчированных пород, и разграничивающая Омулевский и Рассохинский террейны. В лежачем крыле надвига обнажаются известняки зырянской свиты верхнего девона—нижнего карбона (см. рис. 2).

**Рис. 2.** Стратиграфическая колонка для Омулевского террейна (по [33]), с указанием положения проб в разрезе). Обозначены (числа в правой части колонки) линии корреляции со стратиграфической колонкой для Рассохинского террейна.

<sup>1 –</sup> конгломераты валунные; 2 – конгломераты галечные; 3 – гравелиты; 4 – брекчии; 5 – конглобрекчии; 6 – песчаники; 7 – алевролиты; 8 – известковистые алевролиты; 9 – аргиллиты; 10 – известняки; 11 – известняки песчанистые; 12 – органогенно-обломочные известняки; 13 – окремненные известняки; 14 – глинистые известняки; 15 – известняки доломитовые; 16 – мергели; 17 – доломиты; 18 – доломитовые мергели; 19 – доломиты песчанистые; 20 – гипсы; 21 – ангидриты; 22 – кремни; 23 – фтаниты; 24 – спонголиты; 25 – базальты; 26 – трахиты; 27 – трахибазальты; 28 – туфы основного состава; 29 – туфы среднего состава; 30 – туфоконгломераты; 31 – туфопесчаники; 32 – туфоалевропелиты; 33 – туффиты разного состава; 34 – туффиты основного состава; 35 – кластолавы среднего состава; 36 – глинисть и известняков, ракушняков, мергелей, кремней и спонголитов

## ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ И ИСТОЧНИКИ СНОСА

Эратема	Система	Отдел	Apyc	Горизонт	Индекс	Колонка	Мощ- ность, м	Характеристика подразделений	_ (
	Камен- ноуголь- ная	Нижний	Турнейский	Каменков- ский	$D_{3}-C_{1}zr$		до 1500	Зырянская свита. Доломитистые известняки, доломиты, известковистые доломиты, кремнистые алевролиты и аргиллиты	= 0
		ний	Фаменский	Eyprau Byprau Kamehc				Момская свита. Известняки, доломитистые	
		Bepx	ий	Уочатский хв.	$D_3mm$		до 2000	и доломитовые, плинистые и длевритистые известняки, доломиты, известковистые и алевритистые доломиты, известково- глинистые и доломитисто-глинистые сланцы. известково-доломитистые	
	нская		Франск	Котохбалы ский				алевролиты, аргиллиты известковистые и доломитовые гравелиты и песчаники, кремни	≡5
	e B O F	йинд	Живет- ский	Сарыньский	D <sub>3</sub> dr		до 350	Дарымская толща. Доломиты, песчанистые доломиты, доломитовые брекчии	=4
	E E	CD	Эйфель- ский МИХОСКИЙ	Хачискин- екий Сахинский	$\mathrm{D}_{\mathrm{l-2}\mathrm{hr}}$		около 1000	Харитоньинская толща. Известняки алевритистые, доломитистые и органогенно-обломочные известняки, доломиты, алевролиты, известковистые алевролиты, известково-глинистые и глинисто-кремнистые сланцы	
ой		Нижний	Іражский	Неличен- ский Сагырский	kl		более	Калгарская свита. Доломитистые известняки, алевритистые и глинистые доломиты, глинистые известняки, известковистые и доломитистые алевролиты.	= 3
алеоз		<b>н</b> Пржидо-	о Лохков- П ский	Нелюдим- ский	D		500 1300 p	известково-глинистые сланцы Гармычанская толща. Известняки, доломиты, известковистые доломиты, мергели, гематитовые мергели,	
	ая	Лудлов- ский ский	Лудфорд- ский Горстий- ский	Бизонский	S2gr	v • v • v • v • v	20 400-500	известковистые и доломитистые песчаники, сланцы, конгломераты, известняковые и доломитовые конглобрекчии, алевролиты, гипсы, ангидриты Омчикчанская свита. Известняки,	иники, е элиты, о- атные
	лурайск	Венлок- ский	Гомер- ский Шейнвуд- ский Телич- ский	Сандуган- ский Аникинский	$S_{1-20}$		200-6	долмитистые известняки, доломиты, известковистые алевролиты, известково- глинистые сланцы, песчаники, карбонатные конглобрекчии	
	СИ	Лландовер ский	Аэрон- ский Руддан- ский	Чалмак- ский	S <sub>1</sub> kt	888885 779-1	до 1010	Песчаники, известковистые песчаники, известковистые алевролиты, гравелиты, известковистые гравелиты, конгломераты, известняки, алевролиты	= 2
	В	(ний	ий Хирнант- ский	Тирехтях- ский	O <sub>3</sub> vl		00-1300	Вулканомиктовая толща. Песчаники вулканомиктовые, гравелиты, конгломераты, известняки, мергели, известкористые алевролиты	- 2
	ОВИКСК	Bep	катийски катийски	Падунский Харкинд- жинский	ий <u>собеворан</u> я д. <u>Б</u>		-500 11	Минуткинская свита. Алевролиты, аргиллиты, глинистые сланны, известняки.	= 1
	тdО	Средний	ский -иddbu- Дарри- Дапин- ский	Лачугский Эльгенчак- ский Хитинский	O <sup>2</sup> O <sub>2</sub> er		420-600 360-	песчаники, гравелиты, конгломераты Эриехинская свита. Известняки, тонко- чередующиеся известняки, сланцы известково-глинисгые, алевролиты, мергели	500 м 0
	00 00 1		°°2	••••3		$\begin{array}{c} \nabla \\ \nabla $			10
•	11			= = 13	 _   -				20 20
				23           23	ור ור ור יו ור ור ור וו		† † † † † † † † † † †		30
÷	.31		32 Y	, Y ₩ Y₩ , W Y ₩ Y 33	<ul> <li>L → L</li> <li>→ L →</li> <li>L → L</li> <li>→ L →</li> </ul>	<sup>L</sup> 34 <sup>2</sup> <sup>2</sup> <sup>2</sup> <sup>2</sup> <sup>2</sup> <sup>2</sup> <sup>2</sup> <sup>3</sup> 35	$\oplus$	36 37	

В висячем крыле надвига находится тектоническая пластина с наиболее древними комплексами Рассохинского террейна, на которых с угловым несогласием залегают породы девона (рис. 4, см. рис. 3, в).

Зырянскую свиту перекрывают вулканиты средней части илиньтасской серии. Пробы для определения возраста обломочных цирконов были отобраны из офиолитокластитовой и конгломератовой толщ (см. рис. 2, см. рис. 3, в).

Офиолитокластитовая толща (офиолитокластитовый олистостром) на право- и левобережье р. Рассоха в районе устья руч. Шумный находится в основании стратиграфического разреза Рассохинского террейна и представлена преимущественно продуктами разрушения комплексов океанической коры [13, 30, 45].

Породы толщи подвержены разнообразным по генезису и кинематике деформациям и отражают многостадийность тектонической эволюции региона [26].

Толщу слагают преимущественно гравелитопесчаники и мелкогалечные конгломераты с существенным содержанием серпентинитов как в кластической части, так и в составе цемента. В обломочном материале выявлен практически полный набор главных членов офиолитовой ассоциации — серпентинизированные ультрабазиты, яшмы, долериты, базальтоиды, что и послужило основой для названия толщи.

Одним из маркирующих признаков толщи является повсеместное развитие фуксита (особенно в доломитах), что придает породам пестроцветную окраску. Проба 1100-4 отобрана из серпентинитовых по составу гравелито-песчаников, которые ассоциируют с обломками красных яшм в средней части толщи (см. рис. 4).

Нижняя граница толщи не установлена. Выше с размывом, но без видимого углового несогласия, залегают фаунистически охарактеризованные конгломераты нижнего ордовика. Возраст толщи как средне-позднекембрийский принимается по ее структурному положению, а также по находкам в ней сферических радиолярий, известных с начала кембрия. Не исключается, что нижние горизонты толщи могут иметь вендский возраст [13].

Общая мощность толщи 100-190 м.

Конгломератовая толща залегает с размывом на разных слоях офиолитокластитовой толщи и рассматривается как олистостромовые образования, которые сформировались за счет интенсивного разрушения пород прилегающей континентальной окраины [44]. Залегание пород преимущественно крутое  $(70^{\circ}-80^{\circ})$  моноклинальное, часто близкое к субвертикальному, в тектонических узких клиньях, осложненных разрывной тектоникой. Проба 4107-1 отобрана из мелкозернистого песчаника нижней части толщи (см. рис. 4).

Позднекембрийско-тремадокский возраст конгломератовой толщи принят на основании ее стратиграфического положения под иченской толщей, содержащей граптолиты флоского яруса. Нижняя граница определяется присутствием в отложениях толщи трилобитов *Plethopeltides magnus* Z. Max., известных в лопарском горизонте тремадока Сибирской платформы.

Мощность толщи в разрезе на р. Рассоха в районе руч. Шумный достигает 150–200 м, в целом, мощность толщи составляет ~ 400 м.

Участок Агынджа. Данный участок находится в районе верхнего течения одноименной реки, где среди карбонатных пород девона и вулканитов карбона залегают тектонические пластины булкутской свиты позднего ордовика, сформированной в островодужной обстановке [32, 37, 46] (см. рис. 3, г).

В связи с широким распространением медного оруденения булкутская свита детально изучалась несколькими коллективами авторов [9, 12, 32, 35, 37, 46].

В разрезе по каньону р. Агынджа выявлены экструзивно-жерловые и дайковые тела как синхронные с ордовикским вулканизмом, так и более поздние валанжинские, связанные с Алазейско-Индигирской вулканической зоной [34]. Отложения, относящиеся к булкутской свите, ранее считались верхнесилурийскими [9], что не подтверждается нашими данными.

**Рис. 3.** Схемы геологического строения участков исследований (по [33]), с указанием мест отбора проб). (а)–(б) – Омулевский террейн: (а) – участок Кручина, (б) – участок Фестивальный; (в)–(г) – Рассохинский террейн: (в) – участок Шумный, (г) – участок Агынджа.

Участок Кручина: 1–3 – свиты: 1 – минуткинская, 2 – катыскинская, 3 – гармычанская; 4 – терригенные отложения илиньтасской серии; 5–6 – дайки: 5 – гранит-порфиров, 6 – долеритов; участок Фестивальный: 7–8 – свиты: 7 – калгарская, 8 – момская; 9–10 – толщи: 9 – харитоньинская, 10 – дарымская; 11 – вулканогенные породы илиньтасской серии; 12 – линия разреза;

*участок Шумный*: 13–14 – толщи: 13 – офиолитокластитовая, 14 – конгломератовая, 15 – сереченская; 16–17 – свиты: 16 – гипсоносная, 17 – зырянская;

участок Агынджа: 18–22 - свиты: 18 – булкутская, 19 – голышевская, 20 – сарыньская, 21 – сохская, 22 – магарская; 23 – экструзивно-жерловые образования; 24 – дайки и силлы трахиандезибазальтов; 25–26 – дайки: – трахидолеритов, 26 – трахитов; 27–28 – границы: 27 – геологические, 28 – геологические несогласного залегания; 29 – разломы; 30 – Сереченский надвиг; 31 – надвиги; 32 – сбросы; 33 – точки опробования и их номера



В составе отложений булкутской свиты установлены осадочно-вулканогенные породы. Проба 3036-30 отобрана из песчаников, расположенных в нижней части разреза свиты, проба 3036-4 из аналогичных пород в верхней части (см. рис. 4).

Возраст свиты в интервале сандбийского и начала катийского веков подтверждается стратиграфическим положением и находками граптолитов, среди которых определяющую роль играют формы *Nemagraptus gracilis* (Hall), являющиеся видоминдексом одноименных стандартной и региональной зон Nemagraptus gracilis, нижне-харкинджинский подгоризонт (см. рис. 4) [25].

Максимальная мощность свиты оценивается в 1200 м. Приведены микрофотографиии шлифов и их описание (рис. 5, табл. 1).

#### МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Выделение цирконов для определения возраста проводились по стандартным методикам с использованием тяжелых жидкостей и сепарации во ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург, Россия). Изотопный анализ цирконов в образцах 3036-4, 3036-30 и С16-7-3 был выполнен в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ на ионном микрозонде SHRIMP II. Для калибровки использовались стандарты 91500 [87] и Тетога [51]. При расчетах использовали константы распада (по [81]), поправка на нерадиогенный свинец введена по модели [80] с использованием измеренного отношения <sup>204</sup>Pb/<sup>206</sup>Pb.

Обработка результатов производилась с помощью программы SQUID [68]. Изотопное датирование цирконов в образцах 79-1, 82-1, 4107-1 и 1100-4 проводилось в Геологическом институте СО РАН (г. Улан-Удэ, Россия) с помощью одноколлекторного магнитно-секторного массспектрометра с индуктивно связанной плазмой (ICP-MS) Element XR и установки лазерной абляции NWR 213. Размер кратера составлял 30 мкм. Фракционирование элементов и их изотопов калибровалось по международному стандарту 91500, а эталоны GJ и Plesovice использовались как контрольные образцы. Обработка данных масс-спектрометрического анализа проводилась с помощью программы GLITTER [60]. Подробное описание методики исследования приведено в работах [41, 65].

Приведены результаты анализов (Приложение 1: Табл. S1). В каждом образце было проанализировано от 65 до 110 зерен цирконов. Для построения гистограмм и кривых плотности вероятности возрастов и расчета средневзвешанных возрастов использовался макрос Isoplot 4.15 [69]. Возрасты цирконов моложе 1 млрд лет определялись по изотопному отношению <sup>206</sup>Pb/<sup>238</sup>U, а более древние — по отношению <sup>207</sup>Pb/<sup>206</sup>Pb. Соответствующие восраста приведены, как Best age (см. Приложение 1: Табл. S1).

Значения максимумов, образуемых тремя и более зернами, рассчитаны с помощью макроса AgePick, разработанного в Геохронологическом центре университета штата Аризона (Arizona LaserChron Center, Tucson).

При определении валидности полученных возрастов важное значение имеет величина дискордантности и при превышении некоторого критического значения результат удаляется из рассмотрения как недостоверный. Для всех изучавшихся нами образцов дискордантность рассчитывалась как

Disc = 
$$100 \times (1 - (BO3pact^{206}Pb/^{238}U)/(BO3pact^{207}Pb/^{206}Pb)),$$

хотя в последние годы стали активно применяться и другие подходы к ее расчету [75, 83].

Критическое значение дискордантности зависит от задач исследования, и если для определения возрастов конкретных источников сноса дискордантность не должна превышать 10%, то для определения соотношения между группами цирконов различного возраста рекомендуется более слабый критерий дискордантности в 30% [59].

Рассмотрим применение различных критических значений дискордантности на примере образца 79-1 (рис. 6; см. Приложение: Табл. S1).

Все полученные возрасты можно разбить, с не-которой долей условности, на три группы:

- группа 1 моложе 651 млн лет;
- группа 2 от 771 до 1408 млн лет;
- группа 3 древнее 1508 млн лет.

Если величина дискордантности не используется для отбраковки недостоверных измерений (см. рис. 6а), то на данные группы приходится:

- группа 1 15% всех измерений;
- группа 2 25% всех измерений;
- группа 3 60% всех измерений.

При отбраковке измерений с дискордантностью:

выше 30%, группы 1, 2 и 3 будут включать
 12%, 25% и 63% всех измерений (см. рис. 6, б);

– выше 10%, относительный объем выделенных групп изменяется более существенно и на группы 1, 2 и 3 приходится соответственно 10%, 27% и 63% всех измерений (см. рис. 6, в).

**Рис. 4.** Стратиграфическая колонка для Рассохинского террейна (по [33]) с указанием положения проб в разрезе. Обозначены (числа в правой части колонки) линии корреляции со стратиграфической колонкой для Омулевского террейна.

<sup>1 –</sup> конгломераты валунные; 2 – конгломераты галечные; 3 – гравелиты; 4 – брекчии; 5 – конглобрекчии; 6 – песчаники; 7 – алевролиты; 8 – известковистые алевролиты; 9 – аргиллиты; 10 – известняки; 11 – известняки песчанистые; 12 – органогенно-обломочные известняки; 13 – окремненные известняки; 14 – глинистые известняки; 15 – известняки доломитовые; 16 – мергели; 17 – доломиты; 18 – доломитовые мергели; 19 – доломиты песчанистые; 20 – гипсы; 21 – ангидриты; 22 – кремни; 23 – фтаниты; 24 – спонголиты; 25 – базальты; 26 – трахиты; 27 – трахибазальты; 28 – туфы основного состава; 29 – туфы среднего состава; 30 – туфоконгломераты; 31 – туфопесчаники; 32 – туфоалевропелиты; 33 – туффиты разного состава; 34 – туффиты основного состава; 35 – кластолавы среднего состава; 36 – глинисть и известковистые конкреции; 37 – линзы глинистых известняков, ракушняков, мергелей, кремней и спонголитов

### ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ И ИСТОЧНИКИ СНОСА

ратема	истема	Отдел	Ярус	Горизонт	Андекс	Колонка	Molli- Hoctb, M	характеристика подразделений	
(4)	ская С	сний	Синемюрский	Лиственичный Кальянский	Lal		0	Олгуинская свита. Алевролиты, аргиллиты, прослои песчаников и туфоалевролитов.	
ой	Юp	Ниж	Рэтский	Финишский Бургачанский Ненкальский, Килганчиский	5101		20	Сарынская и перевальная; свиты Рассошинская толща. Туфопесчаники, туфо-	
e303	овая	Верх- ний	Норийский Карнийский	Визуальнинский Кедонский Жильнинский	T30 <sup>+p</sup>		>100 >90 50-500	объединенные. превальная свита: туфоалевролиты алеврониты, туфогравелиты, туффоты, туфь базальтов, аневрониты, туфь базальтов,	
M	Триас	Сред- ний	Ладинский	Верхозырянский Някучанский	T <sub>2</sub> ub		390-510 1	с линзами ракушняков андезибазальты и прослоями известко- вистых алевролитов. Сарынская свита. Устьбулкутская толща. Трахибазальты, туфо-	
		атар- ский	Северо- двинский	Колымский	bč		00	с глинистокарбо- с глинистокарбо-	
	Кая	Биар-	Уржумский	Омолонский	P <sub>2-3</sub>	10000000000000000	до 1(	натными лавоорекчии и кластолавы конкрециями базальтов, известняки	
	MC	ский	Казанский Уфимский	Лжиглалин-			<u> </u>	Бочарская свита. Известняки с линзами кремней и спонголитов, с прослоями туфоалевролитов, туффитов,	
	II e p	ураль кий	Кунгурский Артинский	ский				туфов среднего состава, туфопесчаников; в низах редкие прослои туфогравелитов, пачки кремнистых пород	
		При с	Сакмарский Ассельский	Мунугуджак- ский	-P1ag		-120(	Агиджинская свита. Аргиллиты, туффиты, кремнисто- глинистые сланцы: прослои и линзы алевролитов.	
		йинхо	Гжельский	Пареньский	Ö	$\nabla \cdot \nabla \cdot \nabla \nabla$	500-	туфов среднего состава, песчаников, гравелитов, известняков, спонголитов, туфопесчаников;	
		Ber	Касимовский Московский	Ольчинский		<u> </u>		глинисто-кремнистые и известковистые конкреции.	
	ная	цний	/						
	911.0	Cpe	Башкирский	ский	Buid		5000	Магарская свита. Туффиты, туфопесчаники, песчаники;	
	yr o		C*	farap	C		-04	прослои известняков, кремнисто-плинистых сланцев, известковистых алевролитов	
	НН	~	Серпуховский	~					
	аме	жни	Визейский				880	Сергеляхская свита. Доломитистые известняки.	
	×	Ни	оней- кий	Неруинский	C <sub>3</sub> sr		30-2	известняки, глинистые и органогенно-обломочные известняки	
			Lyl C	Каменковский	5		8	Тургоякская свита. Кремнистые аргиллиты и алевролиты,	<b>=</b> 6
			жий	Бургаликамен-	3-C1		75-8(	фтаниты, известковистые аргиллиты, известняки кремнистые, плинисто-кремнистые, органогенно-	
		хний	менс	ский			0 53	ооломочные и песчанистые известняки, туффиты	
		Bep	Φa	Уочатский	D <sub>3</sub> sh		0-80	Сохская свита. Известняки глинистые, доломитистые, песчанистые, органогенно-обломочные, мергели	
			Франский	ский			65		= 5
			ИЙ	Сарыньский	Dase		-950	Сарыньская свита. Известняки, доломитистые и органогенно-обломочные известняки, доломиты,	
й Кая	Кая	й	Berck		10 2.51		500-	песчанистые известняки, кремни	
3 0	0 H C	едни	Жив	Тальвегский	Dagp		009	Гипсоносная свита. Гипсы, ангидриты, углеродисто- известковистые сланцы, загипсованные и ангидритистые	= 4
е о	e B G	ڻ ا	Distant				Ř O	известняки, аргиллиты, плинистые сланцы Голышевская свита. Ритмичное чередование известняков	
ал			ский	Хачискинский Сахинский	-2 <i>g</i>		-110	глинистых и алевритистых, известковистых алевролитов, аргиллитов, известково-глинистых сланцев, известняков органостице, обласочник, песимистик и положитистих	
F		ň	Эмсский	Известково- карьерский	ģ		1000	Органотенно-обложочных, песчанистых и доломитистых известняков Серонозёрницегод срита. Поломитистые известняки	= 3
		инжи	Пражский	Неличенский	D <sub>1</sub> so		80- -570	алевритистые и глинистые доломиты, глинистые известняки, известковистые и доломитистые алевролиты,	
		Ē	Лохковский	Сагырский Нелюлимский	Digs		150-	известково-глинистые сланцы Гайская свита. Красноцветные конгломераты,	
			Хирнантский	Тирехтяхский	10		-330	гравелиты, песчаники, алевролиты, конплоорекчии. В верхней части – линзы мергелей и глинистых известняков	
			Катийский	Падунский	O <sub>3</sub> sr		500-	Сереченская толща. Туфопесчаники, алевролиты, известняки, трахиты	= 2
		хний		- H					= 1
		Bep	цбий. ий	инду	O <sub>3</sub> bl	3036-4	1200	Булкутская свита. Туфы, туфобрекчии и лавы трахиандезитов, трахиандезибазальтов, алевролиты,	
	в		Сан,	Xapk			ę	плинистые сланцы, туфонссчаники, туффиты	
	ска		- ий	Лачугский		· · · · · · · · · · · ·	00	Горельшевская толша. Алевролиты, сланцы глинистые	
	ВИК		арри	Эльгенчак- ский	O2gr		0-10	и известковистые, туфопесчаники и песчаники, известняки, гравелиты, конгломераты, туфы базальтов	
	рдс	ий	PAR 1			9	Ĕ		
	0	едн	ň		O2bk		коло 500	Биикская толща. Туфопесчаники и песчаники, туфы трахибазальтов, аргиллиты, алевролиты, известняки,	
		Cp	IHCKI	ский		<u> </u>	8-	сланцы глинистые Иченская толща. Песчаники, алевролиты, аргиллиты,	
			Дать	ИТИН	_2ič		00	конгломераты, глинистые сланцы	
		4.2	Флоский	×	Ō		12	конгломераты, пачки алевролитов и аргиллитов, их флишоидное чередование	
		Нин	Тремадокский	Инаньинский	E3-Oiki	~ ~ ~ ~ ~ ~ ~ ~ ~ ~ ~ ~ ~ ~ ~ ~ ~ ~ ~	00.00	Офиолитокластитовая толща. Гравелитопесчаники, конгломераты и алевролиты серпентинитовые, доломиты	■ 500 м
	Кем- брий- ская	Верхний Средний	Аксайский Сакский Аюсекии Майский Амгинский		€2–3?of		¥ 4 100− −190	и конглобрекчии доломитовые (с фукситовой минерализацией), пестроцветные	<b>0</b>
		000		2	~ ~ ~ ~	$\nabla \nabla = 4 \overline{\nabla \circ \nabla \circ}$	5	6	
		<u> </u>					⊡ 15		
						╤╡╵ <mark>┝┤╱┤╱</mark> ╦╗╻┎╼╤╼╝	í Ei		
					נ"ונ <sup>י</sup> ו		25 † † 1		
			. 31		 	34	35	➡ 36 37	



**Рис. 5.** Микрофотографии шлифов в поляризованном свете. Описание приведено в таблице 1. Обозначения минералов (по [86]): Cal – кальцит; Fsp – калиевый полевой шпат; Mag – магнетит; Ms – мусковит; Pl – плагиоклаз; Qz – кварц; Ser – серицит; Srp – серпентин; Zrn – циркон.

### ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ И ИСТОЧНИКИ СНОСА

Таблица 1. Определе	лис возрас	Та и состава (70) Г	юрод Омулевского и	Гассохинского терреинов.
Возраст	№ пробы	Координаты	Стратиграфическое подразделение	Состав пород
		Ом	улевский террейн	
Поздний силур (лудфордский век—пржидольская эпоха)	C16-7-3	148°21′38.8″ в.д. 64°48′12.9″ с.ш.	гармычанская свита	<ul> <li>песчаник тонкослоистый с линзовидной текстурой, обломочные зерна угловатые, остроугольные, неокатанные представлены:</li> <li>кварц 0.05–0.1 мм (35–40%);</li> <li>кальцит 0.02–0.15 мм (30%);</li> <li>калиевый полевой шпат 0.02–0.15 мм (8–10%);</li> <li>серицит (15%);</li> <li>рудные минералы 0.02–0.15 мм (5%);</li> <li>единичные обломки пород до 2.5 мм;</li> <li>редкие зерна циркона до 0.16 мм.</li> </ul>
Ранний силур (лландоверийская эпоха)	79-1	148°15′6.7″ в.д. 64°37′16.7″ с.ш.	катыскинская свита	<ul> <li>кварцевый песчаник неяснослоистый, обломки угловатые, неокатанные представлены:</li> <li>кварц 0.1 мм (90%);</li> <li>плагиоклаз 0.1 мм (2–3%); калиевый полевой шпат (1–2%);</li> <li>рудные минералы (3–4%);</li> <li>редкие зерна циркона.</li> <li>цемент (карбонатный) базально-порового типа.</li> </ul>
Средний—поздний ордовик (вторая половина дарривильского— начало катийского века)	82-1	148°17′54.7″ в.д. 64°40′37.9″ с.ш.	минуткинская свита	<ul> <li>Мелкозернистый глинистый песчаник, в глинисто-известковистой массе рассе- янны песчаные и алевритовые обломоч- ные, которые представлены: – частицы кварца 0.01–0.1 мм (6–7%);</li> <li>редкие зерна циркона;</li> <li>ксеноморфные тонкие зерна рудного минерала (1–2%).</li> <li>часть карбонатного материала имеет обломочное происхождение.</li> </ul>
		Pac	сохинский террейн	
Поздний ордовик (сандбийский— начало катийского века)	3036-4	148°3′53.6″ в.д. 65°19′8.2″ с.ш.	булкутская свита	<ul> <li>песчаник среднезернистый неяснослоистый, структура породы псаммитовая, обломочные зерна угловатые, остроугольные, неокатанные представлены:</li> <li>плагиоклаз (0.2–0.3 мм (40–45%);</li> <li>кварц 0.1–0.2 мм (30–35%);</li> <li>калиевый полевой шпат 0.1–0.15 мм (8–10%);</li> <li>рудные минералы 0.15–0.2 мм (7%).</li> <li>цемент глинисто-карбонатный поровый (20–30% от общей массы);</li> <li>по плагиоклазу развит серицит.</li> </ul>

### Таблица 1. Определение возраста и состава (%) пород Омулевского и Рассохинского террейнов.

Возраст	№ пробы	Координаты	Стратиграфическое подразделение	Состав пород
Поздний ордовик	3036-30	148°3′11.4″ в.д.	булкутская свита	• полевошпатовый песчаник
(сандбийский-		65°19′1.7″ с.ш.		тонкослоистый с гематитизированным
начало катийского				базальным цементом, текстура
века)				микрослоистая, обломки угловатые,
				неокатанные представлены:
				<ul> <li>– плагиоклаз 0.05–0.3 мм (90%);</li> </ul>
				<ul> <li>– карбонат 5–6%;</li> </ul>
				– обломки порфировых базальтов 3–4%.
Поздний кембрий—	4107-1	148°24′5.9″ в.д.	конгломератовая	<ul> <li>мелкозернистый (псаммитовый)</li> </ul>
ранний ордовик		64°55′16.6″ с.ш.	толща	песчаник карбонатизированный,
(тремадок)				в глинисто-известковистом базальном
				цементе рассеянны:
				<ul> <li>алевритовые обломочные частицы</li> </ul>
				кварца 0.01–0.1 мм (3–4%);
				– чешуйки серицита (6–7%);
				<ul> <li>единичные зерна циркона;</li> </ul>
				— ксеноморфные тонкие зерна
				рудного минерала (1%).
				• часть карбонатного материала имеет
				обломочное происхождение.
Средний-поздний	1100-4	148°20′39.9″ в.д.	офиолитокластито-	• гравелито-песчаник с окатанными
кембрий (?)		64°57′31.7″ с.ш.	вая толща	овальными обломками серпентинизиро-
				ванных пород 0.5-3 мм (~70%).
				• цемент кремнисто-серицитовый.
				<ul> <li>в крупных обломках наблюдается</li> </ul>
				петельчатая структура серпентина
				и обилие магнетита.

Таблица 1. Окончание

Очевидно, что чем строже требованиях к критической величине дискордантности, тем меньше становится относительный объем наиболее молодых зерен, что хорошо видно и при визуальном сравнении гистограмм на рис. 6. С учетом этого результата, при интерпретации данных U–Pb изотопных исследований мы принимаем во внимание все измерения возраста с дискордантностью менее 30%, что позволяет отбраковать наиболее недостоверные результаты, но сохранить относительный объем различных по возрасту групп цирконов.

Из рассмотрения также было исключено зерно с аномально молодым возрастом 153 ± 1 млн лет (образец 4107-1). Альтернативой является подход, представленный в работах [67, 70], в котором предложено считать результаты, чьи эллипсы по-

грешностей перекрывают линию конкордии, конкордантными, поскольку эллипс погрешностей 2σ является геометрическим местом точек в который результат попадает с вероятностью 95%.

#### РЕЗУЛЬТАТЫ

Приведены координаты точек пробоотбора и характеристика образцов, отобранных для U–Pb изотопного исследования обломочных цирконов, микрофотографии изготовленных из них шлифов, а также катодолюминесцентные изображения цирконов разного возраста (см. табл. 1, см. рис. 5, рис. 7).

Для большинства из них характерно наличие хорошо сохранившихся граней и слабая степень окатанности. Округлые и овальные формы встре-

Рис. 6. Гистограммы распределения U-Pb изотопных возрастов обломочных цирконов пробы 79-1.

(а) – дискордантность не учтена;

(б) - дискордантность менее 30%;

(в) – дискордантность менее 10%.

Ширина столбцов на гистограммах 50 млн лет.

Указано число зерен (в скобках), входящих в каждую группу.



чаются только среди зерен палеопротерозойского и архейского возрастов, вероятно, указывая на неоднократное переотложение. Доминируют зерна с отчетливой осцилляторной зональностью, характерной для цирконов магматического происхождения, метаморфические каймы и ядра редки. О незначительном распространении цирконов метаморфического происхождения свидетельствуют и величины Th/U отношений, которые меньше 0.1 только в единичных зернах [77]. Настолько низкие значения характерны и для позденемагматического высокоуранового циркона, который будет избирательно разрушаться из-за высокой метамиктности.

Приведены графики плотности вероятности U–Pb возрастов обломочных цирконов, характеризующих образцы из Омулевского и Рассохинского террейнов (рис. 8).

#### Омулевский террейн

Для всех трех исследованных образцов характерно наличие отчетливо выраженного пика ордовикского возраста.

Образец С16-7-3. Всего проанализировано 65 зерен, дискордантность 63 результатов менее 30% (см. рис. 8а). Из них 35 зерен, что составляет более 55% всей популяции, образуют пик с возрастом 431 млн лет. Незначительные пики отмечаются для палеопротерозойских возрастов — 1710, 1947, 1981 и 2031 млн лет. Всего палеопротерозойские возрасты определены в 15 зернах, что составляет 24% всей популяции. Присутствуют единичные зерна с неопротерозойскими, мезопротерозойскими и архейскими возрастами. Для всех зерен величина отношения Th/U превышает 0.26.

Образец 79-1. Из 110 зерен дискордантность менее 30% определена для 97 результатов (см. рис. 8б). В данной породе выявлены многочисленные цирконы всех возрастов от силура до мезо-архея. Палеозойские возрасты обнаружены в 9 зернах и образуют отчетливый пик с возрастом 440 млн лет. Нео- и мезопротерозойские возрасты получены соответственно в 16 и 15 зернах, образующих пики 774, 801, 1173 и 1530 млн лет. Наиболее широко распространены зерна палеопротерозойского возраста (45 зерен или 46% всей популяции), образующие отчетливые пики с возрастами 1731 и 1877 млн лет. 12 зерен имеют архейский возраст и они образуют пики с возрастами 2505 и 2680 млн лет. В 4-х зернах с возрастами

 $1905 \pm 21,2510 \pm 22,593 \pm 4$  и 1853  $\pm 21$  млн лет отмечены низкие величины отношения Th/U, которые составляют 0.02, 0.06, 0.07 и 0.08 соответственно.

Образец 82-1. Дискордантность менее 30% определена в 76 из 80 зерен (см. рис. 8, в). Наиболее широко распространены зерна раннепалеозойского (21 зерно) и непротерозойского (43 зерна) возрастов, образующие многочисленные пики 482, 495, 523, 560, 574, 745, 783, 812, 839 и 881 млн лет. Зерна с мезо- и палеопротерозойскими возрастами единичны. 7 зерен имеют архейский возраст, и они образуют пик с возрастом 2541 млн лет. Одно зерно имеет низкое 0.08 отношение Th/U, возраст зерна составляет 592  $\pm$  4 млн лет.

#### Рассохинский террейн

Для проанализированных образцов характерно наличие пиков венд—ордовикского возраста и/или обилие цирконов мезопротерозойского и палеопротерозойского возраста.

Образец 3036-4. 68 из 70 зерен характеризуются дискордантностью менее 30% (см. рис. 8г). Отчетливо выделяются 2 группы возрастов – раннепалеозойско-поздненеопротерозойские (вендские) и мезо-палеопротерозойские. Раннепалеозойско-вендские возрасты имеют 11 зерен (16% всей популяции), они образуют три пика 447, 542 и 572 млн лет.

В группе мезо—палеопротерозойских зерен возрасты варьируют в пределах от 1057 до 2000 млн лет. Ее составляют 48 зерен (71%), которые образуют множество пиков 1064, 1179, 1309, 1382, 1526, 1620, 1752, 1916 и 1994 млн лет. Присутствуют также зерна ранне-палеопротерозойского и архейского возрастов, но они не образуют статистически значимых пиков. Величина отношения Th/U превышает 0.21 во всех зернах.

Образец 3036-30. Из 81 зерна дискордантность менее 30% установлена в 73 зернах (см. рис. 8, д). Доминируют зерна раннепалеозойско-поздненеопротерозойского (вендского) возраста, на них приходится 40 зерен (55% всей популяции). Выделяются два крупных перекрывающихся пика 457 и 465 млн лет, и более мелкий пик с возрастом 493 млн лет. Мезо-раннепалеопротерозойские возрасты имеют 28 зерен (38%), они образуют серию небольших пиков 1248, 1449, 1511, 1694, 1750 и 1816 млн лет. Зерна с более молодыми и более древними возрастами единичны. Одно зерно с

исследования образцов С16-7-3, 3036-30, 3036-4 выполнены в ЦИИ ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург, Россия).

Рис. 7. Катодолюминесцентные изображения обломочных цирконов разновозрастных популяций из раннепалеозойских пород Омулевского и Рассохинского террейнов.

Исследования образцов 82-1, 79-2, 1100-4, 4104-1 выполнены в РЦ "Нанотехнологии" СПбГУ (г. Санкт-Петербург, Россия);





**Рис. 8.** Гистограммы и кривые плотности вероятности для U–Pb изотопных возрастов обломочных цирконов из пород разных стратиграфических уровней Омулевского и Рассохинского террейнов. Дискордантность менее 30%.

Показано (цифры в скобках) количество зерен.

возрастом 874  $\pm$  17 млн лет характеризуется низким 0.03 отношением Th/U.

Образец 4107-1. Только 2 зерна имеют неопротерозойский возраст, более молодые зерна отсутствуют (см. рис. 8, е). Группу мезо- и палеопротерозойских зерен слагают 90 зерен (86% всей популяции) и их возраст варьирует от 1109 до 2115 млн лет. Выделяются многочисленные пики с возрастами 1209, 1313, 1461, 1553, 1657, 1758, 1895



Рис. 9. Средневзвешанный U-Pb изотопный возрастов обломочных цирконов из офиолитокластитовой толщи.

и 2092 млн лет. Более древние ранне-палеопротерозойские и архейские зерна образуют лишь один статистически значимый пик 2741 млн лет. В 4-х зернах с возрастами 1879  $\pm$  20, 3165  $\pm$  17, 2093  $\pm$  21 и 1650  $\pm$  21 млн лет отмечены низкие величины отношения Th/U, равные соответственно 0.02, 0.04, 0.07 и 0.08.

Образец 1100-4. В этом образце после введения поправки на  $^{207}$ Pb [5], 99 из 110 зерен имеют близкие возрасты, что позволяет рассчитать их средневзвешенный возраст, равный 568 ± 1 млн лет (рис. 9). Среди остальных зерен дискордантность менее 30% имеют 6, но они не образуют статистически значимых максимумов. Величина отношения Th/U превышает 0.19 во всех зернах.

#### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

# Характеристика источников сноса обломочного материала

Обилие зерен циркона с возрастами от силура до архея свидетельствует о гетерогенности источников сноса обломочного материала. Для Омулевского террейна пассивной континентальной окраины характерно преобладание цирконов, источники сноса которых находились на Сибирской платформе или окружающих ее кратонных и пассивно-окраинных террейнах. Так, обломочные цирконы архейского и палеопротерозойского возрастов могли иметь источником сноса Си-

ГЕОТЕКТОНИКА № 5 2022

бирский кратон, в фундаменте которого широко развиты породы с близкими возрастными характеристиками [27]. Схожий возраст имеют также породы в кристаллическом фундаменте террейнов кратонного происхождения — Охотского и Омолонского массивов [1, 14, 15]. В то же время, наличие хорошо окатанных зерен циркона свидетельствует о его переотложении из более древних терригенных пород, которые могли иметь местное происхождение. Как сибирское, так и местное происхождение могли иметь и обломочные цирконы с возрастами около 1710—1730 млн лет.

Магматические комплексы этого возраста известны и на Сибирском кратоне, и в Приколымском террейне, также входящем в состав Колымо-Омолонского супертеррейна и имеющего пассивно-окраинное происхождение [38, 43, 56].

Обломочные цирконы мезопротерозойского возраста (1173 и 1530 млн лет) не имеют очевидного источника в фундаменте Сибирского кратона и соседних кратонных террейнов, но доминируют в неопротерозойских отложениях юго-восточной окраины Сибирского кратона [62]. Их появление в палеозойских терригенных породах Омулевского террейна может быть связано с перемывом этих отложений. Близкие по возрасту обломочные цирконы широко развиты и в кембрийскоордовикских отложениях Рассохинского террейна (см. рис. 8, г, е). Не исключено развитие пород мезопротерозойского возраста на Омолонском массиве. Цирконы с поздне-неопротерозойскими возрастами образуют значимые популяции и их вероятным источником сноса могли являться магматические породы, слагающие докембрийские террейны Центрально-Таймырской зоны [22, 64, 74, 84, 85]. Выявленные 2 зерна циркона с низкими Th/U отношениями, вероятно метаморфического происхождения с возрастами  $593 \pm 4$  и  $592 \pm 4$  млн лет, что близко ко времени проявления заключительных стадий допалеозойского магматизма и метаморфизма в пределах Центрально-Таймырской зоны [11, 74].

Другой возможный источник с близкими по возрасту магматическими породами располагался на юго-западном и южном обрамлении Сибирского кратона на значительно большем расстоянии от Омулевского террейна, чем Центрально-Таймырская зона [6, 16, 28, 40, 47].

Цирконы с раннекембрийскими возрастами, скорее всего, свидетельствуют о сносе с северовостока Сибирского кратона, в пределах которого обнажается рифтогенный бимодальный комплекс и туфы с изотопными датировками от  $525.6 \pm 3.9$  до  $546.0 \pm 7.7$  млн лет [24, 54].

Источником сноса позднекембрийско-раннеордовикских обломочных цирконов, вероятнее всего, могли быть обнаруженные на арх. Северная Земля (северная континентальная часть России) эффузивные породы и гранитоиды [66], но соотношение Омулевского террейна и Северной Земли в раннем палеозое остается неясным. Раннесилурийский возрастной пик совпадает с возрастом гранитов, расположенных к северу от р. Рассоха в пределах Рассохинского террейна [36] (см. рис. 1).

Распределение U—Pb возрастов обломочных цирконов в островодужном Рассохинском террейне островодужного происхождения значительно отличается от такового в Омулевском террейне и характеризуется преобладанием цирконов мезопротерозойского возраста. Хотя по распределению возрастов мезопротерозойских цирконов изученные образцы сходны с неопротерозойскими песчаниками юго-восточной окраины Сибирского кратона, незрелый состав терригенных пород и слабая окатанность кристаллов циркона позволяют исключить более древние песчаники из числа вероятных источников кластического материала Рассохинского бассейна [62] (см. табл. 1, см. рис. 6).

В то же время, близкие по возрасту мезопротерозойские тектоно-магматические события происходили в Гренвильской провинции на востоке (здесь и далее — в современных координатах) Северной Америки и в Свеконорвежском орогене на юго-западе Фенноскандии, в Гренландии и Свальбарде, что позволяет рассматривать их как возможные источники обломочного материала [50, 76, 78, 79]. Цирконы архейского и палеопротерозойского возрастов, скорее всего, также поступали из этих же питающих провинций, хотя могли, по крайней мере частично, быть переотложенными из более древних осадочных толщ.

Более молодые цирконы имеют локальный источник сноса. Цирконы не характерны для ультраосновных пород (нормальной щелочности), и их относительное обилие в офиолитокластитах отражает, скорее всего, размыв плагиогранитов или тоналитов, входящих в состав этой же офиолитовой ассоциации. В пользу местного единого источника сноса свидетельствует хорошая сохранность формы кристаллов и синхронность почти всех зерен (средний возраст  $568 \pm 1$  млн лет), определяя время формирования размывавшегося офиолитового комплекса, сформированного в байкальскую эпоху орогенеза (см. рис. 6).

Немногочисленные цирконы близкого возраста присутствует и в образце 3036-4 из булкутской свиты. Пики с возрастами 457–447 млн лет отражают размыв островодужных вулканических пород, широко распространенных в булкутской свите [37].

#### ТЕКТОНИЧЕСКИЕ СЛЕДСТВИЯ

Полученные U–Pb датировки обломочных цирконов свидетельствуют, что основные источники обломочного материала для ордовикско-силурийских осадочных пород Омулевского террейна находились на северной и северо-восточной пассивной окраине Сибирского кратона, что позволяет предположить палеогеографическое положение террейна у северной оконечности Сибири (рис. 10).

Такое расположение террейна косвенно подтверждается отсутствием явных признаков девонского рифтогенеза, который фиксируется только на восточной окраине Сибири и предполагает наиболее вероятным отчленение от кратона в раннем кембрии [38, 63]. Палеогеографически близко находился и террейн Фэревелл, что доказывается сходством ископаемой фауны [52, 53]. Другим аргументом служит сходство возрастных характеристик обломочных цирконов в сопоставимых по возрасту отложениях [57]. В области нахождения обоих террейнов можно предположить трансформный разлом с правосдвиговой кинематикой, по которому происходило перемещение вдоль окраины Сибири [55].

Рассохинский террейн на протяжении раннего палеозоя был связан с северо-восточной окраиной Северной Америки (Лаврентии) или северозападной окраиной Балтики, о чем свидетель-



Рис. 10. Палеогеографическая модель взаимного расположения Сибири, Лаврентии и Балтики в позднем ордовике (по [55], с дополнениями).

Обозначено: ОМТ – Омулевский террейн; РТ – Рассохинский террейн; АЛ – террейн Александер; ФР – террейн Фэревелл; ЦТЗ – Центрально-Таймырская зона.

1 – зона субдукции; 2 – трансформный разлом; 3 – рифт; 4 – гренвилиды; 5 – каледониды

ствует обилие цирконов с мезопротерозойскими возрастами. Несогласие в основании девона может быть результатом элсмирских деформаций, характерных для Лаврентийской окраины [73]. Определены сходные возрасты популяций обломочных цирконов у Рассохинского террейна и террейна Александер [48, 49, 55]. Террейн Александер фигурирует на многих палеогеографических реконструкциях и находится вблизи северовосточной окраины Лаврентии или северо-западной Балтики [29, 48, 49, 55, 57, 58].

Сближение Рассохинского террейна с Омулевским началось в катийский век позднего ордовика, о чем свидетельствует состав обломков вулканических пород в вулканомиктовой толще, который идентичен вулканокластическому материалу верхнеордовикских пород в Рассохинском террейне [3] (см. рис. 2).

Амальгамация террейнов произошла в начале силура в рудданский век, о чем свидетельствуют

ГЕОТЕКТОНИКА № 5 2022

первый возрастной пик в 440 млн лет (5 зерен циркона), связанный с размывом сшивающего комплекса гранитоидов с близким возрастом [36] (см. рис. 8). Данное тектоно-магматическое событие отражает фазу каледонского орогенеза и может быть связано с закрытием океана Япетус. Размыв гранитоидов продолжался на протяжении всего силура, вплоть до образования гармычанской толщи, в которой наблюдается пик 431 млн лет (35 зерен циркона).

#### выводы

Полученные первые данные U–Pb датирования обломочных цирконов из раннепалеозойских отложений Омулевского и Рассохинского террейнов позволяют сделать следующие выводы:

1. Омулевский террейн в ордовике-силуре располагался вдоль северной окраины Сибирского кратона, с которого происходил преимущественный снос обломочного материала.

2. Рассохинский террейн находился вблизи северо-восточной оконечности Северо-Американского кратона и основной питающей провинцией являлись гренвилиды в его составе.

3. Террейны Фэревелл и Александер имеют схожие источники сноса с Омулевским и Рассохинским террейнами и характеризуются аналогичными палеогеографическими обстановками.

4. Амальгамация Рассохинского террейна с Омулевским началась в рудданском веке раннего силура и маркирует проявление каледонской фазы складчатости на изученной площади.

5. Офиолитокластитовая толща сложена продуктами размыва офиолитовой ассоциации, сформированной в байкальскую эпоху тектогенеза.

*Благодарности.* Авторы благодарны всем участникам экспедиционных работ и сотрудникам лабораторно-аналитических служб, при участии которых были получены материалы для данной работы. Авторы признательны анонимным рецензентам за полезные комментарии и редактору за тщательное редактирование.

**Финансирование.** Полевые работы и изотопногеохронологические исследования (пробы C16-7-3, 3036-30, 3036-4) проводились в рамках темы ФГБУ "ВСЕГЕИ". Изотопно-геохронологические исследования (пробы 82-1, 79-2, 1100-4, 4104-1) и интерпретация данных выполнена при поддержке проекта РНФ 20-17-00197.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. Акинин В.В., Жуланова И.Л. Возраст и геохимия циркона из древнейших метаморфических пород Омолонского массива (Северо-Восток России) // Геохимия. 2016. № 8. С. 675–684.
- Богданов Н.А., Тильман С.М. Тектоника и геодинамика Северо-Востока Азии. – Объяснительная записка к тектонической карте Северо-Востока Азии. – М-61: 500000 – Под ред. Ю.М. Пущаровского – М.: ИЛ РАН. 1992. 56 с.
- Булгакова М.Д. Литология ордовикских отложений Северо-Востока СССР. – Под ред. Л.М. Парфенова, Ю.В. Давыдова – М.: Наука, 1986. 176 с.
- Булгакова М.Д. Палеогеография Якутии в раннемсреднем палеозое. – Под ред. К.И. Микуленко – Якутск: ЯНЦ СО РАН, 1997. 72 с.
- 5. Буянтуев М.Д., Хубанов В.Б., Врублевская Т.Т. U-Pb LA-ICP-MS датирование цирконов из субвулканитов бимодальной дайковой серии Западного Забайкалья: методика, свидетельства позднепалеозойского растяжения земной коры // Геодинамика и тектонофизика. 2017. Т. 8. № 2. С. 369–384.
- 6. Верниковский В.А., Метелкин Д.В., Верниковская А.Е., Матушкин Н.Ю., Казанский А.Ю., Кадильников П.И.,

Романова И.В., Вингейт М.Т.Д., Ларионов А.Н., Родионов Н.В. Неопротерозойская тектоническая структура Енисейского кряжа и формирование западной окраины Сибирского кратона на основе новых геологических, палеомагнитных и геохронологических данных // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 1. С. 63–90.

- Гагиев М.Х. Стратиграфия девона и нижнего карбона Омулевского поднятия (Северо-Восток Азии). – Под ред. В.П. Похиалайнена – Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1995. 196 с.
- Геологическая карта СССР. М-б 1: 1000000 (новая серия). Лист Q-54–55 Хонуу. Объяснительная записка. Отв. ред. Л.М. Натапов, Е.П. Сурмилова Л.: Мингео СССР, ВСЕГЕИ, Аэрогеология, 1986. 120 с.
- Государственная геологическая карта СССР. М-б 1: 200000. – Серия Среднеколымская. – Лист Q-55-XXIX, XXX (Устье р. Булкут). – Объяснительная записка. – Сост.: Е.П. Сурмилова, Г.А. Максимова – Ред. З.П. Потапова – М.: Аэрогеология, 1987. 115 с.
- Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. – Под ред. В.Е. Хаина – М.: Недра, 1990. Кн. 2. 334 с.
- Коношенок А.Г., Соболев А.О. Новые данные по магматизму и метаморфизму Западного Таймыра // Природные ресурсы Таймыра. 2003. Вып. 1 (Дудинка). С. 237–271.
- Кропачев А.П., Коновалов А.Л., Федорова Н.П. Медное оруденение на северо-западе Омулевского поднятия. В кн.: Стратиформное оруденение Якутии. Под ред. Я.В. Яковлева Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1988. С. 98–110.
- Кропачев А.П., Стрельников С.И., Киселев А.А., Федорова Н.П. Доордовикские офиолитокластиты Омулевского поднятия (Северо-Восток СССР) // Докл. АН СССР. 1987. Т. 292. № 4. С. 941–944.
- 14. Кузьмин В.К., Глебовицкий В.А., Проскурнин В.Ф., Богомолов Е.С., Зелепугин В.Н., Родионов Н.В., Юрченко Ю.Ю. Палеопротерозойские гранитоиды кристаллического фундамента Юровского поднятия (Охотский массив): первые геохронологические U–Pb-SHRIMP-II-и изотопно-геохимические Nd–Sr-данные // ДАН. 2018. Т. 478. № 2. С. 196–200.
- Кузьмин В.К., Глебовицкий В.А., Родионов Н.В., Антонов А.В., Богомолов Е.С., Сергеев А.С. Главные этапы формирования палеоархейской коры Кухтуйского выступа Охотского массива // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2009. Т. 17. № 4. С. 3–22.
- Ножкин А.Д. Докембрий юго-западной окраины Сибирского кратона // Изв. ТПУ. Науки о Земле. 2009. Т. 314. № 1. С. 5–16.
- Оксман В.С. Тектоника коллизионного пояса Черского (Северо-Восток Азии). – Под ред. С.Д. Соколова, С.А. Куренкова, Л.М. Парфенова – М.: ГЕОС, 2000. 269 с.

- Орадовская М.М. Ранний-средний палеозой Северо-Востока России. Магадан: СВНЦ ДВО РАН. 1997. 55 с.
- Парфенов Л.М. Континентальные окраины и островные дуги мезозоид Северо-Востока Азии. Под ред. К.В. Боголепова – Новосибирск: Наука. 1984. 192 с.
- Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И. и др. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеанская геология. 2003. Т. 22. № 6. С. 7–41.
- Парфенов Л.М., Натапов Л.М., Соколов С.Д., Цуканов Н.В. Террейны и аккреционная тектоника Северо-Востока Азии // Геотектоника, 1993. № 1. С. 68-78.
- 22. Прияткина Н.С., Худолей А.К., Купцова А.В. Источники сноса неопротерозойских и верхнепалеозойских терригенных комплексов Восточного Таймыра: петрографические, геохимические и геохронологические данные // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2020. Т. 28. № 6. С. 76–91.
- Прокопьев А.В., Ивенсен Г.В., Васильев Д.А. Седиментологические и литохимические особенности триасовых и юрских отложений северного фланга Кулар-Нерского террейна и Полоусного синклинория // Отечественная геология. 2012. № 5. С. 67–80.
- 24. Прокопьев А.В., Худолей А.К., Королева О.В., Казакова Г.Г., Лохов Д.К., Малышев С.В., Зайцев А.И., Роев С.П., Сергеев С.А., Бережная Н.Г., Васильев Д.А. Раннекембрийский бимодальный магматизм на северо-востоке Сибирского кратона // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 1. С. 199–224.
- Решения Третьего межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и мезозою Северо-Востока России (Санкт-Петербург, 2002). СПб.: ВСЕГЕИ 2009. 267 с.
- 26. Рогов А.В., Сычев С.Н. Первые данные структурнокинематического анализа пород Рассошинской зоны и ее обрамления (Омулевское поднятие, Восточная Якутия) // Вестн. СПбГУ. Науки о Земле. 2019. Т. 64. Вып. 1. С. 65–80.
- Розен О.М. Сибирский кратон: тектоническое районирование, вопросы эволюции // Геотектоника. 2003. № 3. С. 1–19.
- Рыцк Е.Ю., Ковач В.П., Ярмолюк В.В., Коваленко В.В. Изотопные провинции и этапы формирования континентальной коры Байкало-Муйского пояса: Sm-Nd-изотопные данные по гранитоидам и кислым вулканитам // ДАН. 2007. Т. 416. № 3. С. 374– 379.
- Соджа К.М., Антошкина А. И. Террейн Александра Североамериканских Кордильер: критический анализ силурийско-девонской палеогеографии // Литосфера. 2013. № 4. С. 3–21.

- Соколов С.Д. Офиолитовые и офиолитокластитовые олистостромы складчатых областей // Геотектоника. 1979. № 3. С. 76–88.
- 31. *Соколов С.Д.* Очерк тектоники Северо-Востока Азии // Геотектоника. 2010. № 6. С. 60–78.
- 32. Сычев С.Н., Лебедева О.Ю., Калинина Н.Б. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. – М-б 1 : 200000. – Изд. 2-е – Серия Яно-Индигирская. – Листы Q-55-XXIX,XXX (Устье р. Булкут). – Объяснительная записка. – Под ред. С.Д. Соколова – Минприроды России, Роснедра, Якутнедра, ВСЕГЕИ – СПб.: ВСЕГЕИ, 2021. (в печати)
- 33. Сычев С.Н., Лебедева О.Ю., Рогов А.В. Государственная геологическая карта Российской Федерации. – М-б 1: 200000. – Изд. 2-е – Серия Яно-Индигирская. – Листы Q-55-XXIX,XXX (Устье р. Булкут). – Под ред. С.Д. Соколова – Минприроды России, Роснедра, Якутнедра, ВСЕГЕИ – СПб.: ВСЕГЕИ, 2021. (в печати)
- 34. Сычев С.Н., Лебедева О.Ю., Худолей А.К., Соколов С.Д., Рогов А.В., Маклашин В.С., Львов П.А. Валанжинский умеренно-щелочной магматизм Рассохинского и Арга-Тасского террейнов (Северо-Восток России) // ДАН. Науки о Земле. 2021. Т. 501. № 1. С. 34–42.
- 35. Сычев С.Н., Рогов А.В., Лебедева О.Ю. Золото-медно-порфировые перспективные рудные объекты Омулевского поднятия (Восточная Якутия). – В сб.: Научно-методические основы прогноза, поисков, оценки месторождений алмазов, благородных и цветных металлов. – Тез. докл. XI Международной научно-практической конференции (г. Москва, 12–15 апреля 2022 г.). – М. : ЦНИГРИ. 2022. С. 224–227.
- 36. Сычев С.Н., Худолей А.К., Лебедева О.Ю., Рогов А.В., Соколов С.Д., Чемберлен К.Р., Маклашин В.С., Львов П.А. Силурийский гранитоидный магматизм Рассохинского террейна (Северо-Восток России) // ДАН. Науки о Земле. 2020. Т. 494. № 2. С. 9–14.
- Сычев С.Н., Лебедева О.Ю., Рогов А.В. Позднеордовикский вулканизм Рассохинского террейна (Восточная Якутия). – В кн.: Геология и минеральносырьевые ресурсы Северо-Востока России. – Мат-лы XII Всероссийской научно-практической конференции (г. Якутск, 23–25 марта 2022 г.). – Якутск: СВФУ, 2022. С. 127–129.
- Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республика Саха (Якутия). Под ред. Л.М. Парфенова, М.И. Кузьмина М.: Наука, 2001. 571 с.
- Терехов М.И., Мерзляков В.М., Шпикерман Л.А. и др. Геологическая карта верховьев рек Мома, Зырянка, Рассоха, Омулевка, Таскан, Ясачная и Сеймчан. – М-б 1: 500000 – Под ред. В.М. Мерзлякова – Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1989.
- 40. Туркина О.М., Ножкин А.Д., Баянова Т.Б., Дмитриева Н.В., Травин А.В. Докембрийские террейны

ГЕОТЕКТОНИКА № 5 2022

юго-западного обрамления Сибирского кратона: изотопные провинции, этапы формирования коры и аккреционно-коллизионных событий // Геология и геофизика. 2007. Т. 48. № 1. С. 80–92.

- 41. Хубанов В.Б., Буянтуев М.Д., Цыганков А.А. U-Рь изотопное датирование цирконов из РZ3-МZ магматических комплексов Забайкалья методом магнитно-секторной масс-спектрометрии с лазерным пробоотбором: процедура определения и сопоставление с SHRIMP данными // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 1. С. 241–258.
- 42. *Худолей А.К., Гурьев Г.А.* Южное Верхоянье пример среднепалеозойско-мезозойской пассивной окраины // ДАН. 1998. Т. 362. № 5. С. 666–669.
- Худолей А.К., Ткаченко В.И., Матуков Д.И., Бережная Н.Г., Сергеев С.А. Новые данные о возрасте докембрийских вулканитов хакдонской серии (восточное Приколымье) // ДАН. 2006. Т. 411. № 4. С. 505–509.
- Шпикерман В.И. Домеловая минерагения Северо-Востока Азии. – Под ред. В.И. Гончарова, С.Г. Бялобжеского – Магадан: СВКНИИ ДВО РАН. 1998. 333 с.
- 45. Шпикерман В.И., Мерзляков В.М. О базальных слоях палеозойского разреза Омулевского поднятия. – В кн.: Стратиграфия и палеонтология фанерозоя Северо-Востока СССР. – Под ред. В.П. Похиалайнена, М.Х. Гагиева – Магадан: СВКНИИ ДВНЦ АН СССР. 1988. С. 5–27.
- 46. Шпикерман В.И., Мерзляков В.М., Лычагин П.П., Савва Н.Е., Гагиев М.Х., Ликман В.Б. Медное оруденение в ордовикских вулканитах на востоке Якутской АССР // Тихоокеанская геология. 1988. № 4. С. 55–64.
- Эволюция южной части Сибирского кратона в докембрии. – Под ред. Е.В. Склярова – Новосибирск: СО РАН, 2006. 367 с.
- Beranek L.P., Van Staal C.R., McClelland W.C., Israel S., Mihalynuk M.G. Baltican crustal provenance for Cambrian–Ordovician sandstones of the Alexander terrane, North American Cordillera: evidence from detrital zircon U–Pb geochronology and Hf isotope geochemistry // J. Geol. Soc. 2013. Vol. 170. P. 7–18.
- Beranek L.P., Van Staal C.R., McClelland W.C., Israel S., Mihalynuk M.G. Detrital zircon Hf isotopic compositions indicate a northern Caledonian connection for the Alexander terrane // Lithosphere. 2013. Vol. 5. P. 163–168.
- Bingen B., Nordgulen Ø., Viola G. A four-phase model for the Sveconorwegian orogeny, SW Scandinavia // Norw. J. Geol. 2008. Vol. 88. P. 43–72.
- Black L.P., Kamo S.L., Allen C.M., Aleinikoff J.N., Davis D.W., Korsch R.J., Foudoulis C. TEMORA 1: A new zircon standard for Phanerozoic U–Pb geochronology // Chem. Geol. 2003 Vol. 200. P. 155–170.
- Blodgett R.B. Emsian (Late-Early Devonian) fossils indicate a Siberian origin for the Farewell terrane. – In: Short Notes on Alaskan Geology 1997. – Ed. by

J.G. Clough, F. Larson, (Alaska Div. Geol. Geophys. Surv. Prof. Rep. 1998. № 118), P. 53–61.

- 53. Blodgett R.B., Boucot A.J., Rohr D., Pedder A.E.H. The Alexander terrane of Alaska – a displaced fragment of Northeast Russia? Evidence from Silurian-Middle Devonian megafossils and stratigraphy // Mem. Assoc. Australian Palaeontol. 2010. Vol. 39. P. 323–339.
- Bowring S.A., Grotzinger J.P., Isachsen C.E., Knoll A.H., Pelechaty Sh.M., Kolosov P. Calibrating rates of Early Cambrian evolution // Science. 1993. Vol. 261. P. 1293–1298.
- 55. *Colpron M., Nelson J.L.* A Palaeozoic northwest passage; incursion of Caledonian, Baltican and Siberian terranes into eastern Panthalassa, and the early evolution of the North American Cordillera // Geol. Soc. Spec. Publ. 2009. Vol. 318. P. 273–307.
- 56. Didenko A.N., Vodovozov V.Yu., Peskov A.Yu., Guryanov V.A., Kosynkin A.V. Paleomagnetism of the Ulkan massif (SE Siberian platform) and the apparent polar wander path for Siberia in late Paleoproterozoic–early Mesoproterozoic times // Precambrian Research. 2015. Vol. 259. P. 58–77.
- Dumoulin J.A., Jones J.V., Bradley D.C., Till A.B., Box S.E., O'Sullivan P. Neoproterozoic-early Paleozoic provenance evolution of sedimentary rocks in and adjacent to the Farewell terrane (interior Alaska) // Geosphere. 2018. Vol. 14. P. 1–28.
- Ershova V., Lorenz H., Prokopiev A.V., Sobolev N., Khudoley A., Petrov E., Estrada S., Sergeev S., Larionov A., Thomsen T. The De Long Islands: A missing link in unraveling the Paleozoic paleogeography of the Arctic // Gondwana Research. 2016. Vol. 35. P. 305–322.
- Gehrels G. Detrital zircon U–Pb geochronology: Current methods and new opportunities. In: *Tectonics of Sedimentary Basins: Recent Advances.* Ed.by C. Busby, A. Azor, (Blackwell, NY. USA. 2012. Ch. 2.), P. 47–62.
- 60. Griffin W.L., Powell W.J., Pearson N.J., O'Reilly S.Y. GLITTER: Data reduction software for laser ablation ICP-MS /Ed. P.J. Sylvester. Laser ablation ICP-MS in the Earth sciences: Current practices and outstanding issues // Mineral. Assoc. Canada. Short Course. 2008. Vol. 40. P. 308–311.
- Harris D.B., Toro J., Prokopiev A.V. Detrital zircon U-Pb geochronology of Mesozoic sandstones from the Lower Yana River, northern Russia // Lithosphere. 2012. Vol. 5. P. 98–108.
- Khudoley A., Chamberlain K., Ershova V., Sears J., Prokopiev A., MacLean J., Kazakova G., Malyshev S., Molchanov A., Kullerud K., Toro J., Miller E., Veselovskiy R., Li A., Chipley D. Proterozoic supercontinental restorations: Constraints from provenance studies of Mesoproterozoic to Cambrian clastic rocks, eastern Siberian craton // Precambrian Research. 2015. Vol. 259. P. 78–94.
- 63. *Khudoley A.K., Guriev G.A.* Influence of Syn-sedimentary faults on orogenic structure: Examples from the Neoproterozoic–Mesozoic East Siberian passive margin // Tectonophysics. 2003. Vol. 365. № 1–4. P. 23–43.

- 64. Kuzmichev A.B., Danukalova M.K., Proskurnin V.F., Bagaeva A.A., Beresyuk N.I., Gromov P.A. The pre-Vendian (640–610 Ma) granite magmatism in the Central Taimyr fold belt: The final stage of the Neoproterozoic evolution of the Siberian paleocontinent active margin // Geodynam. Tectonophys. 2019. Vol. 10. P. 841–861.
- 65. Larionov A.N., Andreichev V.A., Gee D.G., et al. The Vendian alkaline igneous suite of northern Timan: ion microprobe U–Pb zircon ages of gabbros and syenite the Vendian alkaline igneous suite of northern Timan: Ion microprobe U–Pb zircon ages of gabbros and syenite // Geol. Soc. 2004. V. 30. P. 69–74.
- Lorenz H., Gee D.G., Whitehouse M.J. New geochronological data on Palaeozoic igneous activity and deformation in the Severnaya Zemlya Archipelago, Russia, and implications for the development of the Eurasian Arctic margin // Geol. Magazine. 2007. Vol. 144. P. 105–125.
- *Ludwig K.R.* On the Treatment of Concordant Uranium-Lead Ages // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1998. Vol. 62. P. 665–676.
- Ludwig K.R. SQUID 1.12 A User's Manual. A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel, (Berkeley Geochronol. Center. Spec. Publ. 2005), 22 p. https://www.researchgate.net/publication/285874447\_ SQUID\_112\_A\_User%27s\_Manual (Accessed December 11, 2015)
- Ludwig K.R. Isoplot V.4.15. A geochronological toolkit for Microsoft Excel, (Berkeley Geochron. Center Spec. Publ. 2008. Vol. 4), 76 p. https://www.bgc.org/isoplot (Accessed December 18, 2021).
- Nemchin A., Cawood P.A. Discordance of U–Pb systems in detrital zircons: Implications for provenance studies of sedimentary rocks // Sedimentary. Geology. 2005. Vol. 182. P. 143–162.
- Nokleberg, W.J. (ed.) Metallogenesis and Tectonics of Northeast Asia // U.S. Geol. Surv. Prof. Pap. 2010. Vol. 1765. 624 p.
- Parfenov L.M. Tectonics of the Verkhoyansk Kolyma Mezozoides in the context of plate tectonics // Tectonophysics. 1991. Vol. 139. P. 319–342.
- 73. Piepjohn K., von Gosen W., Tessensohn F., Reinhardt L., McClelland W.C., Dallmann W., Gaedicke C., Harrison J.C. Tectonic map of the Ellesmerian and Eurekan deformation belts on Svalbard, North Greenland, and the Queen Elizabeth Islands (Canadian Arctic) // Arktos. 2015. Vol. 1. № 12. P. 1–7.
- 74. Priyatkina N., Collins W.J., Khudoley A., Zastrozhnov D., Ershova V., Chamberlain K., Shatsillo A., Proskurnin V. The Proterozoic evolution of northern Siberian Craton margin: a comparison of U–Pb–Hf signatures from sedimentary units of the Taimyr orogenic belt and the Siberian platform // Int. Geol. Review. 2017. Vol. 59. № 13. P. 1632–1656.
- Puetz S.J., Ganade C.E., Zimmermann U., Borchardt G. Statistical analyses of Global U–Pb Database 2017 // Geosci. Frontiers. 2018. Vol. 9. P. 121–145.

ГЕОТЕКТОНИКА № 5 2022

- *Rivers T.* Assembly and preservation of lower, mid, and upper orogenic crust in the Grenville Province—Implications for the evolution of large hot long-duration orogens // Precambrian Research. 2008. Vol. 167. P. 237– 259.
- 77. *Rubatto D*. Zircon: The metamorphic mineral // Rev. Mineral. Geochem. 2017. Vol. 83. P. 261–295.
- 78. Slagstad T., Marker M., Roberts N.M.W., Saalmann K., Kirkland C.L., Kulakov E., Ganerod M., Rohr T.S., Mokkelgjerd S.H.H., Granseth A., Sorensen B.E. The Sveconorwegian orogeny – Reamalgamation of the fragmented southwestern margin of Fennoscandia // Precambrian Research. 2020. Vol. 350. 105877.
- Spencer C.J., Cawood P.A., Hawkesworth C.J., Prave A.R., Roberts N.M.W., Horstwood M.S.A., Whitehouse M.J., EIMF. Generation and preservation of continental crust in the Grenville Orogeny // Geosci. Frontiers. 2015. Vol. 6. P. 357–372.
- Stacey J.S., Kramers J.D. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two stage model // Earth Planet. Sci. Lett. 1975. V. 26. P. 207–221.
- Steiger R.H., Jager E. Subcommission on geochronology: convention on the use of decay constants in geoand cosmochronology // Earth Planet. Sci. Lett. 1977. Vol. 36. P. 359–362.
- Stone D.B., Minyuk P., Kolosev E. New paleomagnetic paleolatitudes for the Omulevka terrane of northeast Russia: A comparison with the Omolon terrane and the eastern Siberian platform // Tectonophysics. 2003. Vol. 377. P. 55–82.
- Vermeesch P. On the treatment of discordant detrital zircon U–Pb data // Geochronology. 2021. Vol. 3. P. 247–257.
- Vernikovsky V., Vernikovskaya A., Pease V., Gee D. Neoproterozoic orogeny along the margins of Siberia. In: The Neoproterozoic Timanide Orogeny of Eastern Baltica. – Ed. by D.G. Gee, V. Pease, (Geol. Soc. London, Mem. 2004. Vol. 30), P. 233–248.
- Vernikovsky V.A., Vernikovskaya A.E. Central Taimyr accretionary belt (Arctic Asia): Meso-Neoproterozoic tectonic evolution and Rodinia breakup // Precambrian Research. 2001. Vol. 110. P. 127–141.
- Whitney D.L., Evans B.W. Abbreviations for names of rock-forming minerals // Am. Mineralogist. 2010. Vol. 95. P. 185–187.
- Wiedenbeck M., Allé P., Corfu F., Griffin W.L., Meier M., Oberli F., Von Quadt A., Roddick J.C., Spiegel W. Three natural zircon standards for U–Th–Pb, Lu–Hf, trace element and REE analyses // Geostandards Newsletter. 1995. Vol. 19. P. 1–23.

## Tectonic Evolution and Provenance of Lower Paleozoic Terrigenous Rocks of the Omulevka and Rassokha Terrains (North–East Russia)

S. N. Sychev<sup>a, b, c, \*</sup>, A. K. Khudoley<sup>a, b</sup>, O. Yu. Lebedeva<sup>a, b</sup>, S. D. Sokolov<sup>c</sup>, A. V. Rogov<sup>d</sup>, V. B. Khubanov<sup>e</sup>, A. N. Larionov<sup>b</sup>, P. A. Lvov<sup>b</sup>

<sup>a</sup>St.-Petersburg State University – Institute for Earth Sciences, 199034 St.-Petersburg, Russia <sup>b</sup>Karpinsky All-Russia Geological Research Institute, 199106 St.-Petersburg, Russia <sup>c</sup>Geological Institute of the Russian Academy of Sciences, 119017 Moscow, Russia <sup>d</sup>LLC Gold Mining, 677000 Yakutsk, Russia

<sup>e</sup>Geological Institute, Siberian Branch of Russian Academy of Sciences, 670047 Ulan-Ude, Russia \*e-mail: s.sychev@spbu.ru

The paper presents data on the geological structure of the Lower Paleozoic complexes of the Omulevka and Rassokha terranes, which are located in the western part of the Kolyma-Omolon microcontinent. The Lower Paleozoic rocks of the Omulevka terrane have predominantly terrigenous composition, and the Rassokha terrane terrigenous-volcanogenic. The analysis of U–Pb dating of detrital zircons made it possible to determine the location of sources of detrital material and the paleogeographic position of terranes in Lower Paleozoic period. Based on the obtained ages of detrital zircons, it follows that the main provenance of clastic material for the Ordovician–Silurian sediments of the Omulevka terrane was located on the northern and northeastern passive margin of the Siberian craton, whereas the Rassokha terrane was in the vicinity of the northeastern margin of the Laurentia and the northwestern margin of the Baltica during the Early Paleozoic.

*Keywords:* detrital zircons, provenances, Omulevka terrane, Rassokha terrane, U–Pb age of detrital zircons, tectonic evolution, passive margin

УДК 551.242.51

# ФОРМИРОВАНИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ НЕФТИ И ГАЗА В ГЛУБОКОПОГРУЖЕННЫХ УГЛЕВОДОРОДНЫХ СИСТЕМАХ: НА ПУТИ К УНИВЕРСАЛЬНОЙ ПОИСКОВОЙ КОНЦЕПЦИИ<sup>1</sup>

© 2022 г. Ю. А. Волож<sup>1</sup>, Л. А. Абукова<sup>2,</sup> \*, В. В. Рыбальченко<sup>3</sup>, О. И. Меркулов<sup>4</sup>

<sup>1</sup>Геологический институт РАН, Пыжевский пер., д. 7, 199017 Москва, Россия <sup>2</sup>Институт проблем нефти и газа РАН, ул. Губкина, д. 3, 119333 Москва, Россия <sup>3</sup>ПАО "Газпром", пр-кт Лахтинский, д. 2, 197229 Санкт-Петербург, м.о. Лахта-Ольгино, Россия <sup>4</sup>АО "Нижне-Волжский научно-исследовательский институт геологии и геофизики", ул. Московская, д. 70, 410012 Саратов, Россия \*e-mail: abukova@ipng.ru Поступила в редакцию 16.07.2022 г. Принята к публикации 06.09.2022 г.

Авторы статьи обосновывают ведущую роль в процессах нефтегазонакопления в нижних этажах солеродных бассейнов особого – автоклавного – типа углеводородных систем (УВС). По мнению авторов, автоклавные УВС представляют собой разномасштабные, тектонически и литологически экранированные флюидонасыщенные области литосферы, для которых характерно пространственно-временное сопряжение процессов генерации, первичной миграции и аккумуляции углеводородов (УВ) в обстановке гидродинамической стагнации, возрастной идентичности флюидов и флюидовмещающих пород. В статье рассматривается место автоклавных углеводородных систем в иерархическом ряду разноранговых нефтегазолокализующих объектов "увосфера → нефтегазоносный этаж → углеводородная система → нефтегазоносный комплекс → нефтегазоносный горизонт". Основное внимание уделено очаговым автоклавных углеводородных систем сегрегация углеводородов (при достижении термобарического порога фазообособления нефти, конденсата и газа) из однофазного флюида приурочена к зонам пониженных гидродинамических потенциалов, а локализация свободных углеводородов преимущественно происходит *in situ*.

*Ключевые слова:* геофлюидодинамическая концепция поисков углеводородов, сейсмостратиграфические комплексы, большие глубины, гидродинамическое экранирование, очаговый тип автоклавных углеводородных систем, пластовые и поровые давления

**DOI:** 10.31857/S0016853X22050095

#### **ВВЕДЕНИЕ**

Время обогнало недолгую историю открытий крупных и уникальных месторождений нефти и газа на сравнительно небольших глубинах в нефтегазоносных провинциях (НГП). Смена технологических укладов не сделала углеводородные ресурсы менее востребованными, напротив, сфера применения углеводородов (УВ) расширяется (вплоть до пищевой промышленности). Альтернативных предложений по стратегическим направлениям поисков и разведки новых нефтегазовых гигантов немного, среди приоритетов — освоение больших глубин осадочно-вулканогенного слоя Земли [11, 19, 21, 52]. Крупные нефтяные компании различных стран на протяжении последних 15—20 лет небезуспешно использовали свои технологические разработки, технические и финансовые возможности для поиска нефти и газа на больших глубинах.

Несмотря на достигнутые успехи глубоководного и континентального бурения, геологическая информация о глубокопогруженных пластовых системах ограничена экономическими и техническими рисками проведения работ по бурению, выносу керна, исследованиям геолого-промысловых параметров продуктивных пластов в сложных горно-технических условиях.

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Дополнительная информация для этой статьи доступна по doi 10.31857/S0016853X22050095 для авторизованных пользователей.

В этой ситуации повышается необходимость развития научных основ поиска и разведки уникальных и крупных месторождений нефти и газа на больших глубинах [3, 19, 42, 48, 49, 55]. К вопросам первостепенной важности относятся:

 – более точный учет онтогенеза глубокопогруженных месторождений при обосновании элементов нефтегазогеологического районирования;

 выявление различий геофлюидодинамических механизмов локализации УВ в пределах верхних и нижних нефтегазоносных этажей (НГП);

 детализация особенностей образования и сохранения глубокопогруженных углеводородных систем (УВС).

Поэтому целью нашего исследования является развитие научных представлений о механизмах формирования месторождений углеводородов на больших глубинах, в том числе — в условиях соляной тектоники.

В статье авторы выдвигают гипотезу, на которой построена авторская концепция. Наша концепция находится на завершающем этапе построения логической модели, она требует дополнительного подтверждения фактами, получение которых в значительной мере зависит от возобновления поисково-разведочных работ на нефть и газ в России на глубинах свыше 6 км. Поэтому советы, полемика, критические замечания со стороны научного сообщества будут способствовать усилению научной аргументации предлагаемой концепции поиска уникальных и крупных месторождений углеводородов на больших глубинах.

#### УВС В ИЕРАРХИИ НЕФТЕГАЗО-ЛОКАЛИЗУЮЩИХ ОБЪЕКТОВ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ ПРОВИНЦИЙ

#### УВС как современное направление нефтегазогеологического районирования

В настоящее время в России сосуществуют два методологических подхода к нефтегазогеологическому районированию. Они равно востребованы, несмотря на унаследованные от прежних разработок различия в смысловом содержании одних и тех же терминов и определений.

Терминологическую и смысловую неопределенность внесли допущенные неточности перевода на русский язык. Термин "нефтегазоносная провинция" (petroliferous province) вмещает в себя понятие "perиoн" – "region", однако "region" был переведен на русский язык как "область" [7].

Элементы двух систем районирования нередко используются совместно, дополняя друг друга в соответствии с особенностью решаемых задач.

Первый принцип – бассейновый – был предложен И.О. Бродом, Н.Б. Вассоевичем, И.В. Вы-

соцким [7, 8]. В качестве фактографической базы его обоснования используются данные об особенностях геологического строения плит древних платформ, краевых прогибов герцинских складчатых систем, а также внешних прогибов покровноскладчатых областей мезо-кайнозойского возраста. В основе имеющихся материалов И.О. Брод [7] сформулировал понятие о нефтегазоносных бассейнах как об основных вместилищах месторождений углеводородов, приуроченных к замкнутым впадинам и прогибам, выполненным относительно мощными слабодеформированными и слабо катагенетически измененными осалочными толщами, содержащими скопления нефти. Предполагалась совместимость границ нефтегазоносных бассейнов с распространением слабодеформированных осадочных толш современных отрицательных элементов земной коры. Это исключало из рассмотрения нефтегазоносные отложения осадочного чехла антеклиз древних платформ и краевых прогибов герцинских складчатых сооружений (например, Волго-Уральской антеклизы и Предуральского краевого прогиба), частично испытавших инверсию и образующих в современной структуре положительные или моноклинальные формы. Кроме того, подобное ограничение оставляло за границами бассейна значительную часть разреза осадочного чехла плит молодых платформ, межгорных впадин областей постколлизионной орогении, а также впадин краевых и окраинных морей, представленных значительно деформированными и катагенетически сильно измененными отложениями (доплитные и складчатые геодинамические сейсмокомплексы). Частично недостатки были устранены Н.Б. Вассоевичем [8], предложившим дополнить определение О.К. Брода [7] учетом онтогенетических стадий формирования скоплений углеводородов. Таким образом, по О.К. Броду [7], с дополнением Н.Б. Вассоевича [8], "нефтегазоносный бассейн" - это разнообразные по геотектоническому положению, строению и размерам впадины в современной структуре земной коры, выполненные относительно мощными нормальными осадочными толщами, содержащими скопления нефти и газа. Распространение последних определяется особенностями геологического строения и гидрогеологической обстановки бассейнов, для которых характерно сопряжение процессов генерации, эмиграции, миграции, аккумуляции и консервации углеводородов.

Второй принцип — провинциальный; он основан на выделении территорий, в пределах которых тектонические, литологические, геохимические и гидрогеологические процессы, составляющие онтогенез углеводородов, близки по пространственно-временны́м параметрам проявлений [6, 20, 25].

В трактовке А.А. Бакирова с соавт. [6] под нефтегазоносной провинцией понимается единая



**Рис. 1.** Организационная структура УВС (в соотношении с ранее принятыми системами нефтегазогеологического районирования).

территория, объединяющая смежные нефтегазоносные области со сходными чертами геологического строения и развития, в том числе — стратиграфическим положением основных регионально нефтегазоносных отложений в разрезе.

Начиная с 1970-х годов, стало активно развиваться новое методологическое направление количественной оценки ресурсов углеводородов на основе концепции генерационно-аккумуляционных углеводородных систем (ГАУС) в трактовке Н.В. Вассоевича [8], Н.В. Лопатина [22, 23].

Dow с соавт. [41], Demaison с соавт. [39], Perrodon с соавт. [50] было сформулировано понятие "углеводородная система" как совокупность взаимозависимых элементов геологической среды таких, как нефтегазоматеринские толщи, ловушки, покрышки, а также процессов образования ловушек, генерация, аккумуляция, миграция, консервация углеводородов. Под их действием в осадочном чехле формируется общность генетически родственных месторождений нефти и газа [35].

В завершенном виде суть концепции изложена в публикациях Magoon с соавт. [47] По определению Magoon [47] углеводородной системой является естественная флюидальная углеводородная система, которая включает глубокопогруженный очаг активных нефтегазоматеринских пород (основной источник), все связанные с ним залежи нефти и газа и нефтегазопроявления, элементы и процессы, необходимые для формирования и сохранения аккумуляций углеводородов.

В такой интерпретации определение "углеводородная система" оказалось на пересечении двух основных подходов к нефтегазогеологическому районированию и в этом качестве вместила в себя их важнейшие характеристики (рис. 1):

 связь осадочного бассейна с углеводородным потенциалом нефтегазоматеринских отложений;

 – генетическая обусловленность материнских пород и автохтонных углеводородов.

За последующие 30 лет знания об углеводородных системах значительно обогатились за счет развития научных представлений о глобальной увосфере как планетарной совокупности нафтидов и ее разномасштабных нефтегазолокализующих объектах (НГЛО) [13, 28, 30, 36] (рис. 2).

Б.А. Соколов с соавт. [35, 36] полагал, что нижняя граница увосферы условно очерчена изотермой, отвечающей критической точке воды. Мы считаем, что нижней границей увосферы служит консолидированная кора континентов, согласно современным геолого-геофизическим данным, представляющая собой переработанный тектономагматическими процессами осадочный чехол предшествующих геотектонических этапов развития региона [3]. Консолидированная кора рассматривается как остаточный слой стратисферы,



Рис. 2. Структурная организация увосферы Земли (по данным [3]).

Залежь углеводородов

Генерационно-аккумуляционный

мини-очаг

Месторождение углеводородов

переработавший весь запас органического вешества (ОВ), т.е. исчерпавший свой углеводородный потенциал, накопленный при преобразовании коры океанического типа в кору континентального типа [22].

Зона нефтегазонакопления

Местоскопление углеводородов

#### Соотношение таксонов нефтегазолокализующих объектов и сейсмостратиграфических подразделений

Классическая углеводородная система представлена триадой [47]:

"материнская толща → покрышка → коллектор". По нашему представлению, она является центральным элементом более обшей совокупности нефтегазолокализующих объектов (НГЛО), иерархический ряд которой образован пятью таксонами:

"увосфера ⇒ нефтегазоносный этаж ⇒ углеводородная система ⇒ нефтегазоносный комплекс  $\Rightarrow$  нефтегазоносный горизонт".

Это определяет ее роль в проявлении пространственно-временных закономерностей размещения скоплений углеводородов.

Нефтегазоносный этаж – это часть вулканогенно-осадочного слоя НГП, но при сложном строении провинции – одной или нескольких ее частей (субпровинций), перекрытая эффективными региональными покрышками, нередко

соленосными. Нефтегазоносные этажи являются наиболее значимыми элементами нефтегазогеологического районирования в формировании геофлюидодинамической специализации осадочного чехла и продуктивности в отношении нефтегазоносности. Многие нефтегазоносные провинции (НГП) в строение которых входят два нефтегазоносных этажа, содержат уникальные и гигантские месторождения нефти и газа, среди них – бассейн Персидского залива, Прикаспийская, Западно-Сибирская НГП [2, 15, 16, 29].

с гидродиамическим

экраниро ванием

Установлено соответствие между таксонами НГЛО и возрастными сейсмостратиграфическими подразделениями (сейсмостратонами) земной коры. Такое соотношение проявляет свойство нефтегазообразования как процесса, сопровождающего развитие осадочных бассейнов [29], оно также отражает генетическую связь естественных геологических тел различной спецификации, наиболее полно выявляемую в 3D + t геологическом пространстве земной коры [5]. Вертикальные (опосредованно и возрастные) параметры каждого НГЛО определяются видом соответствующего сейсмостратона, а его площадное распространение находится в границах таксонометрических единиц нефтегазогеологического районирования (табл. 1).

Сейсмостратоны (вертикальные сейсмостратиграфические подразделения) разных рангов

opы
й к
MHG
й зе
нна
дел(
pa3,
ΠОП
XИХ
ю
фи
trpa
рать
остј
1CM
l cei
ов и
ekT
0бъ
ХИЈ
/ЮП
ίиз
окал
30Л(
era
ефт
)B H
оно
rakc
иел
пен
IOH
COO
1. 0
Шa
ЮЛЬ
Ĩ

Нефтегазолока.	изующие объекты	Сейс	смостратиграфические по	цразделения земной коры	
			таксоны различной	специализации	
ранговые уровни	таксоны	геодинамическая	дислокационная	тектоно- седиментационная	седиментационная
Трансрегиональный	Увосфера земной коры нефтегазоносной провинции	Осадочно-вулканоген- ный слой (осадочный чехол) земной коры	I	I	I
Региональный	Нефтегазоносный этаж	Геодинамические сейсмогеологические комплексы осадочного чехла (плитный, доплитный, складчатый)	Дислокационные сейсмогеологические комплексы (надсолевой, солевой, подсолевой)	I	I
Субрегиональный	Углеводородная система	Γ	Сейсмогеологические этажи (их совокупность)	Сейсмогеологические этажи (их совокупность)	I
Зональный	Нефтегазоносный комплекс	Ι	Ι	Квази-синхронные сейсмокомплексы (их совокупность)	Седиментационная система (секвенс- стратиграфические подразделения 1-го и 2-го порядков)
Локальный	Нефтегазоносный горизонт	Ι	Ι	Ι	Седиментационная система (секвенс- стратиграфические подразделения 3-го и 4-го порядков)

ГЕОТЕКТОНИКА № 5 2022

## ФОРМИРОВАНИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ НЕФТИ И ГАЗА

31

Таксоны НГЛО	Таксоны нефтегазогеологического районирования	Классификационные признаки НГЛО разных рангов
Увосфера	Нефтегазоносная провинция	Современные геодинамические, тектонические и седиментационные режимы
Нефтегазоносный этаж	Нефтегазоносная субпровинция	Геофлюидодинамический режим
Углеводородная система	Нефтегазоносная область	Механизмы формирования месторождений углеводородов
Нефтегазоносный комплекс	Зона нефтегазонакопления (для проточных углеводородных систем); генерационно-аккумуляционный мини-очаг (для автоклавных углеводородных систем)	Структурные, литофациальные и геохимические параметры
Нефтегазоносный горизонт	Месторождение углеводородов (для проточных углеводородных систем); местоскопление углеводородов (для автоклавных углеводородных систем)	Типы резервуаров

Таблица 2. Соотношение таксонов нефтегазолокализующих объектов (НГЛО) и объектов и нефтегазогеологического районирования

подчиняются последовательности напластования (чем выше пласт, тем он моложе) и принципу суммирования времени (возраст каждого сейсмостратона равен возрасту совокупности составляющих стратонов более низкого ранга). Выделены сейсмостратоны тектоно-динамической и тектоноседиментационной специализаций; каждому из них присущ собственный латеральный ряд [10, 29].

Углеводородная система занимает центральное положение в таксонометрическом ряду НГЛО земной коры, что определяет ее роль в проявлении пространственно-временны́х закономерностей размещения скоплений углеводородов (табл. 2).

#### Формирование углеводородных систем

Формирование углеводородных систем является сложным естественным в геологической истории Земли процессом, находящимся в поле влияния многочисленных и разномасштабных геологических факторов. Это лишает простоты вопрос о типах углеводородных систем, механизмах нефтегазонакопления и условиях фазообособления миграционно-способных углеводородов из однофазного флюида.

В мире достоверно установлены сотни углеводородных систем [12, 13, 30, 50, 55]. Выявлена многофакторная природа их образования, предложены некоторые подходы к классификации, в том числе — по различиям в литолого-тектоническом строении резервуаров, типе керогена нефтегазоматеринских пород, количестве питающих материнских толщ, соотношению в углеводородных системах традиционных и нетрадиционных скоплений нефти и газа, способам экранирования залежей и т.д. [49, 53].

Наиболее полно концепция генерационно-аккумуляционных углеводородных систем (ГАУС) изложена в работах Н.В. Лопатина с соавт. [23, 24]. Ценным представляется предложение по учету в онтогенетической цепи таких стадий, как эволюция и ремиграция [34]. Между тем, данная концепция обоснована в большей мере для условий верхних нефтегазоносных этажей, которым характерно развитие дренируемых (гидродинамически открытых) углеводородных систем.

Онтогенез ГАУС дополнен нами механизмами развития в нижних нефтегазоносных этажах бездренажных — гидродинамически (квази)закрытых — углеводородных систем, названных нами автоклавными (табл. 3). Мы считаем, что автоклавные углеводородные системы представляют собой разномасштабные, тектонически и литологически экранированные флюидонасыщенные области геосферы, для которых характерно пространственно-временное сопряжение процессов генерации, первичной миграции и аккумуляции углеводородов в обстановке гидродинамической стагнации, возрастной идентичности флюидов и флюидовмещающих пород. Отметим два важных обстоятельства.

Первое обстоятельство касается импеданса углеводородной системы как критерия уровня сохранности залежей нефти и газа от рассеивания, диссипации углеводородов во внешнюю среду [23]. В этом качестве импеданс выступает как критически важный геологический фактор, ответственный за уменьшение энтропии системы. Считает-

21,	
M	
HHH	
ОДЗ	
е (п	
кор	
ной	
зем	
() B	
<b>yB</b> (	
em (	
сист	
PIX (	
ндо	
dore	
левс	
я уг.	
ани	
IpoB	
AMQ	
офг	
13Mb	
хань	
e Me	
ШИ	
веду	
йиј	
аже	
X ЭТ	
ски	
энис	
ЮГО	
sore	
erac	
фа	
TIBI F	
Тил	_
la 3.	34])
блип	33,
Ta(	5,

	уровень импеданса	Низкий		Высокий (средний)
	миграционно- дренажный стиль	Горизонтально дренируемый		Вертикально дренируемый
системы	объем эмиграционного потока (генерированных углеводородов)	Дефицитный		Профицитный (равновесный)
Углеводородные	формула онтогенеза * основные глубины проявления	ГЭМАЭР: Генерация ⇒ Эмиграция ⇒ Миграция вторичная (преимуляция ⇒ Аккумуляция ⇒ Эволюция ⇒ Разрушение * Глубины до 1-2 км и ниже	юнально выдержанный флюидоупор	ГЭМАК: Генерация ⇒ Эмиграция ⇒ Миграция вторичная (преимуциственно вертикальная) ⇒ аккумуляция ⇒ Эволюция ⇒ Ремиграция * Глубины от 2–5 км и ниже
	тип углеводородных систем	Открытый	Pezu	(Квази) открытый
) Нефтегазоносные этажи	геофлюидодинамическая спецификация	Пост-инфильтрационный режим Параметры: – зональное распространение; – преимущественно латеральная миграция. Характер распространения: – пластовый; – пластовый; равно гидростатическому)		Элизионный режим Параметры: – региональное распространение; – значительно затрудненный водообмен; – преимущественно вертикальная миграция. Характер распространения: – очаговый; – пластовое давление различно и зависит от литостатических нагрузок
22, 33, 34]	типы этажей		Верхний	

## ФОРМИРОВАНИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ НЕФТИ И ГАЗА

	уровень импеданса		Высокий	(;)
	миграционно- дренажный стиль	еским нагрузкам	Бездренаж- ный/Верти- кально дренируемый в периоды восходящих тектонических движений)	
системы	объем эмиграционного потока (генерированных углеводородов)	чивый к термобарич	Профицитный	Профицитный
Углеводородные	формула онтогенеза * основные глубины проявления	и (субпровинций)) флюидоупор и устой ственно соленосный) комплекс)	ГЭАЭК: Генерация ⇒ Эмиграция ⇒ Аккумуляция ⇒ Аконсервация ⇒ консервация ⇒ глубины от 5–15 км и ниже	ЭАЭК: Эмиграция⇒ Аккумуляция ⇒ Аволюция ⇒ Консервация ⇒ * Глубины от 5–15 км и ниже
	тип углеводородных систем	лределах провинци иределах	Очаговый (автоклавный)	Блочный (автоклавный)
Нефтегазоносные этажи	геофлюидодинамическая спецификация	Трансрегиональный (выдержанный в	Стагнационный режим Параметры: – региональное распространение; – отсутствие водообмена с внешней средой; – массоперенос внутри резервуара; – возможна вертикальная миграция в периоды восходящих тектонических движений; – пластовое давление с внутренней границы резервуара равно поровому с внешней границы	Стагнационный режим Параметры: – зональное распространение; – отсутствие водообмена с внешней средой; – массоперенос внутри резервуара по трещинному пространству; – преимущественно вертикальная миграция в периоды восходящих тектонических движений; – высокие поровые давления
	типы этажей		Нижний	

ВОЛОЖ и др.

34

Таблица 3. Окончание

Параметры	Углеводородные системы	
	надсолевая	подсолевая
Глубины	от 1–2 до 3– 5 км	от 5-8 до 15-20 км
Позиция в пределах земной коры	Осадочный чехол (верхняя часть)	Осадочный чехол (нижняя часть)
Геофизические (сейсмические границы)	Региональные отражающие горизонты	Нижняя граница чехла — преломляющий горизонт К <sub>о</sub>
Основной тип геофлюидодинамического режима	Квази-открытый в течение всей геологической истории	(Квази)закрытый и стагнационный в геологический период от верхне- пермского до настоящего времени
Характерный тип углеводородных систем	Проточный	Автоклавный

**Таблица 4.** Характеристики элементов региональной углеводородной системы Прикаспийской нефтегазоносной провинции

ся, что латерально дренируемым углеводородным системам характерен низкий импеданс, а вертикально-дренируемым — высокий [23]. На наш взгляд, очаговым автоклавным углеводородным системам также характерен высокий импеданс за счет совокупности геолого-геофизических факторов, обеспечивающих надежность сохранности генерированных углеводородов в резервуарах, имеющих всестороннюю изоляцию от внешней геологической среды.

Второе важное обстоятельство — степень достоверности выделения углеводородных систем. Генерационно-аккумуляционные УВС, образованные под контролем классических инфильтрационных и элизионных режимов. В превалирующем большинстве они относятся к достоверно установленным, реже — к прогнозным [23, 47].

Мадооп с соавт. [47] рассматривает статус автоклавной углеводородной системы (УВС) как вероятный, поскольку такой статус базируется, в основном, на логической модели автоклавной УВС, построенной на предположении о ее геологических и физических параметрах. Доказательство реальности предполагаемых свойств автоклавной УВС возможно при проведении дальнейших научных исследований и комплексных геолого-разведочных работ.

#### АВТОКЛАВНЫЕ УВС ПОДСОЛЕВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

#### Типы УВС осадочного чехла

Различия в процессах нефтегазообразования и нефтегазонакопления в верхних и нижних этажах нефтегазоносных провинций выявлены давно [9, 15, 32, 36]. Они проявлены в термобарических параметрах геологической среды, геохимии флюидов, петрофизических и емкостно-фильтрационнных свойствах пород резервуаров и покрышек, масштабах первичной и вторичной миграции уг-

ГЕОТЕКТОНИКА № 5 2022

леводородов, а также в других факторах, влияющих на процессы генерации и аккумуляции нефти и газа в пределах подчиненных НГЛО (табл. 4).

УВС дренируемого (квазиоткрытого) типа с пространственно развитой дренажной сетью на катагенных глубинах находятся под режимом затрудненного водообмена, это обеспечивает вековое перемешение вместе с водой углеводородных флюидов по направлениям снижения гидродинамического потенциала. Максимальные значения гидродинамического потенциала приурочены к очагам нефтегазообразования, где повышение пластовых давлений прямо связано с интенсивной флюидогенерацией (CH<sub>4</sub>, H<sub>2</sub>S, CO<sub>2</sub>, H<sub>2</sub>). К пьезоминимумам тяготеют зоны нефтегазонакопления, расположение которых определяется генетическими особенностями соответствующей водонапорной системы (элизионной/инфильтрационной) [2, 9, 18]. Для условий подсолевого комплекса бортовых частей Прикаспийской впадины зоны нефтегазонакопления связаны с элизионным водообменом, оттеснением генерированных углеводородов от центральных наиболее погруженных частей разреза к бортам впадины [14, 17, 18, 28].

# Особенности автоклавной УВС подсолевых отложений

Общие сведения. В порядке отступления заметим, что в научной литературе не раз поднимался вопрос об автономных углеводородных системах. К автономным углеводородным системам предлагается относить такие геологические системы, в которых [13, 25, 30, 33, 37]:

 структурные, литологические, геофлюидодинамические и геохимические преобразования совокупно направлены на сохранение ее целостности;  процессы вещественной (и возрастной) трансформации зависят от внутренних свойств системы больше, чем от внешнего воздействия;

 – массообмен с внешним окружением практически отсутствует и/или значительно затруднен.

В.А. Скоробогатов с соавт. [34] полагает, что сингенетичное газо- и нефтенакопление возникает в автономных генерационно-аккумуляционных толщах без масштабных субвертикальных перетоков газа.

Для жестких термобарических условий, на наш взгляд, более применимо определение "котел-реактор", введенное в геологический терминологический аппарат А.А. Трофимуком [38]. По физическому смыслу данное определение является близким аналогом предлагаемому нами термина "автоклавная система". Значение термина автоклавная система сводится к обозначению совокупности физико-химических процессов, происходящих внутри системы без отвода продуктов реакций, обеспечивающих длительное сохранение гомогенного состояния флюидов, однако, допускающих фазообособление углеводородов при резких скачках пластового давления. По своей физической сущности автоклавная УВС является термодинамически открытой и гидродинамически (квази)закрытой.

Автоклавные углеводородные системы характерны для подсолевых комплексов солеродных бассейнов, в которых первичная седиментационная мощность соленосной толщи (>2 км) достаточна для проявления процессов галокинеза (Прикаспийский, Голф-Кост и др.). В осевых частях глубокопогруженных комплексов осадочного чехла нефтегазоносных провинций молодых и древних платформ, а также межгорных впадин областей постколлизионного орогенеза (Таримская НГП, Ферганская НГП и др.) распространены только их аналоги, которыми являются нефтегазоматеринские свиты, залегающие в низах разреза классических углеводородных систем в виде маломощных сланцевых обогащенных органическим веществом толщ (баженовская свита).

Прогнозируя свойства автоклавных УВС, отметим, что у них возникают общие свойства с классическими углеводородными системами такие, как:

 – статус иерархической единицы в общей системе НГЛО;

 – эволюционный характер развития геологической среды;

 – генетическое родство с единой нефтегазоматеринской толщей и, как следствие, – с единым семейством углеводородов;

 – этапность флюидогенерации, сопровождающей катагенную трансформацию органического вещества;  зависимость фазового состояния углеводородов от термобарических условий.

Отличительными факторами формирования автоклавных углеводородных систем являются следующие:

 отсутствие разобщенности нефтегазоматеринской толщи, коллектора и покрышки, что определяет пространственную сопряженность очагов нефтегазообразования и зон нефтегазонакопления;

 – резкое снижение влияния вторичной миграции углеводородов как фактора формирования зон нефтегазонакопления;

 проявление режима гидродинамической стагнации с увеличением глубины;

 повышение роли литостатической нагрузки как фактора внешнего барического воздействия;

 прерывистость (многоактность) хода катагенетических превращений органического вещества при снижении со временем (млн лет) и увеличением глубины (км) скорости катагенетических превращений органического вещества.

В условиях гидродинамической закрытости не структурный, а барометрический фактор становится главенствующим в определении пространственного положения месторождений углеводородов [31, 32].

На основании проведенных нами исследований применительно к Прикаспийской НГП усиление влияния барического режима на локализацию углеводородов в пределах автоклавных углеводородных систем связано с совокупным воздействием ряда факторов, к которым мы отнесли:

 облекание нефтегазоматеринскими толщами нефтегазосборных резервуаров (внутриформационных карбонатных построек и подводных конусов выноса) [29];

 – резкие сбросы пластового и порового давлений на этапах эрозий и падений уровня морских водоемов [4];

 возникновение неоднородности барического поля под влиянием соляной тектоники [5];

 снижение градиентов пластовых температур с увеличением глубины [10].

Автоклавная углеводородная система может быть представлена двумя типами: блочным и очаговым. В настоящей работе детализируются особенности автоклавной очаговой углеводородной системы [2, 3, 10].

Пространственная сопряжениность очагов нефтегазообразования и зон нефтегазонакопления. Прикаспийская НГП показала, что одной из ключевых особенностей механизма нефтегазонакопления в глубокопогруженных автоклавных очаговых углеводородных систем является пространственная сопряженность процессов нефтегазообразования


**Рис. 3.** Сравнение механизмов нефтегазонакопления в классической УВС и очаговой автоклавной УВС. (а) — мини-бассейн классической УВС (формирование местоскоплений углеводородов с участием вторичной миграции), (по данным [22]);

(б) — генерационно-аккумуляционный мини-очаг автоклавной УВС (с механизмом формирования месторождений углеводородов *in situ* в бездренажной среде).

1-3 – границы гидродинамически замкнутых зон: 1 – регионально выдержанные, 2 – локальные для: a – внутрикарбонатных платформ,  $\delta$  – подводных конусов выноса, 3 – нефтегазонакопления в дренируемых УВС; 4 – направления вторичной миграции углеводородов в дренируемых УВС; 5 – бездренажная гидродинамическая среда в автоклавных очаговых УВС

и нефтегазонакопления. В этом случае в пределах зоны нефтегазонакопления формируются локальные генерационно-аккумуляционные мини-очаги, как следствие, повышается роль эмиграции углеводородов и практически нивелируется вторичная миграция (рис. 3).

Формирование скоплений углеводородов *in situ* происходит как в терригенных, так и в карбонатных породах Прикаспийской НГП [26]. На основании более 1000 анализов по методу Rock-Eval (для более 40 площадей), пород различного возраста и литологии) выявлена тесная корреляционная связь между объемами фазообособленных ( $S_1$ ), генерированных ( $S_2$ ) углеводородов и

ГЕОТЕКТОНИКА № 5 2022

общим содержанием органического вещества в породе (ТОС) (табл. 5).

Проявление гидродинамической стагнации геологической среды. Снижение скорости миграции флюидов является основной особенностью автоклавных очаговых углеводородных систем. Резкое сокращение скоростей движения вод и углеводородов в нижних этажах нефтегазоносных провинций обеспечили широкое развитие обстановок застойного и стагнационного водообмена [2, 45, 51, 54]. Последующие наблюдения уточнили, что квазизастойный режим проявляется на глубинах свыше 4 км, где скорости движения вод сопоставимы со скоростями тектонических движений водоносных комплексов [9, 50, 53].



Рис. 4. Проявление стагнационного водонапорного режима с увеличением глубины, выраженное снижением градиента аномальности пластовых давлений.

(а) – Джунгарский бассейн, (по [46]); (б) – бассейн Альберта, (по [49]).

J. Toth [54] предложил модель возникновения локальных центров гидродинамической стагнации при отсутствии влияния областей внешнего и внутриформационного питания и разгрузки. В последнее время на ее основе выполнен успеш-

Таблица 5. Коэффициенты корреляции между геохимическими показателями генерации углеводородов по Прикаспийской НГП (по [26]).

	TOC (%)	S1 – (mg/g)	S2 – (mg/g)
TOC	1	0.82	0.92
$\mathbf{S}_1$	—	1	0.82
$S_2$	—	—	1

Примечание. S<sub>1</sub> — свободные углеводороды, способные сформировать залежь (мг/г); S<sub>2</sub> — генерированные углеводороды, отражающие нефтематеринский потенциал (мг/г); TOC (%) — органический углерод (источник углеводородов).

ный прогноз пространственного положения зон аккумуляции углеводородов [45, 51].

Прямые методы диагностики стагнационных водонапорных систем пока не разработаны. Опосредованно стагнацию гидродинамических потоков в резервуарах возможно фиксировать по равенству или снижению коэффициентов аномальности давлений с глубиной опробования при сохранении роста пластовых давлений. Зачастую сверхгидростатические давления сохраняются (и слабо наращиваются) на больших глубинах, но градиент пластовых давлений с глубиной снижается или стабилизируется (рис. 4).

Подобные проявления барического режима известны по Прикаспийскому, Западно-Сибирскому, Волго-Уральскому, Тимано-Печорскому и многим другим геологическим регионам. Стабилизация с глубиной градиентов пластовых давлений представляет собой зону барогенерационного молчания [14].

В Прикаспийской НГП гидродинамическая стагнация также выражена в том, что поровые давления в нефтегазоматеринских породах, облекающих карбонатные массивы и палеодельтовые образования на больших глубинах, сравниваются с пластовыми давлениями в резервуарах. В таких условиях гидродинамические условия перестают быть динамическими в привычном понимании этого термина. Дренажность геологической среды становится ничтожно малой, а выравненность гидродинамического потенциала по объему превращается в одно из главных свойств автоклавных УВС.

Стагнационный режим во времени и пространстве может проявляться как полностью, так и фрагментарно. Распределение гидродинамических потенциалов в конкретной ситуации подтверждает, что такой режим формируется на больших глубинах (см. рис. 4). При этом только одна из фаз может быть подчинена стагнационному режиму (см. рис. 4, б).

Теория гидродинамических потенциалов позволяет описать гидродинамическое экранирование углеводородов условием равенства потенциалов по замкнутому контуру (гидродинамическому замку) [31–33, 43, 54].

Зависимости гидродинамического потенциала от плотности флюида, пластового давления, выведенные М. Хаббертом [43] соответственно для воды и нефти (газа) таковы:

$$\Phi_{\rm B} = zg + \frac{P_{\rm nn}}{\rho_{\rm B}},\tag{1}$$

$$\Phi_{\mathrm{H}(\mathrm{r})} = \frac{\rho_{\mathrm{H}(\mathrm{r})}}{\rho_{\mathrm{B}}} \Phi_{\mathrm{B}} - \left[\frac{(\rho_{\mathrm{B}} - \rho_{\mathrm{H}(\mathrm{r})}}{\rho_{\mathrm{H}}}\right] h_{\mathrm{B}} - z, \qquad (2)$$

где  $\Phi_{\rm B}$  — потенциальная энергия воды,  $\Phi_{\rm H(r)}$  — потенциальная энергия нефти (газа),  $\rho_{\rm B}$  — плотность воды,  $\rho_{\rm H(r)}$  — плотность нефти (газа), H — высота, на которую поднят флюид, G — ускорение свободного падения.

Общий потенциал силового поля ( $\Phi_i$ ) в любой точке углеводородной системы может быть выражен через потенциальную и кинетическую виды энергии.

$$\Phi_i = U + T + \frac{P_i}{\rho_i},\tag{3}$$

где U — потенциальная энергия флюида, T — кинетическая энергия флюида,  $P_i$  — пластовое давление в произвольной точке,  $\rho_i$  — плотность флю-ида в произвольной точке.

ГЕОТЕКТОНИКА № 5 2022

Полный гидродинамический потенциал флюидонасыщенного комплекса определяется его максимальным значением, который, во-первых, соответствует самой глубокой точке системы, вовторых, равен литостатическому давлению в самой глубокой точке пласта, приведенному к

плотности флюида  $\frac{P_{\text{лит}}}{\rho_{\Phi}}$ . Таким образом, литоста-

тическое давление выступает как критическое значение пластовой энергии [32].

Потенциальная энергия флюида (U) в произвольной точке пласта определится разностью литостатических и гидростатических давлений, отнесенным к плотности флюида.

$$U = \frac{P_{\text{лит}}^{i}}{\rho_{\phi}^{i}} - \frac{P_{\text{гидр}}^{i}}{\rho_{\phi}^{i}}$$

где  $P_{\text{лит}}^{i}$  – литостатическое давление в произвольной точке системы,  $P_{\text{гидр}}^{i}$  – гидростатическое давление в произвольной точке системы,  $\rho_{\Phi}^{i}$  – плотность флюида в произвольной точке системы.

Кинетическая энергия (*T*) флюида в произвольно взятой точке определится разностью литостатических давлений в самой глубокой точке системы и произвольно взятой, отнесенными к плотности флюида:

$$T = \frac{P_{\rm o}}{\rho_{\rm \Phi}^i} - \frac{P_{\rm nut}^i}{\rho_{\rm \Phi}^i},$$

где  $P_0$  — литостатическое давление в самой глубокой точке пласта.

С учетом введенных зависимостей уравнение (1) может быть переписано следующим образом:

. . . . .

$$\Phi_i = \frac{P_o}{\rho_{\Phi}^i} = U + T + \frac{P_i}{\rho_i} = \left(\frac{P_{\Pi \mu T}^i}{\rho_{\Phi}^i} - \frac{P_{\Pi \mu T}^i}{\rho_{\Phi}^i}\right) + \left(\frac{P_o}{\rho_{\Phi}^i} - \frac{P_{\Pi \mu T}^i}{\rho_{\Phi}^i}\right),$$

Отсюда условия вычисления пластового давления в открытой системе выглядят следующим образом:

$$\frac{P_i}{\rho_i} = \frac{P_o}{\rho_{\Phi}^i} - \left(\frac{P_{\text{лит}}^i}{\rho_{\Phi}^i} - \frac{P_{\text{гидр}}^i}{\rho_{\Phi}^i}\right) - \left(\frac{P_o}{\rho_{\Phi}^i} - \frac{P_{\text{лит}}^i}{\rho_{\Phi}^i}\right).$$
(4)

Для гидродинамически закрытой системы зависимость (4) модифицируется в (5), поскольку физически при отсутствия притока и оттока флюидов в системе гидродинамический потенциал во всей системе одинаков.

$$\Phi_{i} = \frac{P_{o}}{\rho_{\Phi}^{i}} = U + T + \frac{P_{\Pi\Pi}}{\rho_{\Phi}} =$$

$$= \left(\frac{P_{\Pi\Pi\Pi}^{i}}{\rho_{\Phi}^{i}} - \frac{P_{\Pi\Pi\Pi}^{i}}{\rho_{\Phi}^{i}}\right) + \left(\frac{P_{o}}{\rho_{\Phi}^{i}} - \frac{P_{\Pi\Pi}^{i}}{\rho_{\Phi}^{i}}\right) = \text{constant.}$$
(5)

После преобразования формула приобретает вид:

$$\frac{P_{\pi\pi}}{\rho_{\Phi}} = \frac{P_{\tau\mu\pip}^{i}}{\rho_{\Phi}^{i}} + \left(\frac{P_{\pi\mu\tau}^{i}K}{\rho_{\Phi}^{i}} - \frac{P_{\pi\mu\tau}^{i}}{\rho_{\Phi}^{i}}\right).$$
(6)

Учитывая, что в расчет потенциала входит *z*, возможно частное решение следующего порядка: при *z* = constant,  $\frac{P_{\pi\pi}}{\rho_{\phi}}$  = constant. Из приведенного условия вытекают несколько важных в практиче-

ском отношении следствий. Снижение (повышение) пластового давления в замкнутой структуре должно сопровождаться синхронным снижением (повышением) значений плотности вод (для одинаковых глубин), что отражает единство и взаимовлияние гидродинамических и гидрохимических параметров геологической среды. При допущении, что плотность флюида принимается равной плотности воды (из-за несопоставимости объемов воды и углеводородов на региональных масштабах) и незначительности изменений концентрации растворенных солей и газа во всем объеме системы, уравнение (5), выраженное в гидродинамических потенциалах, может быть заменено упрощенным аналогом [31]: P<sub>пл</sub> =  $= P_{\text{гидр}} + (P_{\kappa} - P_{i})$ , где  $P_{nn}$  — прогнозное значение пластового давления в любой точке внутри гидродинамической ловушки (замк'а),  $(P_{\kappa} - P_{i}) - pas$ ность литостатического давления на контуре гидродинамического замка и конкретной і-той точки); *P*<sub>гилр</sub> – гидростатическое давление.

Подобный подход исключает необходимость использовать обобщенный критерий такой, как плотность флюида, имеющий высокую степень неопределенности при региональных построениях в малоизученных в отношении потенциально нефтегазоносносных регионов [28].

Важно отметить физическую суть гидродинамического потенциала. Она состоит в той работе, которую необходимо выполнить для подъема флюида (вода и/или газ, и/или нефть, и/или их смесь) на заданную высоту. По замкнутым линиям потенциалов в соответствии с ньютоновской механикой, работа не совершается, поэтому пространство внутри замкнутых линий гидродинамических потенциалов представляет собой в физическом отношении кинематическую ловушку, а в геологическом – гидродинамическую ловушку, для которой характерен режим весьма затрудненного водообмена или гидродинамической стагнации. Гидродинамическая ловушка может совпадать с гипсометрическими ограничениями антиклинальных структур, что типично для верхнего нефтегазоносного этажа с открытой гидросистемой. В данном случае гидродинамический поток, обтекая положительные морфоструктуры, формирует пьезоминимумы, которые выступают

не как причина локализации углеводородов, а только как диагностический признак процесса.

В гидродинамической (квази)закрытой системе, где притоки и оттоки либо минимальны, либо вообще отсутствуют, появление замкнутых потенциальных гидродинамических структур напрямую не связано со структурным фактором. Гидродинамические ловушки могут быть образованы в синклинальных условиях, зонах улучшенных фильтрационно-емкостных свойств, геодинамического растяжения, на флексурных изгибах, склонах моноклиналей и т.д. [2, 33]. Однако, мы рассматриваем только потенциальную возможность разномасштабной локализации углеводородов. Месторождения углеводородов будут формироваться только после достижения на замкнутом контуре гидродинамической ловушки термобарических условий фазового перехода углеводородов из растворенного в свободное состояние (второй критический момент в эволюции углеводородных систем).

Физический смысл формулы (1) применительно к бездренажным автоклавным УВС состоит в том, что условие  $\Phi$  = constant не означает равенства пластовых давлений в резервуаре. Напротив, геофлюидодинамическая неоднородность, выраженная в пределах (квази)закрытых гидродинамических систем колебаниями пластовых давлений в вертикальном и горизонтальном направлениях, скорее говорит о плотностной неоднородности флюидов и является важнейшей частью механизма аккумуляции углеводородов в таких системах.

В этой связи управляющим параметром внутреннего перемещения флюидов и их сегрегации в автоклавных УВС становятся флюидогенерация, сопровождающая катагенетические трансформации органического вещества, дегидратацию глинистых пород и органического вещества, а также геодинамические напряжения и литостатические нагрузки. Последние два фактора не только усиливают геохимические и гидродинамические следствия погружения осадков, но дополнительно инициируют поражения исходной структуры флюидовмещающих пород, вплоть до трещиноватости, потери сплошности и т.д. [1, 37]. Однако надо заметить, что некоторые исследователи не признают значимую роль литостатического давления в формировании барического поля в осадочном чехле [12]. Учет этих обстоятельств крайне важен, но на настоящем этапе изучения механизма мигрании углеводородов в автоклавных углеводородных системах количественной оценке подлежит только литостатическая нагрузка. Величину литостатического давления можно принимать за критические значения для пластовых (поровых) давлений, но в реальной геологической среде они чаще всего будут ниже. Методически их определение трудностей не вызывает.

Литостатические давления как управляющий фактор массопереноса в резервуарах автоклавных УВС. Количественная оценка неоднородности литостатической нагрузки, связанной с галокинезом, может осуществляться на основе методики одновременного учета условий формирования аккомодационного пространства в период накопления соленосной и надсолевых толш за счет тектонического погружения фундамента и перемещения кровли соли в процессе галокинеза [29]. При этом важно учитывать помимо геолого-тектонических и геофлюидодинамических механизмов формирования поля барических давлений влияние геомеханических процессов, обусловленных современной геодинамикой геологической среды. Это подтверждают результаты вычислительного эксперимента геомеханического моделирования напряженного состояния осадочной толщи, основанного на реальных данных сейсмостратиграфии и механики флюидонасыщенных деформируемых сред [5, 27, 40, 44].

Влияние геомеханических параметров геологической среды на формирование барического поля очаговых автоклавных систем. Многолетний опыт бурения в подсолевых отложениях показывает, что размещение залежей нефти и газа хорошо коррелирует с распределением аномальных давлений в подсолевом осадочном комплексе Прикаспийской впадины.

Прямые измерения позволяют определить распределение давлений в осадочной толще. Поскольку бурение не всегда возможно, получить объективные сведения об аномальных давлениях и локальных объектах можно с помощью вычислительного эксперимента, основанного на реальных данных сейсмостратиграфии и механики флюидонасыщенных деформируемых сред [27].

Теоретическая основа метода вычислительного эксперимента сводится к следующему. Считается, что в общем случае осадочные породы ведут себя как упругопластические среды с предельным условием Кулона—Мора. Среда должна находиться в равновесии и удовлетворять уравнениям

$$\Delta \sigma_{ii,i} = X_i, \tag{7}$$

где  $X_i$  — массовые силы.

Для упругих деформаций справедливы уравнения Гука

$$\sigma_{ij} + bp\delta_{ij} = 2G\varepsilon_{ij} + (K - 2G/3)\varepsilon_{kk}, \qquad (8)$$

где *G* – модуль сдвига,

*К* – объемный модуль флюидонасыщенной среды в условиях дренажа,

p — поровое давление.

Здесь

$$b = 1 - \frac{K}{K_s},\tag{9}$$

где *b* — коэффициент Био, зависящий от отношения и объемных модулей среды и матрицы.

Неупругое деформирование матрицы наступает при выполнении предельного условия,

$$f^{s} = 0, f^{s} = (\sigma_{1} + bp) - (\sigma_{3} + bp)N_{\phi} + 2c\sqrt{N_{\phi}}$$
 (10)  
или для растягивающих напряжений

$$f_t = 0, \quad f_t = (\sigma_3 + bp) - \sigma^t,$$
 (11)

где  $\phi$  – угол трения, *c* – сцепление,  $\sigma^{t}$  – прочность на растяжение и коэффициент  $N_{\phi}$  имеет вид

$$N_{\varphi} = \frac{1 + \sin\varphi}{1 - \sin\varphi}.$$
 (12)

За пределом текучести приращение пластических деформаций  $d\varepsilon_{ij}^{p}$  связано с напряжениями законом течения [1]:

$$d\varepsilon_{ij}^{p} = \lambda \frac{\partial g}{\partial (\sigma_{ii} + \alpha \delta_{ii} p)}.$$
 (13)

Здесь  $\lambda$  — неопределенный коэффициент, зависящий от пути нагружения и напряженно-деформированного состояния, g — пластический потенциал.

Неоднородности порового давления *р* создают фильтрационные потоки в слое. Их можно описать с помощью закона Дарси,

$$q_i = -k(p - \rho_f x_i g_j)_{,i}, \qquad (14)$$

где  $\rho_f$  — плотность флюида,  $q_i \rho_f$  — скорость переноса массы через единичную площадь в единицу времени в направлении *i*, *k* — коэффициент проницаемости,  $g_i$  — компоненты вектора гравитации.

Изменение содержания флюида в единице объема пористой среды  $\zeta$  связано со средним напряжением  $\sigma = (\sigma_{11} + \sigma_{22} + \sigma_{33})/3$  и объемной деформацией  $\varepsilon = (\varepsilon_{11} + \varepsilon_{22} + \varepsilon_{33})$  зависимостью

$$p = M(\zeta - b\varepsilon), \tag{15}$$

где *М* – модуль Био. С учетом соотношений (13) и (14) уравнение баланса масс примет вид:

$$\frac{\partial p}{\partial t} - \kappa M \nabla^2 p = -\alpha M \frac{\partial \varepsilon}{\partial t}.$$
 (16)

Модуль Био связан с объемным модулем флюида  $K_f$  выражением

$$M = \frac{K_f}{\phi + (b - \phi)(1 - b) K_f / K},$$
(17)

где ф – пористость.

В случае несжимаемой матрицы (b = 1),

$$M = K_f / \phi. \tag{18}$$

Будем исходить из того, что поровое давление флюида находится в пределах между гидростати-

ГЕОТЕКТОНИКА № 5 2022

ческим давлением на заданной глубине и значениями порового давления для среды без дренажа, когда

$$p = -Mb\varepsilon. \tag{19}$$

Значение давления, определяемое по формуле (19), соответствует максимальному возможному давлению в осадочной толще на заданной глубине.

Расчеты поровых давлений были выполнены для профиля, пересекающего Астраханский свод, произведен расчет распределения давлений в подсолевой толще, сформировавшейся к опорным периодам геологической истории (Suppl. I).

Нами с использованием технологии программного комплекса Flag [44] и входных параметров геомеханической модели геологической среды выполнены расчеты поровых давлений для виртуальной скважины, расположенной на сейсмостратиграфическом разрезе, пересекающим Астраханский генерационно-аккумуляционный мини-очаг автоклавной девонско-раннепермской углеводородной системы Прикаспийской нефтегазоносной провинции (рис. 5). Результаты расчета показали, что кривые давления, рассчитанные для различных значений объемного модуля  $(K = 2e^{10}$  и  $K = 1.2e^{10})$ , совпадают, поскольку для всех геологических эпох используется выровненная соль, и изменение сжимаемости вышележащего слоя не отражается на нижележащем слое. Эффект проявляется только на границах генерационно-аккумуляционных мини-очагов, а также внутри последних при условиях проявления соляной тектоники.

В настоящее время общим выводом модно считать, что на основании исследований, иллюстрируемых рисунком 5, показано насколько значим учет напряженного состояния геологической среды при реконструкции поля поровых давлений подсолевой части разреза осадочного чехла. Как следствие, моделирование барического поля подсолевых отложений Прикаспийской НГП вне учета влияния литостатической неоднородности, связанной с соляной тектоникой, влечет за собой серьезные физические и геологические погрешности.

Фазообособление углеводородов в периоды резкого снятия литостатической нагрузки. Снижение темпа катагенетических превращений является неизбежным следствием падения темпа нарастания пластовой температуры и пластового давления с глубиной. Отражена сохранность углеводородов в различных термобарических обстановках и является следствием того, что давление способно передвинуть критическую температуру кипения жидкости (рис. 6). Приведены данные по опробованию продуктивных скважин Мексиканского залива, Таримского и Сычуаньского бассейнов Китая, Астраханского свода Прикаспийской НГП на глубинах свыше 5–6 км [16].

Нефте- и газопроявления сконцентрированы в зонах, где катагенетические процессы далеки от завершения (см. рис. 6). Такая позиция показывает достаточно большие перспективы освоения углеводородного потенциала на глубинах, ниже технически доступных для бурения в настоящее время.

Учитывая разницу глубин, на которых реализуются активные процессы катагенеза органического вещества, можно прогнозировать, что для УВС дренируемого и автоклавного типов будут разными хронологические периоды проявления 2-го критического момента в эволюции УВС, связанного с фазообособлением углеводородов из однофазного флюида. Для автоклавных УВС хронологический период проявления критического момента в эволюции углеводородных систем наступит существенно позже, что является принципиальным аргументом в пользу возможности обнаружения на больших глубинах залежей углеводородов органического генезиса. Напомним, что за критический момент принимается условно принятый предел достижения наиболее интенсивного нефтегазообразования (50% от теоретически возможного количества углеводородов), после которого углеводородные флюиды становятся миграционно способными [23].

Как было показано выше, автоклавным очаговым системам присущи такие черты, как гидродинамическая стагнация, снижение градиентов температур с глубиной, высокая степень гидродинамической изоляции, растянутый во времени и по глубине катагенез и др. Подобные условия приводят к замедлению оттока продуктов флюидогенерации, а это, в свою очередь, на основе принципа. Ле-Шетелье затормаживает (прекращает) ход реакций, приводящих к их генерации. Только значимое изменение параметров системы (чаще всего резкое падение давления) может привести к фазообособлению, как следствие, снижению энтропии системы и невозвратности перво-

Рис. 5. Распределение поровых давлений и температур в пределах раннедевонско-башкирской Астраханской внутрибассейновой карбонатной платформы на конец плиоцена.

Обозначена (звездочка красным) точка забоя виртуальной скважины.

<sup>(</sup>а) – сейсмостратиграфический разрез с выровненной солью; (б) – геомеханическая модель по разрезу с выровненной солью; (в) – распределение и коэффициента аномальности к концу плиоцена с выровненной солью; (г)–(е) – график изменения на забое виртуальной скважины порового давления на глубине 6600 м: (г) – температур; (д) – порового давления; (е) – расчетные параметры геомеханической модели.

# ФОРМИРОВАНИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ НЕФТИ И ГАЗА





**Рис. 6.** Диаграмма фазовых состояний углеводородных систем на больших глубинах (по данным [16]). 1-4 – месторождения: 1 – нефтяные, 2 – газовые, 3 – газоконденсатные, 4 – газоконденсатно-нефтяные; 5-7 – глубокие скважины: 5 – Мексиканского залива: a – газовые,  $\delta$  – нефтяные,  $\delta$  – Астраханского свода, 7 – Таримского и Сычуаньского нефтегазоносных бассейнов; 8 – зона термобарической деструкции углеводородов; 9-11 – зоны распространения: 9 – газоконденсатов (первичных) и газов, 10 – нефти, 11 – газов и газоконденсатов (вторичных); 12 – переходная зона; 13 – прогнозная зона однофазного флюида и отложенного катагенеза; 14 – прогнозная граница между зонами термобарической деструкции углеводородов и развития однофазного флюида; 15 – граница между подзонам углеводородов разного состава; 16 – соотношение газа ( $\Gamma$ ), нефти (H), конденсата (K) в % различных подзонах (цифры в кружочках):  $a - \Gamma = 100$ ;  $\delta - \Gamma = 99$ , K = 1;  $e - \Gamma = 98$ , K = 2;  $e - \Gamma = 97$ , K = 3;  $\partial - \Gamma = 20$ , H = 80;  $e - \Gamma = 5$ , H = 95;  $\mathcal{m} - \Gamma = 75$ , H = 10, K = 15;  $3 - \Gamma = 85$ , H = 5, K = 10;  $u - \Gamma = 92$ , K = 8; 17 – зона неустановленного фазового состава углеводородов

начального состояния. Такие состояния могут быть многоактными и представляют собой совокупность бифуркаций как важных событий на пути самоорганизации УВС.

Особенность течения катагенеза в автоклавных УВС состоит в том, что в периоды активных тектонических восходящих движений, снижение энтропии системы достигается за счет преодоления однофазным флюидом критической точки фазового перехода и формирования очередной порции миграционно способных углеводородов, часть которых покидает УВС, освобождая пространство для новых порций продуктов катагенетических трансформаций органического вещества. В этом случае катагенез возобновляется, вновь образованные продукты флюидогенерации (в том числе и агрессивные газы - CO, CO<sub>2</sub>, H<sub>2</sub>S) заполняют пустотное пространство резервуаров, вступая во взаимодействие с породами, способствуя (динамически и химически) развитию микро- и макротрещноватости, посредством которой создается собственная флюидонасыщенная связанная среда.

Новый импульс падения давления приведет к новому выходу части фазообособленных флюидов, что вызвано снятием нагрузки вышележащих толщ, которое обусловливает:

 подъем фундамента, сопровождающийся денудацией поверхности воздымающегося блока;

– аномальное изменение базиса эрозии (падение регионального уровня моря), приводящее к значительным сокращениям мощности слоя воды в глубоководной котловине, склоновой эрозии вдоль ее бровки и плоскостным врезом на осушенной территории примыкающего к ней шельфа.

Прогнозируется, что катагенез органического вещества протекает непрерывно и сравнительно равномерно в верхнем нефтегазогеологическом этаже, где открытый геофлюидодинамический режим обеспечивает вывод из генерирующей толщи продуктов трансформации углеводородов под действием термобарических нагрузок. В автоклавных УВС, напротив, катагенез скорее всего носит прерывистый характер. За счет неоднократного затухания и возобновления он растягиТаблица 6. Сопоставление особенностей функционирования классических (по [23]) и автоклавных углеводородных систем (УВС)

Углеводор	родные о	системы
классические		автоклавные
	Этап 1	

#### Идентификация генерационного источника углеводородов (по [23])

- корреляция "нефть-вероятная нефтегазоматеринская порода";

– оценка нефтегазогенерационного потенциала предполагаемой материнской породы;

установление пространственных и возрастных границ очага нефтегазообразования

	Этап 2	
Определение эффективности функционирования миграционно-дренажной сети между очагом активной генерации нефти и областью ее аккумуляции в ловушках (по [23])		Определение эффективности эмиграции углеводородов из нефтегазоматринских пород в расположенный внутри резервуар (без потерь на вторичную миграцию)
генерация и эмиграция нефти и газа ⇒ перераспре- деление нефти и газа из очага генерации в зону аккумуляции (с потерей на рассеивание в окружаю- щей геосреде ⇒ локализация в резервуарах с различным уровнем импеданса		эмиграция нефти и газа из материнской толщи в непосредственно примыкающий в ней резервуар в виде многофазного флюида ⇒ фазообособление углеводородов при достижении критической точки фазового перехода
- pustili india producti initiodullou		ro nan quooboro nepenodu

Этап 3

Оценка эффективности функционирования УВС на критических рубежах ее геологической эволюции

- первый критический момент для углеводородных систем:

геохронологический интервал начала и достижения максимума (50%) в нефтегазообразовании и эмиграции углеводородов (по [22])

	Этап 4
Оценка эффективности функционировани	ня НГЛО низких рангов (месторождение, залежь)
на критических рубеж	сах их геологической эволюции
нет	Второй критический момент для месторождений и залежей: геохронологический интервал достижения критической точки фазового перехода по нефти (газу) гидродинамического "замка"
Приложение к солеродным бассейнам, осложно	енным соляными структурами галокинетического типа
Формирование в надсолевой части в структурных условиях разреза местоскоплений углеводородов как локализации нефтегазовых флюидов, привне- сенных за счет вторичной миграции	Формирование в подсолевой части разреза место- рождений углеводородов, образованных за счет сегрегации многофазных флюидов при достиже- нии критических точек фазового перехода по газу и/или нефти и локализованных путем гидродина- мического экранирования

вается во времени, и в условиях гидродинамической стагнации и снижения градиентов температур практически становится весьма пассивным. Как следствие, глубины, на которых происходят реальные процессы нефтегазообразования в гидродинамически (квази)закрытых системах, существенно ниже тех, на которых осуществляются катагенетические процессы, протекающие в гидродинамически открытых УВС.

На сегодня механизм формирования месторождений на больших глубинах солеродных бассейнов нами предложен только для автоклавных очаговых УВС. В подобных углеводородных системах в условиях бездренажности отвод продуктов катагенети-

ГЕОТЕКТОНИКА № 5 2022

ческого преобразования органического вещества происходит в резервуарах с улучшенными емкостно-фильтрационными свойствами. При прохождении однофазного флюида критической точки фазового перехода запускается процесс его сегрегации; фазообособление ведет к локализации свободных углеводородов в пределах гидродинамически (квази)закрытых НГЛО [2].

Детали механизма формирования месторождений углеводородов внутри автоклавной системы пока полностью не разработаны. В физическом смысле здесь допустима аналогия с движением тока в электрической цепи, при котором электроны по неподвижному проводнику перемещаются от генератора до объекта потребления. В автоклавной УВС роль проводника играет однофазный флюид, заполняющий ее поровую среду, объекта потребления тока – зона улучшенных фильтрационно-емкостных свойств, заполняемой фазообособленными флюидами в пределах гидродинамически замкнутых зон, а генератора нефтегазоматеринская порода в период активных процессов флюидогенерации, связанной с катагенетическими преобразованиями органического вешества.

Обратим внимание на важное обстоятельство – глубинное положение зоны деструкции углеводородов не ясно. Однако немногочисленные данные свидетельствуют о том, что с глубин ~5 км и ниже в составе газов будет увеличиваться доля неуглевородных компонентов. Этот вопрос выходит за рамки настоящей работы, поэтому привлечем внимание только к водороду (точнее – к его потенциальной роли в процессах нефтегазообразования на больших глубинах Прикаспийской НГП).

Содержание неуглеводородных компонентов в составе водорастворенных газов Прикаспийской НГП колеблется в широких пределах: от долей до десятков процентов (в молярных долях). Например, на глубинах 5742—5712 м общее содержание неуглеводородных компонентов составляет 16.74%, из них водорода — до 7.13% На Карачаганакском месторождении на глубинах свыше 5 км зафиксировано содержание водорода до 4% [18]. Однако истинные концентрации водорода, скорее всего, были выше, но в ходе деструктивной гидрогенизации были потрачены на необратимую реакцию восстановления дисульфидов с образованием бессульфатных алкановых соединений по схеме [18]:

$$R-SS-R+2H_2 \rightarrow 2RSH+H_2S.$$

В аналогичных реакциях при участии сернистых соединений нафтенового и ароматического рядов возможно соответственно образование бессернистых цикланов и бензола [18].

Мы суммировали наши представления о том, какими качествами обладают автоклавные очаговые УВС, расположенные на глубинах, не вскрытых бурением (табл. 6). Предложенная нами система доказательств выдвинутых гипотез, несомненно, нуждается в дальнейшем обосновании и в перспективе — подтверждении фактическим материалом. Авторы надеются, что высказанные соображения будут полезны в плане обоснования основных направлений геолого-разведочных работ на большие глубины в пределах Прикаспийской НГП.

#### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Принципиальные отличия процессов нефтегазонакопления в верхних и нижних этажах НГП связаны с механизмами локализации углеводоролов. Этап нефтегазообразования (созревание органического вещества до максимальной интенсивности флюидогенерации) и начало активной эмиграции (первый критический момент УВС) протекают для верхних и нижних этажей идентично. Однако далее в верхних этажах нефтегазонакопление реализуется за счет вторичной миграции углеводородов от нефтегазоматеринских отложений до зон нефтегазонакопления по классической схеме вертикальной и/или латеральной миграции в соответствии с градиентами пластовых давлений в углеводородной системе. В этом случае рассматривается наличие местоскопления углеводородов.

В нижнем нефтегазоносном этаже реализуется иной механизм. Здесь формируется автоклавная УВС — гидродинамическая (квази)закрытая и термодинамически открытая. Снятие давления (в силу геологических причин) в термобарической обстановке, соответствующей условиям фазового перехода (для нефти и/или газа) запускает процесс сегрегации углеводородов из однофазного флюида (второй критический момент). Локализация углеводовородов осуществляется благодаря гидродинамическому экранированию и она независима от структурного фактора. Таким образом, в нижнем нефтегазоносном этаже происходит образование месторождения углеводородов.

Главными отличительными чертами очаговых автоклавных УВС являются:

 относительное постоянство гидродинамического потенциала во всем объеме системы;

 – снижение зависимости процессов нефтегазонакопления от структурных и литологических особенностей системы и повышение влияния веса вышележащих отложений на перераспределение пластовых давлений внутри автоклавной УВС, как следствие, положение замкнутых зон минимальных гидродинамических потенциалов;

 – зависимость распределения энергетических параметров системы от проявления соляной тектоники;  усиление влияния геомеханических процессов на характер термобарических полей в гидродинамически замкнутых резервуарах.

*Благодарности.* Авторы выражают благодарность рецензентам проф. В.И. Попкову (КубГУ, г. Краснодар, Россия) и д.г.-м.н. И.В. Орешкину (АО "НВНИИГГ", г. Саратов, Россия) за полезные комментарии и редактору М.Н. Шуплецовой (ГИН РАН, г. Москва, Россия) за тщательное редактирование.

Финансирование. Работа выполнена в рамках Госзадания ГИН РАН плану научно-исследовательских работ РАН; Госзадания ИПНГ РАН по темам FMME-2022-0001 1220228000253-3 "Научно-методические основы поисков и разведки скоплений нефти и газа, приуроченных к мегарезервуарам осадочного чехла" и FMME-2022-0007-122022800276-2 "Научное обоснование влияния гидрохимических и микробиологических процессов на развитие коррозионных явлений при сонахождении водорода и метана в широком диапазоне концентраций в геологических объектах различного типа"; договора НИР № 4322124460 "Разработка комплексных моделей осадочного чехла Прикаспийского региона".

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. Абукова Л.А., Карцев А.А., Лашкевич В.С., Иванова В.Д. Механохимия поровых вод глинистых отложений в аспекте генезиса нефти и газа. В кн.: Генезис нефти и газа. Под ред. А.Н. Дмитриевского М: ГЕОС, 2003. С. 5–7.
- 2. Абукова Л.А., Волож Ю.А. Геофлюидодинамика глубокопогруженных зон нефтегазонакопления осадочных бассейнов // Геология и геофизика. 2021. Т. 62. № 8. С. 1069–1080.
- Абукова Л.А., Волож Ю.А., Дмитриевский А.Н., Антипов М.П. Геофлюидодинамическая концепция поисков скоплений углеводородов в земной коре // Геотектоника. 2019. № 3. С. 79–91.
- Антипов М.П., Волож Ю.А., Чамов Н.П. Четырехмерные модели нефтегазоносных бассейнов. – В кн.: Современные проблемы геологии. – Под ред. Ю.О. Гаврилова, М.Д. Хуторского – М.: Наука, 2004. С. 251–270 (Тр. ГИН РАН; Вып. 565).
- Антипов М.П., Волож Ю.А., Гарагаш И.А., Селезнева Н.Н. Прогноз поровых давлений в подсолевом комплексе Прикаспийской нефтегазоносной провинции на основе геомеханического моделирования // Процессы в геосредах. 2018. 4(18). С. 1101– 1105.
- Бакиров А.А., Бордовская М.В., Мальцева А.К., Табасаранский З.А. Геология и геохимия нефти и газа. – Под ред. А.А. Бакирова, З.М. Табасаранского – М.: Недра, 1982. 288 с.
- Брод И.О., Васильев В.Г., Высоцкий И.В., Кравченко К.Н., Левинсон В.Г. и др. Нефтегазоносные бассейны земного шара. – Под ред. И.О. Брода, И.В. Высоцкого – М.: Недра, 1965. 598 с.
- 8. Вассоевич Н.Б., Архипов А.R., Бурлин Ю.К. и др. Нефтегазоносный бассейн — основной элемент

нефтегеологического районирования крупных территорий // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 1970. № 5. С. 13–24.

- 9. Воды нефтяных и газовых месторождений СССР Под ред. Л.М. Зорькина М.: Недра, 1989. 382 с.
- Волож Ю.А., Быкадоров В.А., Антипов М.П. и др. О границах и районировании Прикаспийской нефтегазоносной провинции // Георесурсы. 2021. Т. 23. № 1. С. 60–69.
- 11. Волож Ю.А., Федонкин М.А., Гогоненков Г.Н., Толкачев В.М. О новых подходах поисковых работ в традиционных провинциях добычи // Нефтегазовая вертикаль. 2020. № 7. С. 74-80.
- Григорьев М.А., Григорьев А.М. Природа формирования флюидодинамических полей глубокопогруженных осадочных комплексов молодых кайнозойских прогибов (на примере северного борта Западно-Кубанского прогиба). Под ред. В.И. Черкашина Махачкала: АЛЕФ, 2016. С. 248–251 (Тр. ИГ ДагНЦ РАН; Вып. 66).
- 13. Грохотов Е.И., Соболев В.С. Обзор углеводородных систем м и прогноз нефтегазоносности в восточной части арктического шельфа России // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2011. Т. 6. № 4. https://doi.org/10.17353/2070-5379
- 14. *Гуревич А.Е., Крайчик М.С., Батыгина Н.Б.* Давление пластовых флюидов. Л.: Недра, 1987. 223 с.
- 15. Дмитриевский А.Н., Самсонов Ю.В, Вагин С.Б. и др. Историко-генетическая оценка нефтегазобразования и нефтегазонакопления в осадочных бассейнах Сибирской платформы. – Под ред. А.Н. Дмитриевского – М.: Недра, 1989. 220 с.
- Ермолкин В.И., Бакиров Э.А., Сорокова Е.И, Голованова С.И., Самсонов Ю.А. Критерии прогноза фазовой зональности углеводородов в осадочных толщах земной коры. – М.: Недра, 1998. 319 с.
- Зингер А.С. Гидрогеологические условия водонапорных систем западной части Прикаспийской впадины. – Под ред. А.С. Зингера, В.В. Котровского – Саратов: СГУ, 1979. С. 155–158.
- Ильченко В.П. Нефтегазовая гидрогеология подсолевых отложений Прикаспийской впадины. – Под ред. Е.В.Стадника – М.: Недра, 1998. 288 с.
- Исказиев К.О., Сынгаевский П.Е., Хафизов С.Ф. Нефть на больших глубинах. Залежи оффшорных месторождений Мексиканского залива // Вестн. нефтегаз. отрасли Казахстана. 2021. № 1. С. 3–7.
- Каламкаров Л.В. Нефтегазоносные провинции и области России и сопредельных стран. – Под ред. З.Б. Бацежевой, Л.В. Каламкарова – М.: РГУНиГ, 2003. 560 с.
- Конторович А.А., Эдер Л.В., Филимонова И.В., Мишенин М.В. Роль уникальных и крупных месторождений в нефтяной промышленности России: ретроспектива, современное состояние, прогноз // Энергетическая политика. 2016. № 2. С. 34–43.
- Леонов Ю.Г., Волож Ю.А., Антипов М.П., Быкадоров В.А., Хераскова Т.Н. Консолидированная кора Каспийского региона: опыт районирования. В кн.: Консолидированная кора Каспийского региона. Опыт районирования. Под ред. Ю.Г. Леонова, С.Д. Соколова, М.А. Федонкина М.: Наука, 2010. С. 1–64 (Тр. ГИН РАН; Вып. 593).
- 23. Лопатин Н.В. Концепция нефтегазовых генерационно-аккумуляционных систем как интегрирую-

ГЕОТЕКТОНИКА № 5 2022

щее начало в обосновании поисково-разведочных работ // Геоинформатика. 2006. № 3. С. 101–120.

- 24. Лопатин Н.В., Зубайраев С.Л. Нефтяные генерационно-аккумуляционные системы: логика концепции и ее применение в поисково-разведочных работах // Геоинформатика. 2000. № 3. С. 67–82.
- Максимов С.П., Дикенитейн Г.Х., Лоджевская М.И. Формирование и размещение залежей нефти и газа на больших глубинах. – М.: Недра. 1984. 287 с.
- 26. Навроцкий О.К. Rock-Eval и люминесцентная микроскопия против миграции углеводородов (или к пересмотру одной научной парадигмы в нефтяной геологии). Мат-лы конф. "Геологические науки-2021" 2–3 декабря 2021 г. Под ред. М.В. Пименова, В.А. Фомна Саратов: Техно-Декор, 2021. С. 9–13.
- Николаевский В.Н. Определяющие уравнения пластического деформирования сыпучих сред // Прикладная математика и механика. 1971. Т. 35. № 6. С. 1070–1082.
- 28. Орешкин И.В., Постнова Е.В., Пятаев А.А. Качественная оценка фазового состояния углеводородных смесей и геотермобарические условия нефтегазонакопления средне-верхнедевонского нефтегазового комплекса в юго-восточной части Бузулукской впадины (Саратовская часть) // Изв. СарГУ. Сер. Науки о Земле. 2015. Вып. 1. С. 45–56.
- Осадочные бассейны: методика изучения, строение и эволюция. Под ред. Ю.Г. Леонова, Ю.А. Воложа М.: Научный мир. 2004. 516 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 543).
- Пайразян В.В. Углеводородные системы (бассейны древних платформ России). — М.: Спутник, 2010. 163 с.
- Рабкин Ф.С., Абалгалиев М.Ж., Аксаева Ф.К. и др. О природе структурных инверсий полей пластовых давлений в подсолевых отложениях Прикаспийской впадины // Изв. АН КазССР. Сер. геол. 1990. № 1. С. 9–16.
- Рабкин Ф.С. Модель гидродинамики в прогнозе залежей нефти и газа // Изв. АН КазССР. Сер. геол. 1981 № 1. С. 16–25.
- Савченко В.П., Стадник Е.В., Яковлев Ю.И. Газогидрохимические критерии поисков залежей нефти и газа. – М.: Недра, 1974. 103 с.
- 34. Скоробогатов В.А. Общее и особенное в формировании газовых и нефтяных месторождений гигантов // Вести газовой науки. 2017. Т. 9. № 1. С. 5–16.
- Соколов Б.А., Абля Э.А. Флюидодинамическая модель нефтегазообразования. – М.: ГЕОС, 1992. 76 с.
- 36. Соколов Б.А., Хаин В.Е. Геофлюидодинамическая модель нефтеобразования в осадочных бассейнах. – В кн.: Геодинамическая эволюция и нефтегазоносность осадочных бассейнов. – Под ред. В.Е. Хаина – М.: Наука, 1997. С. 5–9.
- 37. Томкина А.В. Геостатические системы на примере площадей передовых хребтов ЧИ АССР – В сб.: Роль аномальных давлений в распределении залежей нефти и газа.— М.: ИГиРГИ. 1986. С. 101–109.
- 38. Трофимук А.А. Проблемы развития газодобывающей промышленности СССР. – В кн.: Теоретические и региональные проблемы геологии нефти и газа. – Под ред. И.С. Грамберга, Н.Л. Добрецова – Новосибирск: Наука. 1991 С. 6–14.

- Demaison G., Huizinga B.J. Genetic classification of petroleum systems // AAPG Bull. 1991. Vol. 75. № 10. P. 1626–1643.
- Detournay E., Cheng AHD. Fundamentals of poroelasticity. – In: Comprehensive Rock Engineering. – Ed.by C. Fairhurst, (Pergamon Press, Oxford. UK. 1993. Vol. II), pp. 113–171.
- 41. *Dow W.G.* Application of oil correlation and source rock data to exploration in Williston basin // AAPG Bull. 1974. Vol. 58. Vol. 7. № 11. P. 1253–1262.
- 42. *Hu Wenrui, Bao Jingwei, Hu Bin.* Trend and progress in global oil and gas exploration // Petrol. Explor. Development. 2013. Vol. 40. № 4. P. 439–443.
- 43. *Hubbert M.R.* Entrapment of petroleum under hydrodynamic condition // AAPG Bull. 1953. № 37. P. 954– 1026.
- 44. Itasca Consulting Group FLAC3D Fast Lagrangian Analysis of Continua in 3 Dimensions, Vers. 3.1, User's Manual – (Minneapolis: Itasca. USA. 2006). http://www.itascacg.com/software/FLAC3D
- 45. Jiang X.W., Wang X.S., Wan L., Ge S. An analytical study on stagnant points in nested flow systems in basins with depth-decaying hydraulic conductivity // Water Resour. Res. 2011. Vol. 47. P. W01512. https://doi.org/10.1029/2010WR009346
- 46. Li Weia, Yu Ziliangb, Wang Xuekea, Yu Zhichaoa, Lu Xuesonga, Feng Qingfua, Formation mechanisms of deep and ultra-deep over pressure caprocks and their relationships with super-large gas fields in the petroliferous basins of China // Natural Gas Industry. 2020. Vol. 17. No. 5. P. 443–452.
- Magoon L.B., Dow W.G. The Petroleum System from Source to Trap // AAPG Mem. 1994. Vol. 60 (Tulsa). 644 p.
- Pang X., Jia C., Zhang K., Li M., Wang Y., Peng J., Li B., Chen J. The dead line for oil and gas and implication for fossil resource prediction // Earth Syst. Sci. Data. 2020. № 12. P. 577–590. https://doi.org/10.5194/essd-12-577–2020
- Pang X.-Q., Jia C.-Z., Wang W.-Y. Petroleum geology features and research developments of hydrocarbon accumulation in deep petroliferous basins // Petrol. Sci. 2015. Vol. 12. P. 1–53. https://doi.org/10.1007/s12182-015-0014-0
- 50. Perrodon A. Petroleum systems: models and applications // J. Petrol. Geol. 1992. Vol. 15. № 3. P. 319–326.
- Person M., Butler D., Gable C.W., Villamil T., Wavrek D., Schelling D. Hydrodynamic stagnation zones: A new play concept for the Llanos Basin, Colombia / AAPG Bull. 2012. Vol. 96. № 1. P. 23–41. https://doi.org/10.1306/08101111019
- 52. Sun Longde, Fang Chaoliang, Sa Liming, Yang Ping, Sun Zandong. Innovation and prospect of geophysical technology in the exploration of deep oil and gas // Petrol. Expl. Develop. 2015. Vol. 42. № 4. P. 454–465.
- Tio J. Research status and advances in deep oil and gas exploration // Adv. Earth Sci. 2002. Vol. 4. № 17. P. 565–569.
- Tóth J. Gravitational systems of groundwater flow: theory, evaluation, utilization. – (Cambridge Univ. Press., Cambridge. UK. 2009), pp. 311.
- 55. Zhao Jing-Zhou, Jun Li, Wei-Tao Wu, Qing Cao Yu-Bin Bai, Chuang Er. The petroleum system: A new classification scheme based on reservoir qualities // Petrol. Sci. 2010. № 16. P. 229–251.

# Formation of Oil and Gas Fields in Deep Hydrocarbon Systems: Outline of the Universal Search Concept

Yu. A. Volozh<sup>a</sup>, L. A. Abukova<sup>b, \*</sup>, V. V. Rybalchenko<sup>c</sup>, O. I. Merkulov<sup>d</sup>

<sup>a</sup>Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Pyzhevsky per. bld. 7, 119017 Moscow, Russia <sup>b</sup>Institute of Oil and Gas Problems of the Russian Academy of Sciences, st. Gubkina bld. 3, 119333 Moscow, Russia <sup>c</sup>PJSC "Gazprom", pr-kt Lakhtinsky, bld. 2, 197229 St. Petersburg, m.o. Lakhta-Olgino, Russia <sup>d</sup>JSC "Nizhne-Volzhsky Research Institute of Geology and Geophysics", st. Moscovskaya, bld. 700, 410012 Saratov, Russia \*e-mail: abukova@ipng.ru

The authors of the article substantiate the leading role in the processes of oil and gas accumulation in the lower floors of the salt basins of special – autoclave – type of hydrocarbon systems (HCS). According to the authors, autoclaved hydrocarbons are multi-scale, tectonically and lithologically screened fluid-saturated areas of the lithosphere, which are characterized by spatiotemporal conjugation of the processes of generation, primary migration and accumulation of hydrocarbons (HC) in an environment of hydrodynamic stagnation, age identity of fluids and fluid host rocks. The article discusses the place of autoclaved hydrocarbon systems in the hierarchical series of oil and gas localizing objects of different ranks "uvosphere  $\rightarrow$  oil and gas bearing stage  $\rightarrow$  hydrocarbon system  $\rightarrow$  oil and gas complex  $\rightarrow$  oil and gas bearing horizon". The main attention is paid to the focal autoclave hydrocarbon systems. The general authors' conclusion is that under the conditions of autoclave focal hydrocarbon systems, the segregation of hydrocarbons (when the temperature-baric threshold of phase separation of oil, condensate and gas is reached) from a single-phase fluid is confined to zones of low hydrodynamic potentials, and the localization of free hydrocarbons mainly occurs *in situ*.

*Keywords:* geofluid dynamic concept of hydrocarbon prospecting, seismostratigraphic complexes, great depths, hydrodynamic screening, focal type of autoclaved hydrocarbon systems, reservoir, pore pressures

УДК 551.2

# ГАББРО-ГРАНОДИОРИТОВЫЙ МАГМАТИЧЕСКИЙ КОМПЛЕКС КРОНОЦКОЙ ПАЛЕОДУГИ (ВОСТОЧНАЯ КАМЧАТКА): ВОЗРАСТ, СОСТАВ И ТЕКТОНИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ

© 2022 г. Н. В. Цуканов<sup>1,</sup> \*, М. В. Лучицкая<sup>2</sup>, М. В. Портнягин<sup>3</sup>, Д. П. Савельев<sup>4</sup>, А. В. Соловьев<sup>2, 5</sup>, Ј. К. Hourigan<sup>6</sup>

<sup>1</sup>Институт океанологии имени П.П. Ширшова РАН. Нахимовский проспект, д. 36, 117997 Москва, Россия <sup>2</sup>Геологический институт РАН, Пыжевский пер. д. 7, 119017 Москва, Россия <sup>3</sup>GEOMAR Helmholtz Centre for Ocean Research, Wischhof str. bld. 1-3, 24148 Kiel, Germany <sup>4</sup>Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, бульвар Пийпа, д. 9, 683006 Петропавловск-Камчатский, Россия <sup>5</sup>Всероссийский научно-исследовательский геологический нефтяной институт (ВНИГНИ). Шоссе Энтузиастов, д. 36, 105118 Москва, Россия <sup>6</sup>Earth and Planetary Sciences Department, University of California, High street 1156, CA 95064 Santa Cruz, USA \*e-mail: kambear2011@vandex.ru Поступила в релакцию 16.08.2022 г. После доработки 25.08.2022 г. Принята к публикации 02.09.2022 г.

Получены новые геохронологические данные U–Pb (SIMS, LA-ICP-MS) исследования акцессорных цирконов из гранодиоритов Шипунского массива Восточной Камчатки и детритовых цирконов из шлиховых проб из пород того же массива. Возраст акцессорных цирконов из амфибол-биотитовых гранодиоритов составил 49 и 44 млн лет. Исследования детритовых цирконов показали, что они имеют позднепалеоценовый—раннеэоценовый возраст в интервале от ~57 до ~49 млн лет. На основе геологических и геохронологических данных предполагается, что становление пород массива происходило в два этапа: 56–51 млн лет — внедрение габброидов, 49–44 млн лет — внедрение кварцевых диоритов и гранодиоритов. Петро-геохимические характеристики вулканитов верхнемеловых—эоценовых вулканитов Шипунского п-ова и гранитоидов Шипунского массива принадлежат к гранитам I-типа. Шипунский массив формировался в пределах энсиматической вулканической Кроноцкой палеодуги на протяжении палеоцена—эоцена в несколько стадий. В процессе коллизии южного сегмента Кроноцкой палеодуги с континентальной окраиной Камчатки породы массива были деформированы и выведены на поверхность.

*Ключевые слова:* Восточная Камчатка, Кроноцкая палеодуга, п-ов Шипунский, габбро, гранодиориты, вулканиты, возраст, циркон, лазерная абляция, геохимия, коллизия **DOI:** 10.31857/S0016853X22050083

#### введение

В строении аккреционно-коллизионных поясов северо-востока России существенную роль играют террейны различной природы и офиолитовые комплексы [1, 17, 25–27, 50]. В составе террейнов островодужной природы, наряду с вулканогенными и туфогенно-осадочными образованиями редко присутствуют гранитоидные комплексы [14, 25, 50]. Камчатско-Олюторский аккреционный пояс является одним из крупнейших в северо-западном обрамлении Тихого океана и формировался в кайнозойское время. Он образован несколькими террейнами островодужной и окраинноморской природы, среди которых выделяется Кроноцкий террейн, сложенный вещественными комплексами Кроноцкой энсиматической вулканической дуги. Кроноцкий террейн разделен на три сегмента с севера на юг: Камчатскомысский, Кроноцкий и Шипунский.

Шипунский сегмент вмещает одноименный крупный (~270 км<sup>2</sup>) габбро-диорит-гранодиоритовый массив, прорывающий верхнемеловые эоценовые туфогенно-осадочные и вулканогенные толщи (рис. 1). Возраст массива и геодинамиче-

51

ская обстановка его формирования до настоящего времени остаются дискуссионным [7, 10, 13].

В ходе обработки материалов, собранных в 2010 г. при проведении тематических геологических исследований в районе бухт Бечевинской, Моржовой и устья р. Вахиль на п-ове Шипунский были получены новые данные по структурному положению, составу и возрасту пород, слагающих Шипунский массив. Целью нашей статьи является анализ полученных данных, который позволит уточнить возраст массива, реконструировать геодинамическую обстановку его формирования и роль в эволюции магматизма Кроноцкой палеодуги.

#### СТРОЕНИЕ И СОСТАВ КОМПЛЕКСОВ КАМЧАТСКОМЫССКОГО И КРОНОЦКОГО СЕГМЕНТОВ КРОНОЦКОГО ТЕРРЕЙНА

#### Камчатскомысский сегмент

Комплексы Камчатскомысского сегмента распространены на полуострове Камчатский Мыс, где выделяются два блока — африканский и столбовский, граница между которыми в современной структуре выражена сбросо-сдвигом по реке 2-ая Перевальная [11, 42].

Африканский блок. Данный блок структурно представляет собой аккреционную призму, образованную тектоническими пластинами, сложенными офиолитовыми комплексами, вулканогенными, туфогенными и терригенными образованиями мелового и палеоцен—эоценового возраста [35, 50].

К офиолитам относятся гипербазиты Солдатского и габбро Оленегорского массивов. Меловые вещественные комплексы представлены преимущественно вулканогенными, туфогенными, туфогенно-осадочными, кремнисто-карбонатными и терригенными образованиями, которые слагают различной мощности тектонические пластины и олистостромовые горизонты и формируют сложную аккреционную структуру [9, 20, 29, 32, 35].

На геологической карте и объяснительной записке к ней [3] эти образования объединяются в смагинскую свиту (альб-сеноманского возраста) и пикежскую свиту (турон-кампанского возраста).

В работе [6] часть смагинской свиты, представленной базальтами, туфогенными породами и аргиллитами (каменский комплекс), развитыми в нижнем течении р. Каменной, датируются палеоцен—эоценовым возрастом.

Ранее в работах [12, 15, 60] в верховьях р. 1-я Ольховая и 1-я Перевальная в серпентинитовом меланже был описан крупный (~1.5 км в поперечнике и мощностью до 100 м) блок габбро, содержащий сеть плагиогранитных жил и прорванный плагиогранитными и долеритовыми дайками. Плагиограниты даек содержат ксенолиты габбро. Особенности состава плагиогранитов и габбро из блока (отрицательные аномалии Ta, Nb; соотношение Rb и (Y + Nb) низкие концентрации TiO<sub>2</sub>, Zr, Y в габброидах и данные по составу минералов из габбро) позволили сделать вывод, что этот комплекс формировался в надсубдукционной обстановке [15]. В районе р. 1-ая Непропусковая была выделена вулканогенно-туфогенная толща, которая формировались сантон—маасторихтское время в пределах вулканической дуги [35].

Столбовской блок. Он сложен вулканогенными, туфогенно-осадочными и терригенными образованиями столбовской серии, в которую объединяются тарховская, верещагинская, рифовская, каменногорская и баклановская свиты [5]. Возраст пород по комплексам моллюсков, радиолярий и фораминифер датируется от позднего маастрихта до верхнего эоцена [2, 5]. Магматические породы развиты преимущественно в нижней подсвите тарховской свиты позднемаастрихт-датского возраста и баклановской свите; отдельные потоки базальтов известны из каменногорской свиты среднеэоценового возраста. Дайки долеритов и силлы габбро картируются во всех подразделениях столбовской серии.

#### Кроноцкий сегмент

Комплексы Кроноцкого сегмента (см. рис. 1) распространены в пределах Кроноцкого п-ова от бухты Ольга на юге до р. Большая Чажма на севере, — и представлены верхнемеловыми образованиями каменистской свиты ( $K_2$  cn(?)—km-m) и эоценовыми породами кроноцкой серии [8, 19]. Верхнемеловые комплексы слагают тектонические пластины, разделенные серпентинитовым меланжем. В серпентинитовом меланже присутствуют блоки и глыбы разнообразных пород (габбро, базальты, амфиболиты, редко встречаются плагиограниты) и крупный массив серпентизированных перидотитов [19, 23].

Кроноцкая серия. Она разделяется на кубовскую и козловскую свиты [3, 4]. Козловская свита сложена преимушественно вулканитами основного состава с многочисленными силлами и дайками габбро и долеритов и по строению сходна с образованиями каменистской свиты. Кубовская свита представлена преимущественно туфами и туфогенно-осадочными породами. В раннезоценовых конгломератах кроноцкой серии отмечаются обломки серпентинитов. На западе на вулканогенно-туфогенных образованиях козловская свиты с несогласием и размывом, часто с базальными конгломератами, залегают разновозрастные (олигоцен-миоценовые) туфо-терригенные и терригенные отложения тюшевской серии (ракитинская и горбушинская свиты) [4, 28].





**Рис. 1.** Геологическая схема Шипунского п-ова (по данным [7, 8], с изменениями и дополнениями). На врезке: показан (квадрат) район исследований.

Паррежен показан (Квадраг) ранон исследовании.  $1-2 - серия: 1 - корниловская (N_2kn), 2 - тюшевская (P_3-N_1tsh); 3-4 - свита: 3 - кубовская (P_2kb), 4 - козловская (P_2kz); 5-6 - толща: 5 - налычевская (K_{2m}-P_1nl), 6 - шипунская (K_{2km}-P_1sch); 7 - ветловский комплекс (K_{2km}-P_2vt); 8-9 - шипунский габбро-гранодиоритовый интрузивный комплекс: 8 - гранодиориты, кварцевые диориты; 9 - габбро; 10 - субвулканические тела андезитов налычевской толщи; 11 - базальты, долериты (N_1); 12 - геологические границы; 13-14 - разрывные нарушения: 13 - недифференцированные; 14 - надвиги; 15 - места отбора образцов$ 

## СТРОЕНИЕ ШИПУНСКОГО СЕГМЕНТА КРОНОЦКОГО ТЕРРЕЙНА

Верхнемеловые-палеогеновые комплексы п-ова Шипунский, Мыса Налычева и гор Лехова и Крестьянских образуют покровно-складчатую структуру (см. рис. 1, рис. 2). Относительным автохтоном являются туфогенно-осадочные и вулканогенные образования шипунской толщи (K<sub>2km</sub>—**P**<sub>1</sub>shp) южной части Шипунского п-ова, налычевской толщи (К<sub>2m</sub>—**P**<sub>1</sub>nl) мыса Налычева, туфогенные и вулканогенные образования кроноцкой серии ( $\mathbf{P}_2$ ) и туфо-терригенные отложения тюшевской серии ( $\mathbf{P}_3$ — $\mathbf{N}_1$ tsh) п-ова Шипунский [7, 8, 13, 37]. Аллохтонные образования представлены ветловским комплексом ( $K_{2km}$ — $\mathbf{P}_2$ vt) и слагают пакет тектонических пластин, перемещенных по надвигу, падающему под углом  $\lfloor 30^\circ - 40^\circ$ на запад и северо-запад. Неоавтохтоном, перекрывающим складчато-надвиговую структуру, являются отложения плиоценовой корниловской свиты ( $\mathbf{N}_2$ kn), в конгломератах которой наблюдается галька диоритов, гранодиоритов и габбро [13, 36].



Рис. 2. Разрезы тектоно-стратиграфических комплексов п-ова Шипунский.

1 – конгломераты; 2 – песчаники; 3 – алевролиты и аргиллиты; 4 – известняки; 5 – диатомиты; 6 – кремни; 7 – туфы; 8 – туфопесчаники; 9 – туфогенные турбидиты; 10 – риолиты; 11 – андезиты; 12 – базальты; 13 – габбро; 14 – граниты, гранодиориты; 15 – места отбора проб; 16 – тектонические границы

ГЕОТЕКТОНИКА № 5 2022

Шипунская толща (К<sub>2km</sub>-Р<sub>1</sub>shp) распространена преимущественно в южной части п-ова Шипунский и протягивается от бухты Бечевинской в юго-восточном направлении до мыса Шипунского. Она представлена (см. рис. 2) чередованием туфов разного гранулометрического размера (от глыбовых до псаммитовых и алевритовых) и различного состава (от основных до кислых). Они расслаиваются потоками андезитов и базальтов, реже – дацитов и риодацитов. По всему разрезу присутствуют многочисленные дайки базальтов и долеритов. Основание толщи не обнажено. В нижней части разреза распространены преимущественно грубообломочные туфобрекчии с обломками (0.1-1 м) магматических пород (базальты, андезиты, риодациты), которые вверх по разрезу сменяются переслаиванием мелкообломочных брекчий и псаммитовых туфов, содержащих прослои шебенистых брекчий (до 1 м мошности) и прорваны дайками долеритов до 2-3 м мошности. Вверх по разрезу сортировка обломочного материала возрастает и появляются пачки переслаивания туфоалевролитов и мелкозернистых туфопесчаников. В разрезе присутствуют несколько потоков андезитов с мелкоглыбовой отдельностью, мощностью (от 5 до 15 м), разделенные прослоями туфов. Видимая мощность толщи составляет около 500-700 м.

Ранее, по данным А.Ф. Литвинова [13] образования шипунской толщи были сопоставлены с эоценовой кубовской свитой кроноцкой серии п-ова Кроноцкий и датированы эоценом.

Позднее, Т.Н. Палечек [16] из туффитов шипунской толщи выделила комплекс радиолярий, позволяющий датировать вмещающие их породы кампанским возрастом.

Налычевская толща ( $K_{2m}$ — $P_1$ nl) на мысе Налычева по характеру разреза разделяется на две подтолщи (см. рис. 2):

 нижняя, в которой преобладают мелкосреднезернистые туфогенно-осадочные породы;

 верхняя, в которой преобладают туфо- и лавобрекчии.

Нижняя подтолща, в основании видимого разреза, сложена переслаиванием туфобрекчий, псаммитовых и псефитовых туфов и туфопесчаников с прослоями туфоалевролитов. В верхней части нижней подтолщи развита пачка тонкого (от 3–5 см до 20–30 см), местами ритмичного переслаивания туффитов, туфопелитов, туфоалевролитов, с карбонатными прослоями и стяжениями, и прослоями кислых туфов, брекчий и конгломератов. Обломки пород размером до 3–5 см представлены преимущественно местными разновидностями. Верхняя подтолща сложена в нижней части глыбовыми туфоконгломератами и туфобрекчиями, агломератовыми туфами и лавобрекчиями с обломками базальтов, андезитов, дацитов и маломощными (5–7 м) потоками базальтов и андезитов с подушечной и мелкоглыбовой отдельностью. Видимая мощность толщи составляет до 1000 м. В верхней части разреза наблюдаются штокообразные тела роговообманковых диоритов до 2 км диаметром.

Образования кроноцкой серии ( $P_2$ kr) развиты в северной и центральной частях Шипунского полуострова (см. рис. 1, см. рис. 2). Они подразделяются на кубовскую и козловскую свиты [13]. Кубовская свита (P<sub>2</sub>kb) развита на левом борту рек Вахиль и Правый Вахиль, севернее Шипунского массива. В строении толши, наряду с туфами. агломератовыми туфами. лавобрекчиями и лавами базальтов и андезибазальтов, трахибазальтов преимущественно с шаровой отдельностью, широко представлены многочисленные субвулканические тела и дайки основного среднего состава, которые по данным [13] представляют апикальную часть крупной субвулканической интрузии в районе горы Монастырь. Реже в строении толщи встречаются пачки тонкого переслаивания туфопесчаников, туфоалевролитов, кремнистых пород с линзовидными прослоями пепловых кислых туфов до 3 м мощности. По данным [13], в строении кубовской свиты участвуют как покровы эффузивов с шаровой отдельностью, так и субвулканические фации, что позволило реконструировать палеовулканическую структуру центрального типа. Мощность свиты достигает 1500-1800 м.

Козловская свита ( $P_2kz$ ) развита в северной части п-ова Шипунский, в районе бухты Калыгирь и представлена переслаиванием туфов основного состава, лавобрекчий и лав базальтов и трахибазальтов, туфоалевролитов и туфопесчаников и кремнистых пород [13]. Мощность свиты не превышает 900 м. С козловской свитой ассоциирует долеритовый субвулканический комплекс, представленный штоками, дайками и силами долеритов, базальтов, трахидолеритов. Эоценовый возраст кубовской и козловской свит определяется по бедному комплексу радиолярий и фораминифер плохой и удовлетворительной сохранности [13].

В аллохтонный ветловский комплекс ( $K_{2km}$ —  $P_2$ vt) объединяются разнофациальные интенсивно тектонизированные образования (мегамеланж), представленные тектоническими пластинами и блоками различного состава, которые не имеют между собой стратиграфических соотношений. Только в отдельных пластинах наблюдаются черты стратификации пород. Наиболее широко распространены туфогенно-осадочные образования, сложенные алевролитами, вулканомиктовыми песчаниками, гравелитами, мелкообломочными брекчиями, конгломератами, кремнистыми алевролитами и реже туфами основного состава. Характерны пачки микститов, где матрикс

представлен аргиллитами, алевролитами и мелкозернистыми песчаниками, а обломки и глыбы сложены известняками, пироксен-порфировыми базальтами, туфами, песчаниками, кремнями, роговообманковыми андезитами. Обломочный материал плохо сортирован. Другой тип разреза представлен преимущественно афировыми базальтами с шаровой отдельностью, гиалокластитовыми брекчиями, диабазами, реже встречаются туфы основного состава, туфосилициты, линзовидные прослои кремней. Породы третьего типа разреза представлены известняками, кремнями, переслаиванием бурых известняков и известковистых аргиллитов. Чаше всего они слагают маломощные тектонические пластины и отдельные глыбы и блоки в породах туфотерригенного комплекса.

Отложения тюшевской серии ( $P_3$ – $N_1$ ts) слагают небольшие по площади выходы в Крестьянских горах и на левобережье реки Вахиль. Они представлены туфопесчаниками, туфоалевролитами, туфоконгломератами, которые с размывом залегают на образованиях кубовской свиты [13]. Мощность свиты составляет около 300 м.

Отложения корниловской свиты ( $N_2$ kn) развиты восточнее устья реки Вахиль на берегу Авачинского залива и представлены переслаиванием песчаников, гравелитов, конгломератов, алевролитов с линзами углей и углефицированных древесных остатков. Мощность свиты не превышает 200 м.

Шипунский интрузивный массив расположен в центральной части Шипунского п-ова. На северо-западе он контактирует с образованиями кубовской свиты кроноцкой серии, а на юге и югозападе – с породами шипунской толщи (см. рис. 1). По геофизическим данным в разрезе массив имеет форму близкую к лакколиту. При этом, по данным плотностного моделирования, предполагается, что габбровая часть массива занимает нижнюю часть, а верхняя часть сложена плагиогранитами, гранодиоритами и кварцевыми диоритами [13]. Породы кислого состава прорывают габбро. При этом наблюдаются значительные по мощности зоны эндо- и экзо- контактов. Все породы массива имеют как интрузивные, так и тектонические контакты с вмещающими породами кубовской свиты и шипунской толщи.

Габбро представлены как меланократовыми, так и лейкократовыми разностями, которые связаны постепенными переходами. По составу выделяются пироксеновые и роговообманковые габбро, реже встречаются габбронориты [13]. Породы имеют гипидиоморфнозернистую структуру и сложены следующими минералами:

– роговая обманка (40–50%);

- плагиоклаз (лабрадор, андезин) (20-50%);

– клинопироксен (0–15%);

ГЕОТЕКТОНИКА № 5 2022

 – редко встречаются кварц (<5%) и оливин (0– 10%).

Акцессорные минералы представлены сфеном, апатитом и рудным минералом.

Кварцевые диориты и гранодиориты обладают гипидиоморфнозернистой структурой и сложены:

- плагиоклаз (55–70%);
- роговая обманка + биотит (15-25%);
- кварц (5-10%).

Акцессорные минералы представлены сфеном, апатитом, цирконом и рудным. В гранодиоритах относительно кварцевых диоритов количество кварца возрастает до 25% и присутствует калиевый полевой шпат до 10%.

Плагиограниты имеют более мелкозернистую гипидиморфнозернистую структуру с участками гранофировой. Они сложены кварцем и кислым плагиоклазом в равных количествах, а также амфиболом (5–7%). Акцессории представлены апатитом, сфеном, цирконом и рудным минералом.

# МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Выделение монофраций акцессорных цирконов проведено в лаборатории минералогического и трекового анализа ГИН РАН (г. Москва, Россия) (аналитик Т.Б. Афонина) с использованием стандартных методик плотностной и магнитной сепарации.

U-Th-Pb датирование цирконов из интрузивных пород (образцы 10SH-3 и 10SH-6, табл. 1, табл. 2) методом лазерной абляции (LA-ICP-MS) проводили в лаборатории Университета Калифорнии (г. Санта-Круз, шт. Калифорния, США). Лаборатория оборудована ICP-MS спектрометром Element XR (Компания "Thermo Fisher Scientific", США) и установкой лазерной абляции PhotonMachinesAnalyte (Компания "Photon Machines Inc.", США) с эксимерным лазером с длиной волны 193 нм и камерой Helex-2 (Компания "Teledyne CETAC Technologies", США). Испаренное вещество проходит по внутренней тефлоновой трубке диаметром 4 мм, при этом аргон, превращающий образец в аэрозоль, - по внешней трубке. Энергия вспышки лазера ATLEX составляет 4.5 мДж. Контроль плотности энергии обеспечивается калибруемым аттенюатором. При подготовке лабораторной шашки цирконы наносили рядами на двустороннюю липкую ленту с помощью шаблона из пленки. В центре шашки устанавливали цирконы стандартов SL2 (563 млн лет, по [43]) и Plešovice (337 млн лет, по [57]).

Затем зерна помещали в кольцевую форму и заливали эпоксидной смолой StruersEpofix (Компания "Struers LLC", США). Затвердевшую шашку обрезали на токарном станке до нужного размера. Поверхность шашки с зернами циркона по-

Caнта-Kpy3, CШA)
Университет штата Калифорния,
-3 методом LA-ICP-MS (
циркона из образца 10SH-
1. Данные датирования
Таблица ј

4 mmmmm		durint ,	white mining		oputation to and	1010110			tree de ante		Arrange	(				
Howen	11 (r./r.)	ТЬ/11		0	тношение и	зотопов			Η	екоррел	ктирован	IHEIC BO	озрасты		<sup>207</sup> ] коректир	Рb ованный
точки		0 /111	<sup>206</sup> Pb/ <sup>23</sup>	<sup>38</sup> U	<sup>207</sup> Pb/ <sup>23;</sup>	Ŋ	<sup>207</sup> Pb/ <sup>200</sup>	<sup>5</sup> Pb	<sup>207</sup> Pb/	<sup>,235</sup> U	<sup>206</sup> Pb/ <sup>2</sup>	<sup>238</sup> U	$^{207} Pb/^{2}$	06Pb	<sup>206</sup> Pb/	<sup>,238</sup> U
			отношение	±2σ	отношение	±2σ	отношение	±2σ	возраст	±2σ	возраст	$\pm 2\sigma$	возраст	±2σ	возраст	±2σ
$10SH_3_1$	30	0.52	0.00683	0.00050	0.0446	0.0137	0.0515	0.0172	44.33	13.26	43.85	3.22	263	1149	43.59	3.18
$10SH_3_2$	33	0.47	0.00721	0.00049	0.0766	0.0132	0.0811	0.0155	74.91	12.44	46.34	3.12	1222	561	44.35	2.86
10SH_3_3	40	0.54	0.00676	0.00045	0.0695	0.0108	0.0754	0.0118	68.24	10.22	43.44	2.84	1078	471	41.88	2.64
$10SH_3_4$	35	0.49	0.00668	0.00046	0.0676	0.0132	0.0798	0.0167	66.39	12.52	42.93	2.94	1192	618	41.14	2.7
10SH_3_5	40	0.57	0.00725	0.00049	0.1048	0.0164	0.1133	0.0183	101.17	15.02	46.56	3.14	1852	438	42.66	2.64
10SH_3_6	45	0.50	0.00779	0.00048	0.0486	0.0119	0.0465	0.0118	48.18	11.5	50.04	3.1	24.4	913.2	50.1	3.12
$10SH_3_7$	24	0.33	0.00782	0.00058	0.0624	0.0181	0.0681	0.0217	61.5	17.28	50.18	3.72	872	066	48.85	3.52
10SH_3_8	31	0.59	0.00835	0.00055	0.0540	0.0157	0.0484	0.0152	53.44	15.08	53.59	3.52	117	1113	53.5	3.52
10SH_3_9	22	0.46	0.00804	0.00062	0.0623	0.0232	0.0624	0.0315	61.3	22.2	51.64	3.96	687	1614	50.64	3.8
$10SH_3_{10}$	30	0.44	0.00786	0.00053	0.0684	0.0173	0.0712	0.0192	67.15	16.46	50.46	3.42	961	828	48.93	3.22
10SH_3_11	33	0.41	0.00754	0.00050	0.0701	0.0157	0.0669	0.0155	68.75	14.92	48.4	3.22	834	723	47.18	3.06
10SH_3_12	36	0.51	0.00763	0.00052	0.0679	0.0137	0.0758	0.0154	66.67	13.04	49	3.3	1090	612	47.22	3.08
10SH_3_13	16	0.42	0.00825	0.00074	0.1000	0.0290	0.0962	0.0429	96.8	26.8	52.95	4.72	1551	1254	49.67	4.14
$10SH_{-3}14$	40	0.53	0.00746	0.00049	0.0610	0.0121	0.0671	0.0130	60.16	11.62	47.89	3.12	839	603	46.68	2.96
10SH_3_15	33	0.55	0.00746	0.00051	0.0757	0.0131	0.0832	0.0153	74.11	12.34	47.91	3.24	1273	540	45.72	2.96
10SH_3_16	24	0.47	0.00828	0.00059	0.0851	0.0194	0.0778	0.0193	82.96	18.18	53.14	3.74	1141	741	51.09	3.46
10SH_3_17	15	0.35	0.00809	0.00073	0.0716	0.0272	0.3170	0.4083	70.2	25.8	51.92	4.66	3555	2976	34.23	2.02
10SH_3_18	35	0.33	0.00764	0.00053	0.0536	0.0138	0.0588	0.0146	53	13.28	49.05	3.38	559	810	48.32	3.28
10SH_3_19	24	0.41	0.00760	0.00057	0.0816	0.0210	0.1009	0.0259	79.54	19.7	48.6	3.64	1641	714	45.29	3.16
$10SH_3_20$	30	0.57	0.00760	0.00054	0.0774	0.0145	0.0829	0.0170	75.68	13.68	48.83	3.42	1265	600	46.63	3.12
10SH_3_21	33	0.53	0.00829	0.00055	0.0729	0.0145	0.0675	0.0147	71.44	13.76	53.24	3.54	852	678	51.87	3.36
10SH_3_22	30	0.52	0.00799	0.00054	0.0649	0.0159	0.0648	0.0159	63.88	15.18	51.3	3.42	766	774	50.16	3.28
10SH_3_23	42	0.54	0.00721	0.00046	0.0541	0.0115	0.0553	0.0121	53.47	11.08	46.29	2.92	424	735	45.81	2.86
10SH_3_24	35	0.44	0.00736	0.00051	0.0970	0.0171	0.1036	0.0187	94.02	15.84	47.28	3.26	1689	498	43.9	2.82
10SH_3_25	44	0.52	0.00739	0.00049	0.0576	0.0113	0.0577	0.0123	56.9	10.88	47.47	3.12	518	702	46.83	3.04
10SH_3_26	20	0.35	0.00809	0.00063	0.0946	0.0247	0.0916	0.0293	91.8	23	51.94	4	1459	912	49.03	3.56

ГЕОТЕКТОНИКА № 5 2022

Окончание
Ι.
аблица

ГЕОТЕКТОНИКА	Nº 5	2022

Таблица 1. (	Эконча	ние														
Номер	(T/T)	Т 1/ 1		0	тношение и:	зотопов			H	lekoppeı	ктирован	IHLIC BO	зрасты		<sup>207</sup> Ркоректирс	р рванный
Точки		0 / 111	<sup>206</sup> Pb/ <sup>2</sup> .	<sup>38</sup> U	$^{207}\text{Pb}/^{232}$	υ	$^{207}$ Pb $/^{20}$	ofPb	<sup>207</sup> Pb,	/ <sup>235</sup> U	<sup>206</sup> Pb/ <sup>2</sup>	<sup>238</sup> U	$^{207}$ Pb $/^{2}$	06Pb	<sup>206</sup> Pb/	<sup>238</sup> U
			отношение	±2σ	отношение	±2σ	отношение	±2σ	возраст	±2σ	возраст	±2σ ]	зозраст	$\pm 2\sigma$	возраст	±2σ
10SH_3_27	19	0.54	0.00838	0.00064	0.0718	0.0230	0.0773	0.0260	70.4	21.8	53.78	4.12	1128	1008	51.74	3.82
10SH_3_28	34	0.57	0.00791	0.00054	0.0749	0.0170	0.0804	0.0182	73.34	16.02	50.79	3.44	1207	699	48.65	3.16
10SH_3_29	74	0.35	0.00766	0.00047	0.0586	0.0094	0.0578	0.0095	57.79	8.98	49.2	3.04	522	540	48.53	2.96
$10SH_{-3}30$	28	0.50	0.00790	0.00056	0.0883	0.0158	0.0881	0.0179	85.88	14.72	50.74	3.54	1384	588	48.12	3.2
10SH_3_31	53	0.52	0.00774	0.00046	0.0632	0.0103	0.0672	0.0114	62.23	9.84	49.68	2.96	842	528	48.42	2.8
$10SH_{-3}32$	22	0.49	0.00825	0.00066	0.0684	0.0235	0.0724	0.0253	67.2	22.4	52.95	4.22	995	1068	51.26	3.96
$10SH_{-3_{-33}}$	25	0.37	0.00789	0.00059	0.0653	0.0187	0.0827	0.0246	64.2	17.8	50.65	3.76	1261	870	48.38	3.42
$10SH_3_34$	25	0.54	0.00781	0.00058	0.0580	0.0169	0.0506	0.0179	57.21	16.22	50.14	3.72	221	1230	49.91	3.68
10SH_3_35	20	0.39	0.00784	0.00064	0.0621	0.0213	0.0764	0.0320	61.2	20.4	50.32	4.1	1104	1257	48.46	3.8
10SH_3_36	91	0.25	0.00749	0.00042	0.0666	0.0076	0.0674	0.0074	65.47	7.24	48.11	2.68	848	342	46.88	2.54
10SH_3_37	21	0.52	0.00838	0.00063	0.0721	0.0213	0.0707	0.0220	70.6	20.2	53.8	4.02	947	957	52.2	3.78
10SH_3_38	41	0.53	0.00829	0.00053	0.0688	0.0139	0.0644	0.0154	67.54	13.18	53.23	3.4	755	756	52.06	3.26
10SH_3_39	33	0.49	0.00804	0.00053	0.0659	0.0161	0.0598	0.0160	64.83	15.36	51.64	3.42	596	867	50.81	3.3
$10SH_{-3}40$	24	0.44	0.00813	0.00060	0.0698	0.0181	0.0728	0.0191	68.55	17.22	52.22	3.86	1009	795	50.53	3.62
10SH_3_41	17	0.39	0.00864	0.00071	0.0773	0.0270	0.0822	0.0288	75.6	25.4	55.43	4.52	1249	1029	52.99	4.12
10SH_3_42	39	0.65	0.00831	0.00053	0.0632	0.0132	0.0570	0.0124	62.27	12.6	53.34	3.36	492	720	52.67	3.28
10SH_3_43	22	0.40	0.00921	0.00066	0.0698	0.0188	0.0587	0.0212	68.48	17.88	59.09	4.22	554	1182	58.24	4.1
10SH_3_44	23	0.44	0.00819	0.00057	0.0689	0.0174	0.0628	0.0175	67.65	16.54	52.59	3.62	669	891	51.56	3.48
10SH_3_45	26	0.49	0.00814	0.00057	0.0806	0.0172	0.0774	0.0180	78.73	16.2	52.27	3.64	1132	693	50.28	3.36
10SH_3_46	43	0.49	0.00777	0.00049	0.0553	0.0106	0.0549	0.0110	54.7	10.24	49.9	3.14	406	672	49.4	3.08
10SH_3_47	31	0.55	0.00792	0.00055	0.0540	0.0147	0.0567	0.0160	53.41	14.16	50.85	3.52	480	933	50.23	3.44
10SH_3_48	22	0.42	0.00903	0.00078	0.1078	0.0260	0.0980	0.0277	104	23.8	57.96	4.96	1586	792	54.25	4.34
$10SH_{-3}49$	28	0.50	0.00707	0.00051	0.0586	0.0148	0.0687	0.0184	57.87	14.22	45.44	3.24	889	828	44.19	3.06
10SH_3_50	29	0.54	0.00776	0.00054	0.0474	0.0160	0.0521	0.0172	46.99	15.52	49.83	3.42	288	1131	49.51	3.38
Примечание. соотношение Плесовине ( <sup>20</sup>	Концен Тh/U пј 7рь ској	трации редстав	( U оценены с ляет собой от	: использоі тношение ] рь / <sup>238</sup> 11 вс	ванием цирко исходного Тh <sub>/</sub>	на SL2, 1 /U к наб. 19ет 344	то [43]; конце людаемому к 67 + 2 07 млн	энтрация оэффици	U в станд тенту отн	арте SL2 ошения	2 419 г/т [4 Th/U по Ъ	.3] и сре. VIST 612	цняя ској ((0.87); в	рость сч торичн	нета 3.36 Е - ый стандар	⊦ 6 имп/с; т: циркон
	~ ~ ~ ~	Trees did			mersos rondeo											

# ГАББРО-ГРАНОДИОРИТОВЫЙ МАГМАТИЧЕСКИЙ КОМПЛЕКС

Interpretation         Interp	(
$ \begin{array}{ c c c c c c c c c c c c c c c c c c c$	ошение изс
26         OTHOLIDEHINE         ±26         Bospacr         ±26         Bospacr         ±26         Bospacr         ±26           148         0.0604         01126         57.68         7.09         44.73         3.06         616         225         43.97         2.93           151         0.0601         01012         85.73         9.3         72.08         5.2         850         188         70.27         4.94           161         0.0601         01141         52.15         5.7.4         45.04         3.11         666         255         43.20         3.01           166         0.0601         01142         58.91         70.13         3.24         0         42.3         3.24           176         0.0601         01142         58.44         45.3         3.21         1468         193         42.8         3.04           176         0.0438         0.0143         61.8         44.43         2.94         44.19         2.95         42.34         3.24           1011         0.04300         0.0187         76.11         84.43         3.24         42.8         2.76         43.94         2.76           1011         0.04300         0.0187	$^{207}\text{Pb}/^{23}$
148 $0.0604$ $0.0126$ $57.68$ $7.03$ $44.73$ $3.06$ $616$ $225$ $43.97$ $2.96$ 199 $0.0674$ $0.0126$ $57.13$ $9.33$ $72.08$ $55.29$ $3.04$ $3.01$ 161 $0.0601$ $0.0141$ $52.15$ $55.23$ $3.04$ $3.01$ $3.03$ 160 $0.0601$ $0.0141$ $52.15$ $57.24$ $3.52.9$ $3.04$ $3.24$ 160 $0.0601$ $0.0149$ $6164$ $55.23$ $3.044$ $3.24$ 160 $0.0601$ $0.0149$ $6164$ $46.34$ $3.224$ $9142$ $226$ 176 $0.0921$ $0.0187$ $76.4$ $45.33$ $3.11$ $1468$ $193$ $42.24$ $2.277$ 171 $0.0921$ $0.0187$ $76.14$ $46.34$ $3.24$ $2.26$ $43.96$ $2.277$ 171 $0.0903$ $0.0187$ $76.14$ $46.34$ $3.24$ $0.26$ $43.96$ $2.28$ 171 $0.0903$ $0.0187$ $76.14$ $47.32$ $2.89$ $42.49$ $2.26$ 187 $0.0949$ $0.0103$ $47.32$ $44.33$ $2.96$ $2.28$ 188 $0.0845$ $0.0107$ $42.24$ $42.34$ $2.26$ 189 $0.0845$ $0.0107$ $42.24$ $42.36$ $2.28$ 189 $0.0845$ $0.0107$ $42.24$ $42.36$ $42.49$ $2.28$ 189 $0.0845$ $0.0107$ $42.24$ $42.36$ $42.49$ $2.28$ 181 $0.0845$ $0.0107$	иношение
199 $0.0674$ $0.0122$ $85.73$ $9.3$ $72.08$ $5.2$ $830$ $188$ $70.27$ $4.94$ 141 $0.0601$ $0.0141$ $52.15$ $57.21$ $56.22$ $3.91$ $611$ $189$ $55.29$ $3.78$ 146 $0.0601$ $0.0141$ $52.15$ $57.41$ $45.04$ $3.11$ $606$ $253$ $44.29$ $3.04$ 146 $0.00631$ $0.0142$ $59.97$ $7.7$ $51.15$ $3.72$ $914$ $221$ $45.55$ $3.04$ 146 $0.00921$ $0.0187$ $78.66$ $9.19$ $45.38$ $3.11$ $1468$ $193$ $42.84$ $2.9$ 141 $0.0510$ $0.0031$ $45.11$ $5.04$ $44.19$ $2.9$ $241$ $95.22$ $2.93$ 141 $0.0490$ $0.0031$ $45.11$ $8.93$ $44.87$ $3.02$ $1242$ $124.9$ $2.22$ 141 $0.0557$ $0.0118$ $49.43$ $5.16$ $44.33$ $2.29$ $43.84$ $2.9$ 141 $0.0549$ $0.0107$ $8.77$ $9.12$ $2.81$ $42.65$ $5.93$ $2.76$ 112 $0.0581$ $0.0107$ $8.274$ $42.31$ $2.31$ $46.55$ $2.93$ $2.76$ 113 $0.0518$ $0.0107$ $8.274$ $42.31$ $2.31$ $42.88$ $2.76$ $2.93$ 113 $0.0548$ $0.0107$ $8.274$ $42.51$ $3.274$ $42.65$ $2.231$ $42.65$ $2.231$ 113 $0.0548$ $0.0103$ $6.23$ $42.88$	0.0584
$ \begin{array}{ c c c c c c c c c c c c c c c c c c c$	0.0881
$ \begin{array}{ c c c c c c c c c c c c c c c c c c c$	0000.0
	0.0608
$ \begin{array}{llllllllllllllllllllllllllllllllllll$	0.0628
	0.0503
	0.0805
1111 $0.0490$ $0.0093$ $45.1$ $5.41$ $42.6$ $2.82$ $145$ $222$ $42.49$ $2.8$ $127$ $0.0557$ $0.0157$ $76.11$ $8.93$ $44.87$ $3.02$ $1242$ $188$ $42.89$ $2.76$ $187$ $0.0845$ $0.0157$ $76.11$ $8.93$ $44.87$ $3.02$ $1242$ $188$ $42.89$ $2.76$ $195$ $0.0845$ $0.0167$ $8.75$ $48.86$ $3.23$ $1303$ $167$ $46.55$ $2.93$ $195$ $0.0969$ $0.0167$ $8.77$ $9.12$ $42.69$ $2.89$ $1565$ $162$ $39.99$ $2.74$ $216$ $0.0569$ $0.0107$ $43.22$ $54.8$ $42.31$ $281$ $277$ $237$ $42.05$ $2.92$ $216$ $0.0742$ $0.0203$ $67.78$ $9.23$ $42.48$ $3.03$ $1045$ $276$ $41.02$ $2.82$ $216$ $0.0742$ $0.0203$ $67.78$ $9.23$ $42.48$ $3.03$ $1045$ $276$ $41.02$ $2.82$ $213$ $0.0742$ $0.0203$ $67.78$ $9.23$ $42.48$ $3.04$ $1455$ $276$ $41.02$ $2.82$ $2141$ $0.0742$ $0.0203$ $67.78$ $9.23$ $42.31$ $84.77$ $227$ $42.26$ $42.36$ $2142$ $0.0449$ $0.0011$ $43.34$ $5.37$ $42.31$ $43.65$ $227$ $42.98$ $2.82$ $2142$ $0.0663$ $0.0114$ $43.36$ $42.231$ $28.69$ $4707$ <td>0.0447</td>	0.0447
$ \begin{array}{ c c c c c c c c c c c c c c c c c c c$	0.0454
	0.0499
	0.0778
195 $0.0969$ $0.0167$ $82.77$ $9.12$ $42.69$ $2.89$ $1565$ $162$ $39.99$ $2.54$ $113$ $0.0518$ $0.0107$ $43.22$ $5.48$ $42.31$ $281$ $277$ $237$ $42.05$ $2.77$ $216$ $0.0569$ $0.0222$ $53.4$ $10.4$ $44.55$ $3.16$ $488$ $431$ $43.98$ $3.08$ $194$ $0.0742$ $0.0203$ $67.78$ $9.23$ $42.48$ $3.03$ $1045$ $276$ $41.02$ $2.82$ $758$ $0.0689$ $0.2621$ $751.1$ $66.8$ $102.92$ $8.69$ $4707$ $274$ $41.02$ $2.82$ $234$ $0.1141$ $0.0225$ $90.5$ $10.9$ $44.27$ $3.1$ $1865$ $178$ $40.52$ $2.82$ $214$ $0.0490$ $0.0101$ $43.34$ $5.37$ $45.31$ $3.04$ $145$ $242$ $46.52$ $2.82$ $214$ $0.0490$ $0.0101$ $43.34$ $5.37$ $45.33$ $3.04$ $145$ $242$ $46.52$ $2.67$ $215$ $0.0490$ $0.0101$ $43.34$ $5.37$ $45.33$ $815$ $212$ $41.17$ $2.69$ $1142$ $0.0663$ $0.0125$ $81.66$ $6.81$ $42.21$ $2.83$ $815$ $212$ $41.17$ $2.69$ $1134$ $0.0588$ $0.0125$ $81.66$ $83.54$ $163.62$ $227$ $42.98$ $2.81$ $1131$ $0.0527$ $0.0144$ $41.25$ $6.24$ $53.27$ $42.98$ <t< td=""><td>0.0823</td></t<>	0.0823
113 $0.0518$ $0.0107$ $43.22$ $5.48$ $42.31$ $2.81$ $277$ $237$ $42.05$ $2.77$ $216$ $0.0569$ $0.0222$ $53.4$ $10.4$ $44.55$ $3.16$ $488$ $431$ $43.98$ $3.08$ $194$ $0.0742$ $0.0203$ $67.78$ $9.23$ $42.48$ $3.03$ $1045$ $276$ $41.02$ $2.82$ $758$ $0.6889$ $0.2621$ $751.1$ $66.8$ $102.92$ $8.69$ $4707$ $274$ $101.31$ $8.42$ $234$ $0.1141$ $0.0225$ $90.5$ $10.9$ $44.27$ $3.1$ $1865$ $178$ $40.52$ $2.82$ $214$ $0.0490$ $0.0101$ $43.34$ $5.37$ $45.33$ $3.04$ $145$ $242$ $45.21$ $3.03$ $1142$ $0.0663$ $0.0101$ $43.34$ $5.37$ $45.33$ $3.04$ $145$ $242$ $45.21$ $3.03$ $1142$ $0.0663$ $0.0101$ $43.34$ $5.37$ $45.33$ $3.04$ $145$ $242$ $45.21$ $3.03$ $1142$ $0.0663$ $0.0125$ $51.61$ $6.46$ $43.69$ $2.21$ $41.17$ $2.67$ $1134$ $0.0598$ $0.0125$ $51.61$ $6.46$ $43.69$ $2.21$ $41.17$ $2.67$ $1131$ $0.0577$ $0.0125$ $80.59$ $8.95$ $44.57$ $3.16$ $41.36$ $2.78$ $1131$ $0.0577$ $0.0144$ $41.25$ $53.37$ $3.48$ $32.67$ $2.78$ $1131$ <td< td=""><td>0.0849</td></td<>	0.0849
216 $0.0569$ $0.0222$ $53.4$ $10.4$ $44.55$ $3.16$ $488$ $431$ $43.98$ $3.08$ 194 $0.0742$ $0.0203$ $67.78$ $9.23$ $42.48$ $3.03$ $1045$ $276$ $41.02$ $2.82$ 758 $0.6889$ $0.2621$ $751.1$ $66.8$ $102.92$ $8.69$ $4707$ $274$ $101.31$ $8.42$ 234 $0.1141$ $0.0225$ $90.5$ $10.9$ $44.27$ $3.1$ $1865$ $178$ $40.52$ $2.82$ 142 $0.0490$ $0.0101$ $43.34$ $5.37$ $45.33$ $3.04$ $145$ $242$ $45.21$ $3.03$ 142 $0.0663$ $0.0101$ $43.34$ $5.37$ $45.33$ $3.04$ $145$ $242$ $41.17$ $2.69$ 134 $0.0598$ $0.0125$ $51.61$ $6.46$ $43.69$ $2.91$ $596$ $227$ $41.17$ $2.69$ 134 $0.0598$ $0.0125$ $51.61$ $6.46$ $43.69$ $3.24$ $1635$ $191$ $43.52$ $2.81$ 191 $0.0923$ $0.0126$ $80.59$ $8.95$ $44.67$ $3.24$ $1635$ $212$ $41.17$ $2.69$ 130 $0.0527$ $0.0144$ $41.25$ $6.33$ $41.66$ $2.82$ $316$ $41.36$ $2.78$ 131 $0.0923$ $0.0193$ $80.59$ $8.95$ $44.57$ $3.24$ $1635$ $212$ $41.17$ 131 $0.0546$ $0.0013$ $62.15$ $52.31$ $3.28$ $316$ $41.36$ <td>0.0435</td>	0.0435
194 $0.0742$ $0.0203$ $67.78$ $9.23$ $42.48$ $3.03$ $1045$ $276$ $41.02$ $2.82$ $758$ $0.6889$ $0.2621$ $751.1$ $66.8$ $102.92$ $8.69$ $4707$ $274$ $101.31$ $8.42$ $234$ $0.1141$ $0.0225$ $90.5$ $10.9$ $44.27$ $3.1$ $1865$ $178$ $40.52$ $2.6$ $110$ $0.0490$ $0.0101$ $43.34$ $5.37$ $45.23$ $3.04$ $145$ $242$ $45.21$ $3.03$ $142$ $0.0663$ $0.0101$ $43.34$ $5.37$ $45.23$ $3.04$ $145$ $242$ $45.21$ $3.03$ $142$ $0.0663$ $0.0125$ $51.61$ $6.81$ $42.21$ $2.83$ $815$ $212$ $41.17$ $2.69$ $134$ $0.0598$ $0.0125$ $51.61$ $6.46$ $43.69$ $2.91$ $596$ $227$ $42.98$ $2.82$ $01007$ $0.0207$ $855$ $10$ $46.68$ $3.24$ $1635$ $191$ $43.52$ $2.61$ $1130$ $0.0527$ $0.0144$ $41.25$ $6.33$ $41.66$ $2.82$ $316$ $42.02$ $2.78$ $1130$ $0.0527$ $0.0144$ $41.25$ $55.35$ $3.72$ $3010$ $118$ $42.99$ $2.74$ $1130$ $0.0529$ $0.0139$ $62.15$ $6.24$ $53.27$ $32.6$ $2.74$ $3.11$ $1126$ $0.0509$ $0.0119$ $45.95$ $6.09$ $41.94$ $2.78$ $237$ $41.73$	0.0540 0
758 $0.6889$ $0.2621$ $751.1$ $66.8$ $102.92$ $8.69$ $4707$ $274$ $101.31$ $8.42$ 234 $0.1141$ $0.0225$ $90.5$ $109$ $44.27$ $3.1$ $1865$ $178$ $40.52$ $2.6$ 110 $0.0490$ $0.0101$ $43.34$ $5.37$ $45.33$ $3.04$ $145$ $242$ $45.21$ $3.03$ 142 $0.0663$ $0.0101$ $43.34$ $5.37$ $45.33$ $3.04$ $145$ $212$ $41.17$ $2.69$ 134 $0.0598$ $0.0125$ $51.61$ $6.81$ $42.21$ $2.83$ $815$ $212$ $41.17$ $2.69$ 134 $0.0598$ $0.0125$ $51.61$ $6.46$ $43.69$ $2.91$ $596$ $227$ $42.98$ $2.82$ 191 $0.0923$ $0.0129$ $80.59$ $8.95$ $44.57$ $3$ $1473$ $163$ $42.02$ $2.67$ 130 $0.0527$ $0.0144$ $41.25$ $6.33$ $41.66$ $2.82$ $316$ $42.99$ $2.78$ 131 $0.05242$ $0.0133$ $62.15$ $53.37$ $34.8$ $325$ $316$ $42.99$ $2.74$ 131 $0.05242$ $0.0033$ $62.15$ $6.24$ $53.27$ $3248$ $3257$ $341$ 126 $0.2242$ $0.0033$ $62.15$ $53.37$ $34.8$ $325$ $271$ $41.36$ $2.74$ 131 $0.0546$ $0.0073$ $62.15$ $53.27$ $53.72$ $3010$ $118$ $42.99$ $2.73$ 126<	0.0690 0
234 $0.1141$ $0.0225$ $90.5$ $10.9$ $44.27$ $3.1$ $1865$ $178$ $40.52$ $2.6$ $110$ $0.0490$ $0.0101$ $43.34$ $5.37$ $45.33$ $3.04$ $145$ $242$ $45.21$ $3.03$ $142$ $0.0490$ $0.01134$ $56.76$ $6.81$ $42.21$ $2.83$ $815$ $212$ $41.17$ $2.69$ $134$ $0.0538$ $0.0125$ $51.61$ $6.46$ $43.69$ $2.91$ $596$ $227$ $42.98$ $2.82$ $215$ $0.0073$ $80.59$ $8.95$ $44.57$ $3$ $1473$ $163$ $42.02$ $2.67$ $1130$ $0.0527$ $0.0144$ $41.25$ $6.33$ $41.66$ $2.82$ $316$ $41.36$ $2.78$ $1130$ $0.0527$ $0.0144$ $41.25$ $6.33$ $41.66$ $2.82$ $316$ $41.36$ $2.78$ $1130$ $0.0527$ $0.0144$ $41.25$ $6.33$ $41.66$ $2.82$ $316$ $41.36$ $2.74$ $1130$ $0.0527$ $0.0144$ $41.25$ $6.33$ $41.66$ $2.82$ $316$ $41.36$ $2.74$ $1126$ $0.0509$ $0.0119$ $45.95$ $6.09$ $41.94$ $2.78$ $235$ $271$ $41.73$ $2.74$ $1126$ $0.0802$ $0.0119$ $45.95$ $6.09$ $41.94$ $2.78$ $235$ $271$ $41.73$ $2.73$ $1166$ $0.0802$ $0.0124$ $112.3$ $10.7$ $50.41$ $3.3$ $177$ $40.76$ $2.$	1.0953
110 $0.0490$ $0.0101$ $43.34$ $5.37$ $45.33$ $3.04$ $145$ $242$ $45.21$ $3.03$ $142$ $0.0663$ $0.0134$ $56.76$ $6.81$ $42.21$ $2.83$ $815$ $212$ $41.17$ $2.69$ $134$ $0.0598$ $0.0125$ $51.61$ $6.46$ $43.69$ $2.91$ $596$ $227$ $42.98$ $2.82$ $215$ $0.1007$ $8.55$ $10$ $46.68$ $3.24$ $1635$ $191$ $43.52$ $2.81$ $1091$ $0.0923$ $0.0159$ $80.59$ $8.95$ $44.57$ $3$ $1473$ $163$ $42.02$ $2.67$ $1130$ $0.0527$ $0.0144$ $41.25$ $6.33$ $41.66$ $2.82$ $316$ $41.36$ $2.78$ $626$ $0.2242$ $0.0330$ $241.7$ $25.1$ $55.35$ $3.72$ $3010$ $118$ $42.99$ $2.74$ $1131$ $0.0546$ $0.0073$ $62.15$ $5.24$ $53.27$ $344$ $325$ $271$ $41.36$ $2.78$ $1126$ $0.0509$ $0.0119$ $45.95$ $6.09$ $41.94$ $2.78$ $235$ $271$ $41.73$ $2.74$ $1126$ $0.0802$ $0.0120$ $74.85$ $7.83$ $44.77$ $2.97$ $127$ $2.74$ $1166$ $0.0802$ $0.0120$ $74.85$ $783$ $44.77$ $2.97$ $127$ $2.74$ $1166$ $0.0802$ $0.0120$ $112.3$ $10.7$ $50.41$ $3.3$ $1704$ $109$ $46.76$ $2.84$ </td <td>0.0932</td>	0.0932
$ \begin{array}{ c c c c c c c c c c c c c c c c c c c$	0.0436 (
$ \begin{array}{ c c c c c c c c c c c c c c c c c c c$	0.0575
215 $0.1007$ $85$ $10$ $46.68$ $3.24$ $1635$ $191$ $43.52$ $2.81$ $191$ $0.0923$ $0.0159$ $80.59$ $8.95$ $44.57$ $3$ $1473$ $163$ $42.02$ $2.67$ $130$ $0.0527$ $0.0144$ $41.25$ $6.33$ $41.66$ $2.82$ $316$ $311$ $41.36$ $2.78$ $626$ $0.2242$ $0.0330$ $241.7$ $25.1$ $55.35$ $3.72$ $3010$ $118$ $42.99$ $2.24$ $131$ $0.0546$ $0.0073$ $62.15$ $6.24$ $53.27$ $3.48$ $395$ $151$ $52.77$ $3.41$ $0126$ $0.0509$ $0.0119$ $45.95$ $6.09$ $41.94$ $2.78$ $235$ $271$ $41.73$ $2.75$ $0166$ $0.0802$ $0.0120$ $74.85$ $7.83$ $44.77$ $2.97$ $1202$ $147$ $42.89$ $2.73$ $235$ $0.1045$ $0.0124$ $112.3$ $10.7$ $50.41$ $3.3$ $1704$ $109$ $46.76$ $2.84$	0.0521
191 $0.0923$ $0.0159$ $80.59$ $8.95$ $44.57$ $3$ $1473$ $163$ $42.02$ $2.67$ $1130$ $0.0527$ $0.0144$ $41.25$ $6.33$ $41.66$ $2.82$ $316$ $311$ $41.36$ $2.78$ $626$ $0.2242$ $0.0330$ $241.7$ $25.1$ $55.35$ $3.72$ $3010$ $118$ $42.99$ $2.24$ $1131$ $0.0546$ $0.0073$ $62.15$ $6.24$ $53.27$ $3.48$ $395$ $151$ $52.77$ $3.41$ $0126$ $0.0509$ $0.0119$ $45.95$ $6.09$ $41.94$ $2.78$ $235$ $271$ $41.73$ $2.75$ $01045$ $0.0120$ $74.85$ $7.83$ $44.77$ $2.97$ $1202$ $147$ $42.89$ $2.73$ $235$ $0.1045$ $0.0124$ $112.3$ $10.7$ $50.41$ $3.3$ $1704$ $109$ $46.76$ $2.84$	0.0873
130       0.0527       0.0144       41.25       6.33       41.66       2.82       316       311       41.36       2.78         626       0.2242       0.0330       241.7       25.1       55.35       3.72       3010       118       42.99       2.24         1131       0.0546       0.0073       62.15       6.24       53.27       3.48       395       151       52.77       3.41         1126       0.0509       0.0119       45.95       6.09       41.94       2.78       235       271       41.73       2.75         1126       0.0802       0.0119       45.95       6.09       41.94       2.78       235       271       41.73       2.75         1166       0.0802       0.0120       74.85       7.83       44.77       2.97       1202       147       42.89       2.73         235       0.1045       0.0124       112.3       10.7       50.41       3.3       1704       109       46.76       2.84	0.0826
626         0.2242         0.0330         241.7         25.1         55.35         3.72         3010         118         42.99         2.24           1131         0.0546         0.0073         62.15         6.24         53.27         3.48         395         151 <b>52.77 3.41</b> 1126         0.05509         0.0119         45.95         6.09         41.94         2.78         235         271 <b>41.73 2.75</b> 1126         0.0509         0.0119         45.95         6.09         41.94         2.78         235         271 <b>41.73 2.75</b> 1126         0.0802         0.0120         74.85         7.83         44.77         2.97         1202         147 <b>42.89 2.73</b> 235         0.1045         0.0124         112.3         10.7         50.41         3.3         1704         109 <b>46.76 2.84</b>	0.0415
1131         0.0546         0.0073         62.15         6.24         53.27         3.48         395         151 <b>52.77 3.41</b> 1126         0.0509         0.0119         45.95         6.09         41.94         2.78         235         271 <b>41.73 2.75</b> 1126         0.0802         0.0119         45.95         6.09         41.94         2.78         235         271 <b>41.73 2.75</b> 1166         0.0802         0.0120         74.85         7.83         44.77         2.97         1202         147 <b>42.89 2.73</b> 235         0.1045         0.0124         112.3         10.7         50.41         3.3         1704         109 <b>46.76 2.84</b>	0.2688
126         0.0509         0.0119         45.95         6.09         41.94         2.78         235         271 <b>41.73 2.75</b> 1166         0.0802         0.0120         74.85         7.83         44.77         2.97         1202         147 <b>42.89 2.73</b> 1235         0.1045         0.0124         112.3         10.7         50.41         3.3         1704         109 <b>46.76 2.84</b>	0.0631
166         0.0802         0.0120         74.85         7.83         44.77         2.97         1202         147 <b>42.89 2.73</b> 235         0.1045         0.0124         112.3         10.7         50.41         3.3         1704         109 <b>46.76 2.84</b>	0.0463
235 0.1045 0.0124 112.3 10.7 50.41 3.3 1704 109 <b>46.76 2.84</b>	0.0765
	0.1170

ЦУКАНОВ и др.

ГЕОТЕКТОНИКА Nº 5 2022

лировали сначала наждачной бумагой с зерном 1.5 мм, а затем полировальными пастами Struers с зерном 9 и 3 мкм на полировальной машине LaboPol (Компания "Struers LLC", США).

Четыре замера первичного стандарта SL2 [43] и четыре замера вторичного стандарта Plešovice [57] выполняли в начале и в конце каждой сессии. Измерения первичного стандарта делали после каждого пятого зерна с неизвестным возрастом, совместно с вторичным стандартом — после каждого десятого зерна с неизвестным возрастом. Согласно протоколу измерений, 15 зерен циркона вторичного стандарта использовали для контроля качества и точности анализа для каждых 100 зерен циркона с неизвестным возрастом. Полученные данные обрабатывали в приложении Iolite для IgorPro [52].

Детритовые цирконы были выделены из шлиховых проб (D1016), отобранных в устье ручья, стекающего в бухту Моржовую с горы Снежной, сложенной породами Шипунского массива (табл. 3).

U-Th-Pb датирование детритовых цирконов образца D1016 проводилось методом LA-ICP-MS в Институте наук о Земле Университета им. Христиана-Альбрехта (г. Киль, Германия). В процессе анализа относительные концентрации 6-ти изотопов элементов (Pb<sup>206</sup>, Pb<sup>207</sup>, Pb<sup>208</sup>, Th<sup>232</sup>, U<sup>235</sup>, U<sup>238</sup>) были измерены, используя 193 нм систему для лазерной абляции (Geolas HD, Coherent) и масс-спектрометр Agilent 8900 (Agilent Technologies, USA). Абляция проводилась лазерным пучком диаметром 40 мкм с энергией 6 Дж/см<sup>2</sup> и частотой импульсов 10 Гц. Использовалась поворотная двухобъемная ячейка для лазерной абляции в потоке гелия 1015 мл/мин с добавлением 15 мл/мин водорода для повышения степени ионизации плазмы. Время одного анализа составляло 90 с. что включало 40 с измерения фона и 50 с измерения сигнала. Время одного аналитического цикла составляло 40 мс. Анализ в одной точке включал измерения в более, чем 100 циклах. Первичная калибровка проводилась, используя циркон 91500 [63], два измерения которого проводились после каждых 4-х точек. В качестве вторичного стандарта использовались референсные цирконы Plešovice [57] и Mud Tank [40], которые периодически были измерены в течение аналитической сессии. Обработка результатов и первичная калибровка относительно циркона 91500 проводилась в программном пакете LADR [51]. Данные были тщательно протестированы, хаотичные части спектров (например, первые 5 с) были исключены. На втором шаге калибровки данные были скорректированы на коэффициент, полученный усреднением данных для 3-х (91500, Plešovice [57], Mud Tank [40]) стандартных образцов циркона [45]. Расчет возраста и визуализация результатов проводились в программе IsoplotR [61].

Анализ породообразующих элементов осуществлялся в аккредитованной лаборатории химико-аналитических исследований ГИН РАН (г. Москва, Россия) (аналитик М.В. Рудченко) рентгенофлуоресцентным методом с использованием последовательного спектрометра S4 Pioneer (Bruker Corp., Vermont, USA) и программного обеспечения "Spectra-Plus" [64]. Техника подготовки проб к анализу и статистические показатели точности и правильности анализа соответствуют требованиям отраслевой методики НСАМ № 439-РС МПР РФ (Россия).

Анализ элементов-примесей был проведен в Аналитическом сертификационном испытательном центре Института проблем технологии микроэлектроники и особо чистых материалов РАН (Московская обл., г. Черноголовка, Россия) (аналитик В.К. Карандашев) методами атомно-эмиссионной спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ICAP-61, Thermo Jarrell Ash, USA) и масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (X-7, Thermo Elemental, USA).

# ДАННЫЕ U-Th-Pb ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Акцессорные цирконы были выделены из двух образцов амфибол-биотитовых гранодиоритов 10SH-3 и 10SH-6, отобранных на склоне г. Снежная (см. табл. 1, см. табл. 2). Возраст циркона из образцов составил:

-обр. 10SH-3 составил 49.01  $\pm$  0.91 ( $\pm 2\sigma$ ) млн лет (рис. 3, а),

− обр. 10SH-6 – 44.32 ± 1.81 млн лет (±2σ) (рис. 3, б).

Результаты исследований детритовых цирконов показывают, что они имеют позднепалеоценовый—раннеэоценовый возраст в интервале от ~57 до ~49 млн лет (табл. 3, рис. 4, а). При этом статистически выделяются два возрастных пика  $56.10 \pm 0.29$  и  $50.49 \pm 0.24$  млн лет (см. рис. 4, б).

## ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ГАББРОИДОВ, ГРАНИТОИДОВ, ПОЗДНЕМЕЛОВЫХ И ПАЛЕОГЕНОВЫХ ВУЛКАНИТОВ

Данные по главным и редким элементам в породах Шипунского массива представлены в табл. 4, а по меловым и палеогеновым вулканитам были ранее опубликованы [35, 36].

#### Габброиды Шипунского массива

Габброиды характеризуются содержаниями  $SiO_2 = 46.12 - 51.86$  мас. % и суммы щелочей  $Na_2O +$ 

ГЕОТЕКТОНИКА № 5 2022

60

;	Данн Те	ные для эра-Вас	диагра	MMbI Ba	лд яцд	Данг 1аграмм	ные ы Вазери	лла			Bc	зраст	тэп ним)			
Номер точки	<sup>238</sup> U/ <sup>206</sup> Pb	2s (%)	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	2s (%)	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	2s (%)	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	2s (%)	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	1SE	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	1SE	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	1SE	возраст конкордии	1SE
							Групг	ıa 1								
009Ship1.csv	126.51	3.03	0.05	9.89	0.05	10.15	0.01	3.36	51.83	2.61	50.76	0.76	102.00	117.00	50.76	0.76
010Ship2.csv	125.98	3.26	0.04	9.20	0.04	9.36	0.01	3.41	46.24	2.21	50.97	0.84	0.00	101.46	50.88	0.84
011Ship3.csv	128.01	3.59	0.05	11.12	0.05	10.68	0.01	3.87	54.75	3.11	50.16	06.0	260.00	127.00	50.13	06.0
012Ship4.csv	127.38	2.96	0.05	8.43	0.05	8.62	0.01	3.03	49.76	2.17	50.41	0.75	18.40	100.90	50.41	0.75
015Ship5.csv	128.95	2.35	0.05	9.44	0.05	8.68	0.01	2.38	48.25	2.29	49.80	0.60	0.00	110.82	49.79	09.0
016Ship6.csv	126.38	3.54	0.05	10.28	0.05	10.10	0.01	3.87	50.71	2.69	50.81	0.89	46.10	123.10	50.81	0.89
017Ship7.csv	128.29	2.45	0.05	8.81	0.05	8.67	0.01	2.49	49.94	2.23	50.05	0.62	44.60	105.20	50.05	0.62
028Ship10.csv	129.66	3.45	0.05	11.44	0.05	11.97	0.01	3.47	53.96	3.13	49.53	0.86	256.00	131.00	49.50	0.86
029Ship11.csv	130.35	1.96	0.04	6.29	0.05	6.24	0.01	2.16	46.87	1.51	49.27	0.49	0.00	72.89	49.25	0.49
030Ship12.csv	130.90	2.12	0.05	7.55	0.05	7.54	0.01	2.33	49.76	1.91	49.06	0.51	83.80	90.20	49.06	0.51
033Ship13.csv	124.13	4.38	0.04	12.77	0.05	12.52	0.01	4.30	49.41	3.26	51.72	1.13	0.00	148.85	51.70	1.13
034Ship14.csv	126.40	2.53	0.05	8.01	0.05	7.52	0.01	2.65	55.79	2.27	50.80	0.63	275.60	91.60	50.77	0.63
035Ship15.csv	125.68	2.27	0.05	7.66	0.05	7.61	0.01	2.39	50.36	1.97	51.09	0.59	15.80	92.50	51.09	0.59
036Ship16.csv	128.68	2.30	0.05	7.02	0.05	7.53	0.01	2.43	51.69	1.86	49.90	0.57	135.20	82.30	49.90	0.57
045Ship17.csv	130.86	3.77	0.05	12.08	0.05	11.88	0.01	3.77	52.57	3.25	49.07	0.93	215.00	140.00	49.06	0.93
047Ship19.csv	126.35	2.71	0.05	10.48	0.05	10.24	0.01	2.83	54.20	2.86	50.82	0.68	206.00	122.00	50.81	0.68
051Ship21.csv	125.56	1.78	0.05	6.50	0.05	6.49	0.01	1.84	52.05	1.71	51.14	0.46	94.30	77.00	51.14	0.46
052Ship22.csv	128.61	1.83	0.05	5.50	0.05	5.64	0.01	1.98	51.65	1.46	49.93	0.45	132.40	64.70	49.93	0.45
064Ship26.csv	127.39	3.03	0.05	7.50	0.05	7.96	0.01	3.16	54.95	2.16	50.41	0.75	257.80	86.20	50.36	0.75
065Ship27.csv	124.62	2.77	0.05	7.79	0.05	7.70	0.01	2.78	51.33	2.07	51.52	0.72	42.60	93.30	51.52	0.72
069Ship29.csv	126.65	2.58	0.05	7.44	0.05	7.81	0.01	2.67	50.54	1.93	50.70	0.66	43.10	88.50	50.70	0.66

ЦУКАНОВ и др.

# Таблица 3. Окончание

ГЕОТЕКТОНИКА № 5 2022

# ГАББРО-ГРАНОДИОРИТОВЫЙ МАГМАТИЧЕСКИЙ КОМПЛЕКС

	Дані Тє	ные для эра-Вас	диаграі сербурі	mmbi Ta	ид вид	Данн tarpaммi	ње ы Вазери	лла			Bo	зраст (	млн лет)			
помер точки	<sup>238</sup> U/ <sup>206</sup> Pb	2s (%)	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	2s (%)	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	2s (%)	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	2s (%)	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	1SE	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	1SE	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	1SE	возраст конкордии	1SE
070Ship30.csv	125.17	3.10	0.05	8.24	0.05	7.78	0.01	3.31	51.32	2.19	51.30	0.79	52.20	97.90	51.30	0.79
072Ship32.csv	124.23	2.04	0.05	4.84	0.05	4.95	0.01	2.07	54.71	1.38	51.68	0.51	189.30	55.80	51.66	0.51
082Ship34.csv	126.50	1.82	0.05	4.11	0.05	4.48	0.01	1.95	49.96	1.09	50.76	0.46	11.70	49.30	50.75	0.45
083Ship35.csv	124.14	3.43	0.05	10.92	0.05	10.07	0.01	3.81	52.04	2.90	51.72	0.88	66.90	129.70	51.72	0.88
084Ship36.csv	121.69	3.00	0.05	10.00	0.05	9.45	0.01	3.19	52.64	2.68	52.76	0.79	47.10	119.50	52.76	0.79
088Ship38.csv	127.38	2.19	0.05	6.93	0.05	6.92	0.01	2.34	51.68	1.82	50.41	0.55	111.00	81.40	50.41	0.55
089Ship39.csv	126.01	2.07	0.05	6.21	0.05	6.34	0.01	2.11	54.12	1.73	50.96	0.53	196.70	72.00	50.94	0.53
Средний возраст (95% вероятность)	I			l	I		I	l	I	I	I	l	I	l	50.53	0.30
							Групп	ia 2								
018Ship8.csv	111.87	1.93	0.05	5.65	0.06	5.33	0.01	1.99	57.74	1.67	57.37	0.54	73.40	67.20	57.37	0.54
027Ship9.csv	115.56	1.70	0.05	5.29	0.06	5.73	0.01	1.72	58.93	1.59	55.54	0.47	198.60	61.40	55.53	0.47
046Ship18.csv	114.71	1.31	0.05	3.55	0.06	3.55	0.01	1.36	57.58	1.06	55.95	0.36	125.60	41.80	55.95	0.36
048Ship20.csv	114.91	1.73	0.05	3.90	0.05	4.35	0.01	1.77	54.55	1.13	55.86	0.47	0.00	46.47	55.84	0.47
053Ship23.csv	114.28	2.39	0.05	3.98	0.05	4.05	0.01	2.44	54.73	1.24	56.16	0.67	0.00	47.32	56.14	0.67
054Ship24.csv	112.89	1.89	0.05	4.23	0.06	4.30	0.01	1.80	56.93	1.28	56.85	0.54	60.30	50.40	56.85	0.54
066Ship28.csv	112.96	2.30	0.05	3.82	0.06	4.07	0.01	2.28	58.08	1.26	56.82	0.65	110.50	45.10	56.82	0.65
081Ship33.csv	117.00	1.40	0.05	2.61	0.06	2.82	0.01	1.43	55.71	0.80	54.86	0.38	92.30	30.90	54.87	0.38
087Ship37.csv	113.19	1.50	0.05	4.72	0.06	5.01	0.01	1.52	60.79	1.46	56.70	0.42	224.80	54.60	56.68	0.42
090Ship40.csv	113.51	1.23	0.05	3.02	0.05	3.24	0.01	1.29	56.65	06.0	56.54	0.34	61.30	36.00	56.54	0.34
Средний возраст (95% вероятность)	I		l	l	I	I	I	l	I	I	I	I	I	I	56.15	0.47
Примечание. Расчет отклонения; 1SE – ст	возраста андартна	проведе зя ошибі	н в прог ка.	pamme Isc	pplotR [61];	констант	ы распада	a: $^{235}$ U = 0	).00098485, <sup>2</sup>	${}^{38}\text{U} = 0.$	000155125	5; <sup>238</sup> U/-	$^{235}$ U = 13;	7.8182s (	%) – 2 станда	ртных

61



**Рис. 3.** Диаграммы с конкордией (U-Pb LA-ICP-MS) для акцессорных цирконов из гранодиоритов (а) обр. 10SH-3 и (б) обр. 10SH-6.

+  $K_2O = 0.92-2.65$  мас. %; по химическому составу соответствуют породам нормальной щелочности (рис. 5, а). Для них характерны значительные вариации  $Al_2O_3$  (11.6–23.5 мас. %) и MgO (2.5– 11.5 мас. %) и низкие содержания  $K_2O$  (0.1– 0.6 мас. %). Редкоэлементный состав габброидов массива из района бухты Моржовой характеризуется низкими содержаниями Zr (6.3–22 г/т), Nb (0.24–0.28 г/т), Y (7.8–12.9 г/т), низкими-умеренными Sr (167–253 г/т), а также относительно высоким отношением Ba/Rb (69.5–94.3) и Ce/Nb (9.7–14.7).

Габброиды Шипунского массива имеют слабо фракционированные распределения хондрит нормализованных редкоземельных элементов (РЗЭ), близкие к горизонтальному ( $La_N/Yb_N = 1.02-0.99$ ), и ярко выраженной положительной Eu-аномалией (рис. 6, а). На спайдерграммах редких элементов, нормированных к примитивной мантии, наблюдаются хорошо выраженные минимумы Th, Nb, Zr и легких РЗЭ (см. рис. 6, б).

#### Гранитоиды Шипунского массива

Грнитоиды характеризуются содержаниями  $SiO_2 = 60.89-76.2$  мас. % и суммы щелочей  $Na_2O + K_2O = 4.51-5.49$  мас. %; по химическому составу соответствуют породам нормальной щелочности – кварцевым диоритам, гранодиоритам и низкощелочным гранитам [38] (см. рис. 5, а).

Согласно классификации Б.Р. Фроста с соавт. [41], гранитоиды Шипунского массива относятся к магнезиальным (Fe\* = 0.65–0.77), известковым и метаглиноземистым (ASI = 0.88–0.99) образованиям (рис. 7).

Редкоэлементный состав гранитоидов массива характеризуется низкими содержаниями Zr (29– 56 г/т), Nb (0.8–1.7 г/т), Rb (11–22 г/т), Y (10– 18 г/т), умеренными Sr (205–464 г/т), Ba (176– 386 г/т) и низкими-умеренными суммарными содержаниями редкоземельных элементов (РЗЭ) (42–72 г/т).

Кварцевые диориты и гранодиориты Шипунского массива имеют слабо фракционированные распределения РЗЭ. Они характеризуются обогащением легкими редкоземельными элементами (ЛРЗЭ), и близким к горизонтальному распределением в тяжелой части (La<sub>N</sub>/Yb<sub>N</sub> = 3.07-3.83) и умеренно-отрицательной Eu-аномалией (Eu/Eu\* = = 0.67-0.84) (см. рис. 6, а).

Плагиограниты отличаются обеднением легкими РЗЭ относительно тяжелых ( $La_N/Yb_N = 0.43$ ), их распределения сходны с таковыми плагиогранитов надсубдукционных офиолитов Троодоса и тоналитов Танзава энсиматической Изу–Бонинской дуги (см. рис. 6, а).

Спайдерграммы редких элементов, нормированных на состав примитивной мантии для кварцевых диоритов, гранодиоритов характеризуются умеренным обогащением крупноионными литофильными элементами (Cs, Rb, Ba, K, Pb) и минимумами U, Nb, Ta, Ti, Zr, (см. рис. 6, б). Спайдерграммы для плагиогранитов имеют тот же тип распределения, но отличаются пониженными значениями Rb, Th и легких РЗЭ (см. рис. 6, б).



Рис. 4. Диаграмма с конкордией (U-Pb (LA-ICP-MS) для (а) детритовых цирконов и (б) распределение возрастов детритовых цирконов.

52

50

48

## Позднемеловые-раннепалеогеновые вулканиты шипунской толщи

0.0100

0.0095

0.0090

0.0085

0.0080

0.0075

0.0070

0.040

N = 38

<sup>206</sup>Pb/<sup>238</sup>U

N = 38

Группа 1

15

0.045

По химическому составу данные вулканиты соответствуют базальтам, андезитам, дацитам и риолитам (SiO<sub>2</sub> = 48-72 мас. %) (см. рис. 5, а). Они имеют низкие содержания  $TiO_2 = 0.51-$ 1.14 мас. %. На диаграмме зависимости  $Na_2O + K_2O$  от кремнезема все изученные породы попадают в поле низкокалиевой толеитовой и умеренно калиевой известково-щелочной серий, а на диаграмме, по [49], - в поле толеитовой и известково-щелочной серий (см. рис. 5, б).

58

56

54

Возраст, млн лет

Редкоэлементный состав вулканитов шипунской толщи характеризуется низкими содержа-

63

ГЕОТЕКТОНИКА Nº 5 2022

Macc
Шипунского
гранитоидах
х, диоритах и
бро-долерита
в габ(
$\Gamma/T$
. %) и элементы-примеси (
Петрогенные (мас.
Таблица 4.

Таблица 4. Г	Іетрогені	ные (мас	це и (% .	ementы-г	тримеси	(г/т) в га(	обро-дол	еритах, ди	оритах и	гранитоі	ндах Шиг	тунского	массива			
Компонент	D1011-1	D101-2	D101-7	D101-1	D101-8	10SH-5	10SH-7	10SH-10	10SH-3	10SH-6	10SH-9	10SH-8	10 - 3/1	10SH-2	10-1/4	10-9/3
$SiO_2$	47.12	47.95	54.69	54.80	58.36	60.89	62.25	62.26	62.32	62.64	63.04	63.35	64.20	69.57	72.2	71.0
$TiO_2$	0.70	0.67	0.82	66.0	0.94	0.61	0.58	0.58	0.54	0.54	0.52	0.48	0.71	0.36	0.54	0.63
$Al_2O_3$	23.27	15.41	17.47	15.95	17.92	16.8	16.5	16.5	16.5	16.7	16.5	16.6	16.4	14.7	12.8	13.1
$\mathrm{Fe}_{2}\mathrm{O}_{3}$	4.67	4.09	2.25	2.88	2.05	2.10	2.56	2.87	2.81	2.25	3.38	2.46	3.11	2.32	2.96	2.57
FeO	4.19	5.86	4.32	3.67	4.10	3.42	2.71	2.50	2.48	2.65	1.47	2.21	2.09	1.80	0.30	1.05
MnO	0.09	0.20	0.11	0.13	0.12	0.099	0.095	0.085	0.092	0.086	0.084	0.087	0.090	0.058	0.07	0.06
MgO	2.49	10.34	5.03	4.87	2.58	2.57	2.57	2.79	2.47	2.39	2.46	2.22	2.27	1.14	0.63	0.41
CaO	14.59	11.97	7.60	8.37	7.98	6.28	6.12	5.85	6.06	5.88	5.58	5.56	5.68	4.26	2.36	3.83
$Na_2O$	2.02	2.36	3.70	4.53	3.83	3.63	3.73	3.72	3.83	3.73	3.75	3.77	3.22	4.38	3.11	3.70
$K_2O$	0.10	0.29	0.91	0.05	0.91	1.78	1.42	1.70	1.38	1.46	1.82	1.72	1.74	0.13	3.72	0.63
$P_2O_5$	0.03	0.08	0.18	0.21	0.14	0.14	0.14	0.14	0.13	0.13	0.12	0.11	0.07	0.086	0.11	0.09
п.п.п.	0.26	0.42	2.44	3.14	0.61	1.28	0.98	0.72	1.07	1.14	1.11	1.18	0.6	0.9	1.18	2.84
Сумма	99.53	99.65	99.52	99.59	99.55	99.6	99.68	99.71	99.7	99.63	99.84	99.75	100.16	99.74	99.96	99.89
Sc	39.5	44.4	I	14.9	I	13.8	14.2	14.5	14.5	13.2	12.7	12.4	I	17.9	I	I
>	357	249	I	153	I	132	123	117	133	106	108	101		62.3	I	I
Cr	2.6	407	I	90.8	I	12.2	12.2	13.6	9.1	12.4	10.9	7.3	I	5.1	I	l
Co	17.6	46.5	I	20.4	I	13.3	14.1	14.7	13.2	11.7	11.9	11.8	I	3.7	I	I
Ni	1.8	113	I	52.2	I	14.2	18.5	25.6	15.6	13.7	12.8	15.0	I	6.9	I	ļ
Ga	21.7	12.4	I	22.8	I	17.3	17.1	16.2	15.1	16.5	15.6	15.6	I	12.6	I	I
Rb	0.36	1.1	I	0.21	I	19.4	17.2	22.8	16.9	18.7	25.3	18.9	15.6	1.7	I	I
Sr	253	167	I	568	I	348	367	372	352	349	258	343	400	205	I	Ι
Υ	7.8	12.4	Ι	17.0	Ι	15.4	17.2	16.3	18.1	16.2	16.4	15.7	18.3	26.9	I	Ι

ЦУКАНОВ и др.

аблица 4. О	кончание
аблица 4. (	$\circ$
аблица	4
3	ица
r T	5

ГЕОТЕКТОНИКА	№ 5	2022
LOILKIOHIMA	142 5	2022

Таблица 4. (	Окончани	le														
Компонент	D1011-1	D101-2	D101-7	D101-1	D101-8	10SH-5	10SH-7	10SH-10	10SH-3	10SH-6	10SH-9	10SH-8	10-3/1	10SH-2	[0-1/4]	[0-9/3
Zr	6.3	22.0		98.4	I	37.1	29.3	32.8	41.8	51.8	26.9	36.3	185.0	56.5	I	I
Nb	0.24	0.28	I	7.3	I	1.5	1.5	1.7	1.4	1.5	1.6	1.4	1.8	0.78	I	I
C	0.009	0∐>	I	0Ш>	I	0.26	0.20	0.26	0.23	0.23	0.21	0.20	0.33	0.22	I	Ι
Ba	28.7	76.4	Ι	19.8	I	302	347	349	244	299	263	340	386	51	I	Ι
La	1.2	1.7	I	8.4	I	8.1	10.1	8.1	7.9	7.9	8.9	8.5	9.6	1.7	I	Ι
Ce	2.3	4.2	I	18.5	I	22.2	24.7	20.8	20.3	20.8	17.1	21.1	24.9	5.4	I	Ι
Pr	0.40	0.73	I	2.7	I	3.1	3.3	2.9	2.9	3.0	3.1	3.0	3.6	0.93	I	Ι
Nd	2.1	4.0	I	13.0	I	14.6	14.9	13.4	13.4	13.8	14.0	13.5	16.0	5.2	I	Ι
Sm	0.71	1.4	I	3.3	I	3.4	3.4	3.1	3.2	3.3	3.3	3.2	3.6	1.8	I	Ι
Eu	0.51	09.0	I	1.2	I	0.80	0.78	0.74	0.72	0.78	0.71	0.73	1.01	0.56	I	I
Gd	0.95	1.8	I	3.3	I	3.4	3.4	3.1	3.3	3.4	3.3	3.1	3.7	2.9	I	Ι
Tb	0.18	0.32	I	0.50	I	0.52	0.54	0.46	0.48	0.53	0.49	0.48	0.59	0.52	I	Ι
Dy	1.2	2.1	I	3.0	I	3.1	3.2	2.9	3.0	3.1	3.0	2.9	3.5	3.8	I	Ι
Но	0.28	0.44	Ι	0.56	I	0.66	0.66	0.60	0.62	0.63	0.63	0.61	0.71	0.89	I	Ι
Er	0.85	1.3	I	1.6	I	2.0	2.0	1.8	1.8	1.9	1.9	1.8	2.8	2.7	I	Ι
Tm	0.12	0.18	Ι	0.21	Ι	0.28	0.28	0.26	0.27	0.27	0.27	0.26	0.32	0.41	I	Ι
Yb	0.86	1.3	Ι	1.3	I	1.9	1.9	1.7	1.8	1.8	1.9	1.7	2.1	2.9	I	Ι
Lu	0.13	0.18	Ι	0.19	Ι	0.28	0.28	0.26	0.27	0.26	0.28	0.27	0.31	0.44	I	Ι
Hf	0.24	0.65	Ι	2.2	Ι	1.7	1.4	1.6	1.7	2.1	1.3	1.8	4.9	2.1	I	Ι
Та	0.045	0.12	Ι	0.43	Ι	0.092	Ι	0.11	0.090	Ι	0.10	0.10	0.23	Ι	I	Ι
Pb	0.80	2.5	I	4.9	I	2.5	1.9	2.0	2.6	1.9	2.1	2.2	I	0.5	I	Ι
Th	0.018	0.10	I	0.34	I	1.3	1.2	1.3	1.3	1.0	1.7	1.7	1.4	0.26	I	I
U	0.031	0.070	Ι	0.22	Ι	0.68	0.50	0.63	0.74	0.61	0.51	0.81	0.91	0.18	I	I
Примечание.	D1011-D1	018 – ra6(	5po, ra66	птифоид-ос	ы, диорит	ы; 10SH-1	I-10SH-8	– кварцевь	атиорить	ы, граноди	ориты; 105	SH-2-пл	агиогран	НИТ.		

# ГАББРО-ГРАНОДИОРИТОВЫЙ МАГМАТИЧЕСКИЙ КОМПЛЕКС



66

Рис. 5. Диаграммы TAS [48] и FeO\*/MgO–SiO<sub>2</sub>, по [49]. Обозначены поля серий: TH – толеитовая, CA – известково-щелочная. Поля составов: 1 – пикробазальт; 2 – базальт; 3 – андезибазальт; 4 – андезит; 5 – дацит; 6 – риолит; 7 – трахибазальт; 8 – трахиандезибазальт; 9 – трахиандезит; 10 – трахит; 11 – тефрит; 12 – фонотефрит; 13 – тефрифонолит. *1–3* – вулканиты: *1* – шипунской толщи, *2* – налычевской толщи, *3* – козловской свиты; *4* – субвулканические образования; 5–7– породы Шипунского массива: 5 – габбро, *6* – габбро-диориты, 7 – кварцевые диориты, гранодиориты; *8* – плагиограниты

ниями Zr (8–73 г/т), Nb (0.2–1.3 г/т), Rb (1.7– 16 г/т), Y (7–39 г/т), умеренными Sr (93–614 (преимущественно 93–281) г/т), Ва (62–260 г/т) и низкими-умеренными суммарными содержаниями редкоземельных элементов (РЗЭ) (16–96 г/т).

Вулканиты известково-щелочной серии имеют суммарные содержания РЗЭ 65-96 г/т, а рас-

пределения РЗЭ характеризуются обогащением легких РЗЭ относительно тяжелых ( $La_N/Yb_N = 1.65$  для базальтов,  $La_N/Yb_N = 6.15$  для дацитов) (рис. 8, а). Вулканиты толеитовой серии имеют более низкие концентрации РЗЭ 16–28 г/т и деплетированные в отношении легких РЗЭ распределения ( $La_N/Yb_N = 0.31-0.63$ ) (см. рис. 8, а).

1000

Рис. 6. (а) Хондрит-нормализованные распределения РЗЭ и (б) спайдерграммы редких элементов, нормированных на состав примитивной мантии гранитоидов, диоритов и габброидов Шипунского массива. *1* – гранодиориты; *2* – плагиограниты; *3* – габбро; *4* – габбро-диориты; *5* – тоналиты комплекса Танзава Идзу–Бонинской островной дуги; 6 – плагиограниты офиолитового массива Троодос (о. Кипр)

Для спайдерграм вулканитов характерны минимумы высокозарядных элементов (Nb, Ta, Ti, Th) и максимумы Sr, за исключением пород кислого состава (рис. 8, в).

#### Позднемеловые-палеоценовые вулканиты налычевской толши

Данные вулканиты на п-ове Мыс Налычева образуют непрерывную дифференцированную серию от базальтов до дацитов. Они характеризуются низкими содержаниями TiO<sub>2</sub> (0.54-1.03 вес. %) при достаточно широких вариациях соотношения  $FeO^*/MgO = 0.89-3.59$ , преимущественно 1.1-2.04. На дискриминантных диаграммах FeO\*/ MgO-SiO<sub>2</sub> и SiO<sub>2</sub>-K<sub>2</sub>O точки составов пород располагаются преимущественно в поле умереннокалиевой известково-шелочной серии, редко высококалиевой известково-шелочной серии.

Редкоэлементный состав вулканитов налычевской толщи по сравнению с породами шипунской толщи имеет следующие характеристики:

- более высокие содержания Zr (65-175 г/т), Nb (1.49–3.96 г/т);

- близкие содержания Rb (1.6-26 г/т), Y (14-37 г/т), Sr (143–667 г/т), Ba (39–390 г/т);

- более высокие суммарные содержания редкоземельных элементов (РЗЭ) (74–145 г/т).

Распределения РЗЭ вулканитов налычевской толщи показывают обогащение легких РЗЭ относительно тяжелых ( $La_N/Yb_N = 1.9-5.04$ ) (см. рис. 8, б). Спайдерграммы характеризуются отрицательными аномалиями Nb, Ta, Y, Ti и иногда Zr, положительной Sr аномалией (рис. 8, г).

Эоценовые вулканиты козловской и кубовской свит

Данные вулканиты относятся к породам нормального и субщелочного ряда и образуют непрерывный ряд от базальтов до дацитов. Они характеризуются широкими вариациями по глиноземистости и железистости. На дискриминантных диаграммах  $SiO_2$ -(Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O), FeO\*/MgO-SiO<sub>2</sub> базальты козловской свиты попадают в поле толеитовой серии, а вулканиты кубовской свиты – в поле известково-щелочной серии (см. рис. 5, б).

#### Позднемеловые-эоценовые вулканиты ветловского комплекса

Они имеют преимущественно деплетированный характер распределения РЗЭ (La<sub>N</sub>/Sm<sub>N</sub> = = 0.56 - 0.62), что характерно для нормальных толеитов срединно-океанических хребтов (СОХ). Среди базальтов встречен образец, который также обогащен Y (Zr/Y = 2.1-3.5), обеднен Nb, характеризуется повышенными содержаниями Ва и La (Ba/Yb = 25.4, La/Nb = 2.25) и обогащен Zr относительно Ti и Y (Ti/Zr = 84.5; Zr/Y = 3.2) [37]. Распределение редких элементов носит субхондритовый характер ( $La_N/Sm_N = 0.64$ ), но отличается от переходных толеитов СОХ пониженными концентрациями Nb (1.0 г/т), что сближает его с толеитовыми базальтами некоторых задуговых бассейнов [37]. Единичные образцы характеризуются низким содержанием TiO<sub>2</sub> и Ta-Nb минимумом.

(a) (б) Порода/примитивная мантия 100 100 Порода/хондрит 10 10 1 1 Ta La Pb Sr Nd Sm Ti Y b K Ce Pr P Zr Eu Dy Y La Ce Pr NdPmSm Eu Gd Tb Dy Ho Er Tm Yb Lu Ba U Lu Rh Th Nb K ----5 --2 -<u>\_\_\_</u>3 .4 .6

ГЕОТЕКТОНИКА Nº 5 2022



**Рис.** 7. Диаграммы (а)  $Fe_{tot}/(Fe_{tot} + MgO)-SiO_2$ , (б)  $Na_2O + K_2O-CaO-SiO_2$  и (в)  $ASI-SiO_2$  для гранитоидов Шипунского массива и вулканитов кислого состава шипунской толщи (по данным [41]). 1-2 – гранитоиды Шипунского массива: 1 – кварцевые диориты, гранодиориты, 2 – плагиограниты; 3 – вулканиты кислого состава шипунской свиты

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

В структуре Шипунского сегмента Кроноцкого террейна тектонически совмещены разновозрастные структурно-вещественные комплексы, формировавшиеся в пределах вулканической дуги, начиная с позднемелового времени по средний эоцен (шипунская, налычевская толщи и кроноцкая серия) и океанического или окраинноморского бассейна кампан-эоценового возраста (ветловский комплекс) (см. рис. 2). В Кроноцкой вулканической дуге выделяется два этапа активного вулканизма [4, 13, 37]:

- кампан-палеоценовый;
- палеоцен-эоценовый.

Кампан-палеоценовый этап магматизма проявлялся во всех сегментах дуги, но имел разный характер и время начала вулканизма. В Камчатскомысском сегменте начало вулканической деятельности фиксируется с кампан-маастрихсткого времени. Здесь происходило накопление пород толеитовой серии [30, 31]. В Кроноцком сегменте активный вулканизм проявлялся, начиная с коньяк(?)-кампанского времени, и характеризовался излиянием пород толеитовой и высокоглиноземистой толеитовой серий [30]. В южном Шипунском сегменте Кроноцкой дуги проходило излияние дифференцированных серий пород, относящихся как к толеитовой, так и к умеренно калиевой известково-щелочной сериям островных дуг. Такой тип вулканизма характерен только для южного сегмента Кроноцкой палеодуги и отличается от одновозрастного вулканизма северных сегментов. По времени проявления и характеру магматизма кампан-палеоценовые образования южного сегмента Кроноцкой палеодуги сходны с образованиями позднемеловой Ачайваям-Валагинской палеодуги [7, 13, 21].

Для южного сегмента были получены данные K-Ar датирования андезитов шипунской толщи, развитой в южной части Шипунского п-ова [36], обнажающейся на юго-восточном борту бухты Бечевинской (см. рис. 1). Оценки возраста 76.5  $\pm$   $\pm$  6.5 и 61.9  $\pm$  4.5 млн лет соответствуют кампану и палеоцену.

Палеоцен—эоценовый этап вулканизма широко проявился во всех сегментах Кроноцкой вулканической дуги и характеризовался накоплением преимущественно пород толеитовой серии, и только в южном сегменте присутствуют значительные объемы вулканитов кислого состава, а также крупный Шипунский габбро-гранодиоритовый массив.

В северных сегментах палеодуги в зонах меланжа наряду с базит-ультрабазитовыми комплексами также присутствуют интрузивные породы кислого состава, но в небольших объемах. На п-ове Камчатский Мыс в верховьях р. 1-ой Ольховой обнажаются габброиды, прорванные дайками плагиогранитов. Было показано, что по геохимическим особенностям габбро близки к габброидам Филипинского моря и формировались в надсубдукционных условиях [15, 22, 33, 60]. Габброиды являются производными островодужных толеитовых расплавов, а плагиограниты формировались из остаточных расплавов при фракционировании родоначальной основной магмы. Габбро с дайками плагиогранитов п-ова Камчатский



**Рис. 8.** (а–б) Хондрит-нормализованные распределения РЗЭ и (в–г) спайдерграммы редких элементов, нормированных на состав примитивной мантии вулканитов шипунской и налычевской толщ. *1–2* – вулканиты свит: *1* – шипунской, *2* – налычевской

Мыс составляют фрагмент основания верхнемеловой Кроноцкой энсиматической вулканической дуги [14, 15, 22]. Плагиограниты были датированы U–Pb SIMS методом по циркону, что позволило установить их позднемеловой (кампанский) возраст – 74.4 ± 1.8 млн лет. [15].

В серпентинитовом меланже на п-ове Кроноцкий также были встречены блоки плагиогранитов, которые относятся к супрасубдукционному позднемеловому офиолитовому комплексу [23, 24].

Гранитоиды Шипунского массива южного сегмента Кроноцкой дуги по петрографическому составу и петрогеохимическим особенностям можно относить к гранитам І-типа.

Формирование гранитоидов происходило в надсубдукционной обстановке, на что указывают как характер спайдерграм редких элементов, так и расположение точек составов гранитоидов в поле гранитов вулканических дуг на диаграмме Rb– (Y + Nb), по [54], и в поле магматических пород конвергентных окраин на диаграммах  $Fe_2O_3^{tot}$  –  $TiO_2$ –MgO и Ba/La–Nb\*5–Yb\*10, по [44], разделяющих магматические породы трансформной

ГЕОТЕКТОНИКА № 5 2022

и конвергентной окраин Тихоокеанского типа (рис. 9, а-в). К данному типу магматитов конвергентных окраин относятся и эффузивы кислого состава шипунской толщи (см. рис. 9, б, в).

Для гранодиоритов и габбро Шипунского массива, которые были отобраны в бухте Малая и Большая Моржовая при проведении геолого-съемочных работ, было выполнено определение возраста К—Аг методом. Возраст исследованных пород имеет достаточно значительный интервал:

- габбро 61–49 млн лет [13];
- диоритов и гранодиоритов 60-33 млн лет [13];
- кварцевых диоритов 40-44 млн лет [10].

Полученные нами данные о возрасте циркона, позволяют уточнить возраст магматических пород Шипунского массива. Возраст акцессорного циркона из гранодиоритов составляет 44—49 млн лет, что соответствует эоцену. Детритовые цирконы из шлихов бухты Большая Моржовая объединяются в две группы с возрастом ~56 и ~51 млн лет. Место отбора проб и состав шлихов указывают на местный характер размыва и накопление детритовых цирконов в шлихе именно из пород Шипунского массива. Следовательно, возраст габбро-



**Рис. 9.** Диаграммы (a) Rb–Y + Nb, по [54], (б) Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub><sup>tot</sup> – TiO<sub>2</sub>–MgO, (в) Ba/La–Nb\*5–Yb\*10, по [44] и (г) Th/Yb–Ta/Yb, по [53].

Обозначены поля: I — надсубдукционных магматических пород островных дуг и континентальных окраин (конвергентные окраины); II — магматических пород границ скольжения (трансформные окраины континентов и островных дуг и зоны коллизии).

*1–3* – вулканиты: *1* – шипунской толщи, *2* – налычевской толщи, *3* – козловской свиты; *4*–6 – породы Шипунского массива: *4* – габбро; *5* – габбро-диориты; *6* – кварцевые диориты, гранодиориты; *7* – плагиограниты

гранодиоритового Шипунского массива можно определить, как поздний палеоцен—эоцен. Время формирования пород массива совпадает с последним этапом активного вулканизма в Кроноцкой палеодуге.

Мы можем предположить, что становление пород Шипунского массива происходило в два этапа:

 – ранняя генерация цирконов 56 млн лет соответствует времени внедрения габброидов;

– молодые популяции 51 и 44–49 млн лет – вероятно, соответствуют времени внедрения кварцевых диоритов и гранодиоритов.

Внедрение и становление первой фазы (габбро) Шипунского массива хорошо коррелируются с активным вулканизмом Кроноцкой вулканической дуги, а формирование гранодиоритовой фазы массива, полагаем, связано с заключительной стадией вулканизма дуги в эоцене.

Геологическая позиция, химический состав вещественных комплексов Кроноцкой вулканической дуги позволяют говорить, что она является энсиматической вулканической дугой и активно развивалась, начиная с кампанского времени до середины эоцена. Преимущественно толеитовый состав вулканитов в северных, Камчатскомысском и Кроноцком, сегментах дуги и соотношение Th/Yb–Ta/Yb в плутонических и вулканических породах Шипунского сегмента подтверждает ее энсиматический характер (см. рис. 5, б;



**Рис. 10.** Тектоническая эволюция Камчатской окраины в (I) палеоцен—эоценовое и (II) миоцен—плиоценовое время. На (II): схема формирования Шипунского массива при коллизии верхний мел—эоценовой Кроноцкой дуги с Камчатской окраиной.

I – океаническая литосфера; 2 – верхняя мантия; 3 – нижняя кора; 4 – средняя кора; 5–7 – островодужные вулканогенно-туфогенные комплексы: 5 – Ачайваям-Валагинской вулканической дуги, 6 – Кроноцкой вулканической дуги: a – меловые,  $\delta$  – палеоцен—эоценовые, 7 – вулканогенно-осадочные комплексы Ветловского бассейна; 8 – осадочные комплексы Тюшевского бассейна; 9 – аккреционная призма; 10 – Камчатская окраина; 11 – магматические комплексы Шипунского массива: a – гранитоиды,  $\delta$  – габбро; 12 – магматический резервуар; 13 – каналы для: a – магматических расплавов,  $\delta$  – флюидов; 14 – разрывные нарушения

см. рис. 9, г). При этом наблюдаются различия в составе вещественных комплексов Кроноцкого и Камчатскомысского сегментов [24]. Однако южный Шипунский сегмент Кроноцкой палеодуги отличается преимущественно известково-щелочным типом вулканизма и наличием крупного габбро-гранодиоритового массива.

Проявления вулканизма среднекислого состава и присутствие в небольших объемах гранитоидов в вулканических разрезах вулканических дуг известны, в частности в Изу–Бонин–Марианской дуге [46, 47, 55, 56]. Плутонические миоценовые породы габбро-тоналитового и тоналитового состава (комплексы Танзава и Кофу) распространены в северной части Изу–Бонин– Марианской дуги на п-ове Изу острова Хонсю Юго-Западной Японии в зоне коллизии с дугой Хонсю [55, 56]. Комплекс Танзава прорывает вулканогенно-осадочные образования средне-миоценового возраста

ГЕОТЕКТОНИКА № 5 2022

на п-ове Идзу осрова Хонсю. Интрузивы первой стадии представлены габброидами (от габбро-норитов до лейкократовых габбро). Более поздние интрузии сложены породами тоналитовой серии. По петро-геохимическим характеристикам эти породы принадлежат известково-щелочной серии. Предполагается, что формирование этих комплексов проходило синхронно с коллизией дуг [59].

Начало коллизии Кроноцкого террейна (после окончания активного вулканизма) происходило в олигоцене—начале миоцена (или в миоцене) [27, 36, 39] (рис. 10, а). Полагаем, что породы габброгранодиоритового Шипунского массива были выведены на поверхность в стадию активной коллизии южного сегмента Кроноцкого островодужного террейна с Камчатской окраиной, которая маркировалась в это время вулканогенно-осадочными комплексами Ачайваям—Валагинского террейна, надвинутыми на метаморфические образования Ганальского выступа и Срединного хребта [27] (см. рис. 10, б). В результате проведенного анализа данных можно предполагать, что магматические комплексы Шипунского массива являются фрагментами средней коры Кроноцкой островной дуги.

## выводы

1. Результаты U—Pb (SIMS и LA-ICP-MS) геохронологических исследований акцессорных цирконов из гранодиоритов и детритовых цирконов из шлиховых проб из пород Шипунского массива показывают, что становление пород массива происходило в два этапа: 56—51 млн лет — внедрение габброидов, 49—44 млн лет — внедрение кварцевых диоритов и гранодиоритов.

 Петрографический состав и петро-геохимические характеристики гранитоидов Шипунского массива свидетельствуют об их принадлежности к гранитам І-типа и формировании в надсубдукционных условиях. Показано сходство с породами средне-кислого состава энсиматической Изу–Бонин–Марианской дуги.

3. Позднемеловые—раннепалеогеновые вулканиты шипунской и налычевской толщ образуют дифференцированную серию от базальтов до риолитов и дацитов соответственно. Вулканиты шипунской толщи принадлежат как толеитовой, так и известково-щелочной серии, а вулканиты налычевской тощи относятся к известково-щелочной серии. Эоценовые вулканиты козловской и кубовской свит также образуют непрерывный ряд от базальтов до дацитов и относятся к толеитовой и известково-щелочной серии. Все вулканиты, вмещающие Шипунский интрузивный массив, имеют надсубдукционные геохимические характеристики.

4. Становление Шипунского массива происходило на протяжении палеоцена—эоцена, во время активного вулканизма шипунского сегмента Кроноцкой вулканической дуги в несколько стадий, сначала кристаллизовались габброиды, которые позже были интрудированы кварцевыми диоритами, гранодиоритами, плагиогранитами в заключительную стадию активного вулканизма дуги. Породы массива, мы полагаем, были выведены на поверхность во время коллизии южного сегмента Кроноцкой палеодуги с континентальной окраиной Камчатки.

*Благодарности.* Авторы выражают признательность анонимным рецензентам за полезные комментарии и редактору за тщательное редактирование.

Финансирование. Работа выполнена в рамках государственного задания Геологического института РАН № 0135-2019-0049 при частичной финансовой поддержке Российского научного фонда, проект № 22-27-00440 (А.В. Соловьев), госзадания ГИН РАН (М.В. Лучицкая), темы НИР № 0282-2019-0004 Института вулканологии и сейсмологии ДВО РАН (Д.П. Савельев), государственного задания ИО РАН № FMWE -2021-0004 (Н.В. Цуканов). Датирование цирконов в Университете г. Киль проводилось при финансовой поддержке Центра исследования океана ГЕОМАР (г. Киль, ФРГ).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Аккреционная тектоника Восточной Камчатки. Под ред. Ю.М. Пущаровского – М.: Наука, 1993. 272 с.
- 2. Беньямовский В.Н., Фрегатова Н.А., Спирина Л.В. и др. Зоны планктонных и бентосных фораминифер в палеогеновых отложениях Восточной Камчатки // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1992. № 1. С. 100–113.
- Бояринова М.Е. Государственная геологическая карта Российской Федерации. – М-б 1: 200000. – Серия Восточно-Камчатская. – Лист N-57-XII, XVIII, N58-VII (гора Исток Чажмы). – Под ред. А.И. Поздеева – СПб.: ВСЕГЕИ, 2006.
- Бояринова М.Е., Вешняков Н.А., Коркин А.Г., Савельев Д.П., Литвинов А.А. Государственная геологическая карта Российской Федерации. М-б 1: 200000. Серия Восточно-Камчатская. Лист N-57-XII, XVIII, N58-VII (гора Исток Чажмы). Объяснительная записка. Под ред. Б.А. Марковского СПб.: ВСЕГЕИ, 2006. 223 с.
- Бояринова М.Е., Вешняков Н.А., Коркин А.Г., Савельев Д.П. Государственная геологическая карта Российской Федерации. – М-б 1 : 200000. – Серия Восточно-Камчатская. – Листы 0–58-XXVI, XXXI, XXXII. – Объяснительная записка. – Под ред. Б.А. Марковского – СПб.: ВСЕГЕИ, 2007. 267 с.
- Высоцкий С.В. Офиолитовые ассоциации островодужных систем Тихого океана. Под ред. В.И. Шульдинера – Владивосток: ДВО АН СССР, 1989. 196 с.
- Геологическая карта и карта полезных ископаемых Камчатской области и Корякского автономного округа. — М-б 1 : 1500000. — Под ред. А.Ф. Литвинова — СПб.: ВСЕГЕИ, 2005.
- Государственная геологическая карта Российской Федерации. – Лист N-57. – М-б 1 : 1000000. – Под ред. А.Ф. Литвинова, Б.А. Марковского – СПб.: ВСЕГЕИ, 2006.
- Зинкевич В.П., Казимиров А.Д., Пейве А.А., Чураков Ю.В. Новые данные о тектоническом строении полуострова Камчатский Мыс (Восточная Камчатка) // ДАН СССР. 1985. Т. 285. № 4. С. 954– 957.
- 10. Колосков А.В., Коваленко Д.В. Новые возрастные датировки проявления кайнозойского магматизма на Камчатке // Вестн. КРАУНЦ. Науки о Земле. 2009. № 1. Вып. 13. С. 83–88.
- Кожурин А.И. Молодые сдвиги хр. Кумроч и полуострова Камчатский (Восточная Камчатка) // Тихоокеанская геология. 1990. № 6. С. 45–55.
- Крамер В., Сколотнев С.Г., Цуканов Н.В., Сейферт В. и др. Геохимия, минералогия и геологическая позиция базит-ультрабазитовых комплексов полуострова Камчатский Мыс – предварительные результаты. – В кн. Петрология и металлогения базит-гипербазитовых комплексов Камчатки. – Отв. ред. Г.А. Карпов – М.: Научный Мир. 2001. С. 170–191.
- Литвинов А.Ф., Крикун Н.Ф. Государственная геологическая карта. – М-б 1 : 200000. – Листы N-57-XXII, XXVIII, XXIX. – Объяснительная записка. – Под ред. Б.А. Марковского – М.: Недра, 1992. 180 с.
- 14. Лучицкая М.В. Гранитоидный магматизм и становление континентальной коры северного обрамления Тихого океана в мезозое-кайнозое. Под ред. О.М. Розена, Н.А. Горячева М. ГЕОС. 2014. 360 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 607).
- 15. Лучицкая М.В., Цуканов Н.В., Сколотнев. С.Г. Новые данные SHRIMP U–Рь исследований цирконов из плагиогранитов офиолитовой ассоциации п-ова Камчатский Мыс // ДАН. 2006. Т. 408. № 4. С. 500–502.
- 16. Палечек Т.Н. Меловые радиолярии Шипунского п-ова (Восточная Камчатка). – В кн.: Меловая система России и ближнего зарубежья: проблемы стратиграфии и палеогеографии. – Под ред. О.С. Дзюбы, В.А. Захарова, Б.Н. Шурыгина – Владивосток: Дальнаука, 2014. С. 232–234.
- 17. Парфенов Л.М., Натапов Л.М., Соколов С.Д., Цуканов Н.В. Террейны и аккреционная тектоника Северо-Востока Азии // Геотектоника. 1993. № 1. С. 68–78.
- Портнягин М.В., Савельев Д.П., Хёрнле К. Плюмовая ассоциация меловых океанических базальтов Восточной Камчатки: особенности состава шпинели и родоначальных магм // Петрология. 2005. Т. 13. № 6. С. 626–645.
- Разницин Ю.Н., Хубуная С.А., Цуканов Н.В. Тктоника восточной части Кроноцкого п-ова и формационная принадлежность базальтов // Геотектоника. 1985. № 1. С. 88–101.
- Савельев Д.П. Внутриплитные щелочные базальты в меловом аккреционном комплексе Камчатского полуострова (Восточная Камчатка) // Вулканология и Сейсмология. 2003. № 1. С. 14–20.
- Савельев Д.П., Палечек Т.Н., Портнягин М.В. Кампанские океанические кремнисто-вулканогенные отложения в фундаменте Восточного Камчатского вулканического пояса // Тихоокеанская геология. 2005. Т. 24. № 2. С. 46–54.
- Сколотнев С.Г., Крамер В., Цуканов Н.В., Сейферт В., Циммер М., Гедике К., Фрайтаг Р., Баранов Б.В., Алексеев Д.В. Новые данные о происхождении офиолитов полуострова Камчатский Мыс (Восточная Камчатка) // ДАН. 2001. Т. 380. № 5. С. 652–655.
- 23. Сколотнев С.Г., Цуканов Н.В., Крамер В., Сейферт В., Циммер М., Фрайтаг Р., Савельев Д.П. Новые дан-

ные о составе и происхождении офиолитов Кроноцкого полуострова (Восточная Камчатка) // ДАН. 2003.Т. 389. № 3. С. 349–353.

- Сколотнев С.Г., Цуканов Н.В., Савельев Д.П., Федорчук А.В. О гетерогенности составов островодужных образований Кроноцкого и Камчатскомысского сегментов Кроноцкой палеодуги (Камчатка) // ДАН. 2008. Т. 418. № 2. С. 232–236.
- 25. Соколов С.Д. Аккреционная тектоника Корякско-Чукотского сегмента Тихоокеанского пояса. – Отв. ред. Ю.М. Пущаровский – М.: Наука, 1992. 181 с. (Тр. ГИН РАН; Вып.479).
- 26. *Соколов С.Д.* Очерк тектоники Северо-Востока Азии // Геотектоника. 2010. № 6. С. 60–78.
- 27. Соловьев А.В. Изучение тектонических процессов в областях конвергенции литосферных плит методами трекового датирования и структурного анализа. – Отв. ред. С.Д. Соколов – М.: Наука, 2008. 319 с. (Тр. ГИН РАН. 2008. Вып. 577).
- 28. Ступин С.И., Серова М.Я., Щербинина Е.А., Витухин Д.И., Цуканов Н.В., Пачкалов А.С. Известковый планктон олигоцена Кроноцкого полуострова (Восточная Камчатка) // Стратиграфия и геологическая корреляция. 1998. Т. 6. № 5. С. 85–95.
- Хотин М.Ю., Шапиро М.Н. Офиолиты Камчатского Мыса: структура, состав и геодинамичееские условия формирования // Геотектоника. 2006. № 4. С. 61-89.
- Хубуная С.А. Высокоглиноземистая плагиотолеитовая формация островных дуг. – Под ред. Г.П. Авдейко – М.: Наука, 1987. 167 с.
- Федорчук А.В. Тектоно-магматическая эволюция области сочленения Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг // Изв. ВУЗов. Геология и разведка. 1990. № 2. С. 3–14.
- 32. Федорчук А.В., Вишневская В.С., Извеков И.Н., Румянцева Ю.С. Новые данные о строении и возрасте кремнисто-вулканогенных пород п-ва Камчатский Мыс (Восточная Камчатка) // Изв. ВУЗов. Геология и разведка. 1989. № 11. С. 27–33.
- 33. Цуканов Н.В., Лучицкая М.В., Сколотнев С.Г., Крамер В., Сейферт В. Новые данные о строении и составе габброидов и плагиогранитов из позднемелового офиолитового комплекса полуострова Камчатский Мыс (Восточная Камчатка) // ДАН. 2004. Т. 397. № 2. С. 243–246.
- 34. Цуканов Н.В., Сколотнев С.Г., Палечек Т.Н. Новые данные о составе и строении аккреционной призмы п-ова Камчатский Мыс (Восточная Камчатка) // Вестн. КРАУНЦ. Науки о Земле. 2008. Вып. 2. № 12. С. 42–50.
- 35. *Цуканов Н.В., Сколотнев С.Г., Савельев Д.* Новые данные о составе и строении вулканических комплексов мыса Налычева и полуострова Шипунский (Камчатка) // Вулканология и Сейсмология. 2009. № 1. С. 21–30.
- 36. Цуканов Н.В., Палечек Т.Н., Соловьев А.В., Савельев Д.П. Тектоно-стратиграфические комплексы Южного сегмента Кроноцкой палеодуги (Восточная Камчатка): строение, возраст и состав // Тихоокеанская геология. 2014. № 4. С. 3–17.

ГЕОТЕКТОНИКА № 5 2022

- 37. Цуканов Н.В., Савельев Д.П., Коваленко Д.П. Магматические комплексы ветловского окраинно– морскогого бассейна// Океанология. 2018. Т. 58. № 1. С. 102–117.
- 38. Шарпенок Л.И., Костин А.Е., Кухаренко Е.А. ТАЅдиаграмма сумма щелочей – кремнезем для химической классификации и диагностики плутонических пород // Региональная геология и металлогения. 2013. № 56. С. 40–50.
- Alexeiev D.V., Gaedicke C., Tsukanov N.V., Freitag R. Collision of the Kronotskiy Arc at the NE Eurasia Margin and Structural Evolution of the Kamchatka–Aleutian Junction // Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundsch.). 2006. Vol. 95. № 6. P. 977–993.
- Black L.P., Gulson B.L. The age of the Mud Tank carbonatite, Strangways Range, Northern Territory // J. Australian Geol. Geophys. Bureau Miner. Resourc. 1978. Vol. 3. № 3. P. 227–232.
- Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J., et al. A geochemical classification for granitic rocks // J. Petrol. 2001. Vol. 42. № 11. P. 2033–2048.
- Gaedicke Chr., Baranov B., Tsukanov N., Seliverstov N., Alexeiev D., Freitag R. Structure of an active arc-continental collision area: the Aleutian–Kamchatka lunction // Tectonophysics. 2000. Vol. 325. P. 63–85.
- Gehrels G.E., Valencia V., Ruiz J. Enhanced precision, accuracy, efficiency, and spatial resolution of U/Pb ages by laser ablation-multicollector-inductively coupled plasma-mass spectrometry // Geochem. Geophys. Geosyst. 2008. Vol. 9. Q03017. https://doi.org/10.1029/2007GC001805
- 44. *Grebennikov A.V., Khanchuk A.I.* Pacific-type transform and convergent margins: igneous rocks, geochemical contrasts and discriminant diagrams // Int. Geol. Rev. 2020. Vol. 63. № 5. P. 601–629.
- 45. Horstwood M.S.A., Kosler J., Gehrels G., Jackson S.E., McLean N.M., Paton C. et al. Community-derived standards for LA-ICP-MS U–(Th)–Pb geochronology – uncertainty propagation, age Interpretation and data reporting // Geostandart. Geoanalyt. Res. 2016. Vol. 40. № 3. P. 311–332.
- Ishizuka O., Yuasa M., Tamura Y. et al. Migrating shoshonitic magmatism tracks Izu–Bonin–Mariana intraoceanic arc rift propagation // Earth Planet. Sci. Lett. 2010. Vol. 294. P. 111–122.
- Kawate S., Arima M. Petrogenesis of the Tanzawa plutonic comples, Cental Japan: exposed felsic middle crust of the Izu–Bonin–Mariana arc // Island Arc. 1998. Vol. 7. P. 342–358.
- Le Bas M.J., Le Maitre R.W., Streckheisen A., Zanettin B. A chemicall classification of volcanic rocks based on the Total Alkali-Silica Diagram // J. Petrol. 1986. Vol. 27. P. 745–750.
- Miyashiro A. Volcanic rocks series in island arcs and active continental margins // Am. J. Sci. 1974. Vol. 274. P. 321–355.
- Nokleberg W.J., Parfenov L.M., Monger J.W.H., Baranov B.V., Tsukanov N.V., et al. Summery Circum-North Pacific tectono-stratigraphic terrane map. – Scale 1:10000000. – (Geol. Surv. Canada. 1997), Open File 3428.

- Norris A., Danyushevsky L. Towards estimating the complete uncertainty budget of quantified results measured by LA-ICP-MS. – (Goldschmidt, Boston, 2018. N 2018-08-12. P.1894.
- Paton C., Woodhead J.D., Hellstrom J.C. et al. Improved laser ablation U/Pb zircon geochronology through robust downhole fractionation correction // Geochem. Geophys. Geosyst. 2010. Vol. 11. Q0AA06, https://doi.org/10.1029/2009GC002618
- Pearce J.A. Trace Element Characteristics of Lavas from Destructive Plate Boundaries. – In: Andesites: Orogenic Andesites and Related Rocks. – Ed. by R.S. Thorpe, (Wiley&Sons Publ., NY. USA. 1982), P. 252–548.
- 54. *Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G.* Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // J. Petrol. 1984. Vol. 25. № 4. P. 956–983.
- 55. Saito S., Arima M., Nakajima T., Kimura J.-I. Petrogenesis of Ashigawa and Tonogi granitic intrusions, southern part of the Miocene Kofu granitic complex, Central Japan: M-type granite in the Izu arc collision zone // J. Mineral. Petrol. Sci. 2004. Vol. 99. P. 104– 117.
- 56. Saito S., Arima M., Nakajima T., Misawa K., Kimura J.-I. Formation of distinct granitic magma batches by partial melting of hybrid lower crust in the Izu arc collision zone, Central Japan // J. Petrology. 2007. Vol. 48. № 9. P. 1761–1791.
- 57. Sláma J., Kosler J., Condon D.J., Crowley J.L., Gerdes A., Hanchar J.M. et al. Plešovice zircon – A new natural reference material for U–Pb and Hf isotopic microanalysis // Chem. Geol. 2008. Vol. 249. № 1. P. 1–35.
- Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts. In: Magmatism in Ocean Basin. – Ed.by A.D. Saunders, M.J. Norry, (Geol. Soc. Spec. Publ. London. 1989. Vol. 42), P. 313–345.
- 59. Tani K., Dunkley D.I., Kimura J.I. et al. Syncollisional rapid granituc magma in an arc-arc collision zone: evidence from the Tanzawa plutonic complex, Japan // Geology. 2010. Vol. 38. № 3. P. 215–218.
- Tsukanov N.V., Kramer W., Skolotnev S.G., Luchitskaya M.V., Seifert W. Ophiolites of Eastern peninsulas zone (Eastern Kamchatka): Age, composition and geodynamic diversity // Island Arc. 2007. Vol. 16. P. 431– 456.
- Vermeesch P. IsoplotR: A free and open toolbox for geochronology // Geosci. Frontiers. 2008. Vol. 9. № 5. P. 1479–1493.
- Whalen J.B., Currie K.L., Chappell B.W. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis // Contrib. Miner. Petrol. 1987. Vol. 95. P. 407–419.
- Wiedenbeck M., Alle P., Corfu F., Griffin W.L., Meier M., Oberli F., von Quadt A., Roddick J.C., Spiegel W. Threeral zircon standards for U–Th–Pb, Lu–Hf, trace element and natu REE analysis // Geostand. Newslett. 1995. Vol. 19. P. 1–3.
- 64. Spectra-Plus. http://www.rusnanonet.ru/equipment/ s4pioneer/ (Accessed June 19, 2022).

## Gabbro-Granodiorite Magmatic Complex of the Kronotsky Paleoarc (Eastern Kamchatka): Composition, Age and Tectonic Position

N. V. Tsukanov<sup>a,</sup> \*, M. V. Luchitskaya<sup>b</sup>, M. V. Portnyagin<sup>c</sup>, D. P. Savelyev<sup>d</sup>, A. V. Soloviev<sup>b, e</sup>, J. K. Hourigan<sup>f</sup>

<sup>a</sup>Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Science, Moscow, Russia <sup>b</sup>Geological Institute, Russian Academy of Science, Moscow, Russia <sup>c</sup>GEOMAR Helmholtz Centre for Ocean Research, Kiel, Germany <sup>d</sup>Institute of Volcanology and Seismology, Far East Branch of Russian Academy of Science, Petropavlovsk-Kamchatskiy, Russia

<sup>e</sup>All-Russia Research Institute of Oil Geology (VNIGNI), Moscow, Russia

<sup>f</sup>Earth and Planetary Sciences at University of California, Santa Cruz, USA

\*e-mail: kambear2011@yandex.ru

New U–Pb (SIMS and LA-ICP-MS) geochronological data from the study of accessory zircons from granodiorites and detrital zircons from schlich samples from the Shipunsky massif in the Eastern Kamchatka, were obtained. The age of accessory zircons from amphibole-biotite granodiorites from 49 to 44 Ma, was estimated. Detrital zircons have the Late Paleocene–Early Eocene age from ~57 to ~49 Ma. Based on the geological and geochronological data, it is proposed that the formation of the massif occurred in two stages: intrusion of gabbroids occurred at the interval 56–51 Ma, and intrusion of quartz diorites and granodiorites at age 49–44 Ma. Petrographic and geochemical characteristics of the Upper Cretaceous–Eocene volcanites of the Shipunsky Peninsula and granitoids of the Shipunsky massif indicate their formation in suprasubduction setting. The granitoids of the Shipunsky massif belong to the I-type granites. The Shipunsky massif was formed as a part of the intraoceanic Kronotsky paleoarc during the Paleocene–Eocene in two stages. During the collision of the southern segment of the Kronotsky paleoarc with the continental margin of Kamchatka, the rocks of the massif were deformed and brought up to the surface.

*Keywords:* Eastern Kamchatka, Kronotsky paleoarc, Shipunsky Peninsula, gabbros, granodiorites, volcanites, age, zircon, laser ablation, geochemistry, collision УДК 550.34

# СОВРЕМЕННАЯ АКТИВНАЯ ТЕКТОНИКА ФЕРГАНСКОЙ ВПАДИНЫ (УЗБЕКИСТАН) ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ТЕКТОНОФИЗИЧЕСКОЙ РЕКОНСТРУКЦИИ КОРОВЫХ НАПРЯЖЕНИЙ И МАТЕМАТИЧЕСКОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ ПОЛЯ СКОРОСТЕЙ ПЕРЕМЕЩЕНИЙ

© 2022 г. И. У. Атабеков<sup>1,</sup> \*, Ю. М. Садыков<sup>1</sup>, Р. С. Ибрагимов<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Институт сейсмологии им. Г. Мавлянова, Академия наук Республики Узбекистан, ул. Зульфияханум, д. 3, 100028 Ташкент, Узбекистан \*e-mail: atabekovi@mail.ru Поступила в редакцию 21.07.2022 г. После доработки 19.08.2022 г. Принята к публикации 02.09.2022 г.

Сейсмотектонический процесс в Ферганской впадине обусловлен неотектонической активизацией земной коры. Этот процесс способствуют поддержанию высокого сейсмического потенциала региона, о чем свидетельствуют прошедшие здесь с древних времен по настоящее время разрушительные землетрясения и сохранившиеся следы палеосейсмодислокации. Сильные землетрясения генетически связаны с участками интенсивных движений в новейшее и современнее время, с зонами активных разрывных нарушений земной коры. Они участвуют в формировании неотектонической и современной структуры и рельефа Ферганской впадины. При тектоническом районировании используются инструментальные данные, полученные при измерении скоростей движения геологических структур. При этом считается, что характер движения определяет критические напряжения, превышение которых приводят к возникновению землетрясений. В то же время результаты моделирования напряженного состояния земной коры дают сложную картину, вычленение из которой главного направления сил не всегда удается. Более того, различные методы моделирования напряженно-деформированного состояния земной коры дают неполностью взаимно совпадающие результаты. В данной статье мы сопоставляем напряженное состояние земной коры и скорости перемещений, полученные методом численного решения уравнений равновесия сплошных сред с реконструированными напряжениями по механизмам очага землетрясений для Ферганской впадины.

*Ключевые слова:* неотектоника, современные тектонические движения, математическая модель, напряжения земной коры, Ферганская впадина, Западный Тянь-Шань

DOI: 10.31857/S0016853X22050034

#### введение

Для оценки сейсмической опасности регионов важное место занимает комплексное исследование и разработка геолого-геофизических и численных моделей локальных очаговых зон сильных землетрясений. В связи с этим особую актуальность приобретают исследования особенностей взаимосвязи и взаимообусловленности приповерхностного и глубинного строения верхней (гранитной) части земной коры и сейсмичности. Промежуточным звеном в этих исследованиях могут служить выяснение напряженно-деформированного состояния приповерхностных частей гранитного слоя земной коры. В этой связи наблюдается заметное увеличение исследований, посвященных реконструкций напряженного состояния земной коры по механизмам очагов землетрясений для всего мира, и, в частности, - для

отдельных регионов Центральной Азии [7, 20, 23, 26, 28, 29]. Также делается попытка изучения напряженного состояния земной коры с помощью численного моделирования [2, 3, 22]. Тектоническое течение и расслоение литосферы сопровождаются пластическими деформациями [12]. В работе [2] было проведено моделирование пластического течения горных масс в литосфере Центральной Азии на основе уравнений гидромеханики ползущих движений (задача Стокса) и с учетом особенностей современного рельефа Земли. Эти уравнения в свою очередь используют тектонические напряжения земной коры Центральной Азии, полученные из решения обратной задачи с частично неизвестными граничными условиями [22]. При этом Евразийская плита считалась неподвижной, граничные напряжения на остальных границах устанавливались численным экспериментом. Для начальной итерации граничные напряжения принимались пропорционально скоростям Индийской и Аравийской плит.

В качестве граничных условий для задачи Стокса были использованы тектонические напряжения Центральной Азии, реконструированные вычислительным экспериментом [22]. Были построены векторные поля скоростей перемещений земной коры Западного Тянь-Шаня [3]. В качестве граничных условий использовались внутренние напряжения, найденные из более общей задачи, а именно, — о напряженном состоянии Центральной Азии, где Ферганская впадина была одной из 19 блоков, и скорости перемещений вдоль Таласо-Ферганского разлома по данным GPS [2]. Были приняты в расчет рельеф поверхности Ферганской впадины и граница Мохо, а также два активных глубинных разлома: Северо-Ферганский и Южно-Ферганский. В данной статье мы попытаемся провести совместный анализ результатов численного моделирования напряженного состояния Ферганской впадины, полученные в [3], и реконструированных напряжений по механизмам очагов землетрясений [7, 26]. По результатам этих работ можно сделать заключение, что сейсмотектонические движения на исследуемой территории, происходят в поле действующих субмеридионально и субгоризонтально ориентированих тектонических напряжений сжатия, что не противоречит большинству геодинамических построений. Однако ценность подобных построений определяется близостью результатов тектоническим инструментальным измерениям, а также возможностью применения их геотектоническому районированию. Но эти схемы сложно использовать для сейсмотектонического анализа, например, для исследования напряженного состояния современных тектонических структур или сейсмически активных разрывных нарушений разного ранга. Для достижения отмеченной цели, на наш взгляд, является упрощение графических приложений в работах [7, 26] и проведение сопоставительного анализа современных движений земной коры Ферганской впадины, полученные численным методом [3].

## АКТИВНАЯ ТЕКТОНИКА ФЕРГАНСКОЙ ВПАДИНЫ

Превалирующим мнением причиной новейших структур Ферганской впадины является субгоризонтальное сжатие, обусловленное коллизией Индийской, Арабской и Евразийской тектонических плит. Хотя, также имеются объяснения этих структур гравитационной неустойчивостью [1], и по характеру смещений по разлому [21, 25, 27]. Обычно геологи и геофизики делят Ферганскую впадину на Южный борт, Центральный грабен и Северный борт [18, 19]. В пределах Северного и Южного бортов выделяются ступенчатые зоны, которые, в свою очередь, делятся на антиклинальные, синклинальные и моноклинальные. Центральный грабен простирается с северо-востока на юго-запад и представляет практически равнину, местами холмистую, широко развитыми песчаными возвышенностями, а также болотистые участки, указывающие на территории испытывающие современное опускание.

По геолого-геофизическим данным [9, 10, 13, 14, 17, 24] и материалам глубокого бурения картируются три стратиграфических комплекса пород (сверху вниз): мезо-кайнозойский, палеозойский и допалеозойский. Первые два из них стратифицированы, в допалеозойском комплексе выделяются блоки, различающиеся по плотностным характеристикам. По поверхности допалеозойских отложений южный борт имеет вид моноклинали, которую можно разделить на три части. Две крайние части более крутые. Надо заметить, что не все границы сопровождаются разломами. Иногда структуры выделяются на основе морфологической выраженности. Большинство разломов имеют северо-восточное простирание.

Сложную картину представляет поверхность домезезозойских пород. Более дробное расчленение имеют Северный и Южный борта впадины. Резко выделяется Южный борт, имеющий дислоцированный характер, разбитый большим количеством разрывных нарушений. Южный блок отличается от Северного блока дифференцированностью и интенсивностью тектонических движений, сформировавших домезозойскую поверхность. Площадь северного борта в два раза больше, в то время как имеется всего шесть морфоструктур. Площадь южного борта два раза меньше, имеется 13 структур.

Для данной поверхности отсутствует группируемость разломов в одном направлении, как это можно видеть на поверхности кристаллического фундамента. Но в тоже время наиболее значимые структуро-контролирующие разломы имеют северо-восточные ориентации. Схожий рисунок представляет структура мезо-кайнозойского чехла.

Современная структура осадочного (MZ-KZ) покрова расчленена на ряд структурно-тектонических элементов. Главные из которых – Северная ступень, Центральный грабен, Южный переходный пояс и Южная ступень. В отличии иследуеммых поверхностей домезозойского и кристаллического фундаментов, в данную схему введен новый элемент, а именно – Южный переходный пояс, свидетельствующий о более сложном геологическом строении зоны сочленении Южной ступени и Центрального грабена, пространственно совпадающая с Южно-Ферганской флексурно-разрывной зоной (ФРЗ) [6].

ГЕОТЕКТОНИКА № 5 2022

Полоса северо-восточного простирания, включающая Южный переходной пояс и Южную ступень, наиболее дифференцированная зона данной территории. Характер деформирования палеозойского фундамента отражается и в особенностях залегания неотектонических структур, которые представлены складчатыми и складчато-блоковыми дислокациями [4, 5].

Неотектонические структуры в основном, линейно-вытянутые брахиантиклинальные складки, представляющие продолжение крупных антиклинальных ответвлений Ферганского поднятия. Некоторые из них отличаются сложным строением, смещением сводов, несогласным залеганием пластов и размывами. Складки располагаются почти кулисообразно и создают эшелонированные ряды, которые с юга и севера ступенчато погружаются к центру Ферганской впадины. Здесь эти структуры имеют пологие крылья, а борта осложнены разрывными нарушениями.

В течение юрского, мелового и палеогенового периодов складчатые движения проявлялись сравнительно слабо. Основные фазы складкообразования проявились в этапе интенсивных неотектонических движений. К этому времени относится формирование сводовых поднятий на периферии и зарождение более мелких складок внутри впадины. При проявлении дифференцированных движений, разломы фундамента возрождались, и в мезозойско-кайнозойском покрове образовались крупные Южно-Ферганская и Северо-Ферганская ФРЗ, способствавщие широкому развитию надразломных складок.

По генетическим и кинематическим признакам все структуры Ферганской впадины объединены в антиклинальные и синклинальные зоны. Южно-Ферганская зона складок располагается в предгорно-адырной полосе Туркестано-Алайской горной системы. Ее северной границей служит Южно-Ферганская флексурно-разрывная зона, по которой она граничит с Ферганской мегасинклиналью, а южной границей, контуры палеозойского обрамления, протягивающиеся вдоль северных склонов Туркестанского хребта. Контакт между мезо-кайнозоем и палеозоем проходить по Южно-Ферганскому разлому.

К западу от Таласо-Ферганского сдвига на фоне меридионального сжатия формируются субширотные взбросо-сдвиговые зоны южного горного обрамления. Борта впадины частично перекрыты надвинутыми на нее палеозойскими породами горного обрамления. Развитые региональные разломы (Таласо-Ферганский, Северо- и Южно-Ферганский, Северо- и Южно-Ферганский ФРЗ) определяют современный структурный план Ферганской впадины и ее горного обрамления, характеризующееся сочетанием транспрессии (сдвигосжатие) и транстенсии (сдвиго-растяжение). К их зонам приурочены сильные землетрясения и палеосейсмодислокации.

Особое положение занимают Северо-Ферганская и Южно-Ферганская ФРЗ. Они, располагаясь в теле Ферганской впадины, представляют собой сочетание изгибовых и разрывных дислокаций. Упомянутые региональные разломы активно функционировали в палезойский, мезозойско-кайнозойский и неотектонический этапы развития. О современной активности этих разломов и флексурно-разрывных зон свидетельствуют многочисленные сильные землетрясения. Анализ скоростей новейших тектонических движений на основе изучения изменения палеорельефа, показывает, что в раннем плейстоцене средняя вертикальная скорость для Восточной Ферганы была 0.51 мм/год, а в среднем плейстоцене возросла до 0.8 мм/год. Некоторое уменьшение в позднем плейстоцене до 0.59 мм/год. В настоящее время эта тенденция продолжается [11].

## АНАЛИЗ НАПРЯЖЕННОГО СОСТОЯНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Активную тектонику можно ранжировать в зависимости от характера смещений по разлому, которое основано на наличие трех основных типов между складками и разрывами: взброс, сброс и сдвиг [21, 25, 27]. Они характеризуютя отношениями главных напряжений (условно  $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$ ). Их значения и направления определяются по тензору напряжений  $\sigma_{ij}$  (*i*, *j* = 1, 2, 3) решением уравнений:

$$\det \left\| \boldsymbol{\sigma}_{ij} - \boldsymbol{\sigma} \boldsymbol{\delta}_{ij} \right\| = 0. \tag{1}$$

Уравнения (1) приводится к следующему виду:

$$\sigma^{3} - I_{1}\sigma^{2} + I_{2}\sigma - I_{3} = 0,$$

$$I_{1} = \sigma_{kk}, \quad I_{2} = \sigma_{ij}\sigma_{ij}, \quad I_{3} = \sigma_{ij}\sigma_{jk}\sigma_{ki}.$$
(2)

Для симметричного тензора напряжений уравнение (2) всегда имеет три действительные корня. Чтобы привязать средние напряжения к определенной глубине земной коры по результатам численного решения, предварительно был проведен анализ выделенной сейсмической энергии по глубинам за последние более 120 лет по известным сейсмологическим базам полученные из каталога сильных землетрясений на территории СССР, дополненной современными данными МЧС РУз, начиная с 1955 г. [15]. Согласно статистическому анализу превалирующая выделенная сейсмическая энергия соответствовала глубинам 14–17 км (рис. 1).

В нашем случае, из решения задачи [3], где описана полная постановка, мы получили горизонтальные средние напряжения  $\sigma_{11}$ ,  $\sigma_{12}$ ,  $\sigma_{22}$  для соответствующих глубин. На их основе по формуле (2) рассчитываем горизонтальное наиболь-



Рис. 1. Выделенная сейсмическая энергия (Е) по глубине земной коры (h) Ферганской впадины за 1900–2022 гг.



**Рис. 2.** Изолинии наибольших напряжений (кбар) и их направления (стрелки). По классификации Андерсона [21] указаны возможности осуществления взброса (R), сброса (B) и сдвига (G) при землетрясениях.

шее  $\sigma_1$ , и наименьшее  $\sigma_2$  напряжения и направление  $\sigma_1$  (рис. 2). Для проведения геодинамического анализа к ним добавим вертикальное напряжение  $\sigma_{ver}$ , принятое как вес покрывающей породы. Анализ напряженного состояния земной коры по результатам численной модели проведем по методу Андерсона [21]. Отметим, что мы используем правило знаков напряжений, принятое в классической механике, т.е. считается, что сжимающие напряжения являются отрицательными, а растягивающие напряжения – положительными. Геодинамические типы напряженного состояния являются основой для составления карты районирования верхней упругой части литосферы. Согласно методу Андерсона, сравниваем отношение вертикального

ГЕОТЕКТОНИКА № 5 2022

напряжения  $\sigma_{ver}$  к горизонтальным наибольшим  $\sigma_1$  и наименьшим  $\sigma_2$  напряжениям.

При этом возникает следующее:

– преобладает вертикальное напряжение  $\sigma_1 < \sigma_{ver}$ , когда гравитация вызывает нормальные разломы, создавая горизонтальную деформацию растяжения;

— случай когда вертикальное напряжение  $\sigma_{ver}$  находится между наибольшим и наименшим горизонтальным напряжением, при котором разница между двумя горизонтальными напряжениями создает сдвиговую деформацию;

— оба горизонтальные напряжения превышают вертикального напряжения  $\sigma_3 > \sigma_{ver}$ , при котором деформация сжатия компенсируются за счет надвига или взброса.



**Рис. 3.** Проекция на горизонтальную плоскость оси максимального сжатия (по данным [5]) при различных вариантах магнитуды M, и глубин h. (a)  $-M \le 4.5$  и для всех глубин h; (б) -M > 5 и для всех глубин h; (в) - для всех M и  $h \le 10$ ; (г) - для всех M и  $h \ge 11$ .

Как следует из рис. 2, Центральная часть территории Ферганской впадины находится в состоянии растяжения, в которых геодинамически возможны осуществления нормальных сбросов (обозначены буквой В), а вдоль разломов – сдвиги (обозначены буквой G).

### МОДЕЛИРОВАНИЕ ГЕОДИНАМИЧЕСКОГО СОСТОЯНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ

С 1986 года в рамках проекта World Stress Мар (WSM) коллективами ученых всего мира систематически составляются и дополняются карты ориентации максимального горизонтального напряжения [20, 28, 29]. Эти данные собираются из различных источников, в частности, из инструментальных данных, где это возможно, и по механизмам очагов землетрясений. Однако в этих построениях по Центральной Азии, приведены очень скудные данные. Тем не менее, сравнения геодинамических типов напряженных состояний, построенные нами по методу Андерсона, удовлетворительно совпадают с мировыми данными для рассматриваемого региона [29].

Детальная реконструкция напряжений земной коры Узбекистана по механизмам очагов землетрясений создана с помощью программы STRESS- seism, разработанной в лаборатории тектонофизики ИФЗ РАН (г. Москва, Россия) [7, 16, 26].

Расчеты выполнены по сетке  $0.1^{\circ} \times 0.1^{\circ}$ , при этом радиус круговой области, в пределах которой проведены осреднение параметров, составлял от 10 до 30 км. Минимальный размер однородной выборки в каждом исследуемом домене включал не менее шести определений механизмов, что достаточно для определения неизвестных в обратной задаче. С одной стороны, это несколько уменьшило площадь, на которой реконструкция оказалась возможной, с другой стороны, обеспечило высокую точность построений в областях, в которых реконструкцию осуществить удалось.

Исходя из распределения землетрясений по глубинам, отдельные построения проведены для всего сейсмоактивного слоя, верхней части земной коры (до h = 10 км) и слоя, расположенного ниже глубины h = 10 км. При полумагнитудной классификации землетрясений по величине реконструкция осуществлялась отдельно по механизмам очагов слабых и умеренных землетрясений с магнитудой  $M \le 4.5$  и по сильным землетрясениям с магнитудой  $M \ge 5.0$ .

Согласно алгоритму метода катакластического анализа, для каждого домена сначала определяет-



**Рис. 4.** Сопоставление участков однонаправленных осей максимального сжатия с направлениями векторов поля скоростей перемещений Западного Тянь-Шаня. Выделение блоков соответствует вариантам:

(a)  $-M \le 4.5$  и для всех глубин *h*;

(б) -M > 5 и для всех глубин *h*;

(в) — для всех M и  $h \le 10$ ;

 $(\Gamma)$  — для всех M и  $h \ge 11$ .

ся азимуты и углы погружения осей главных напряжений. Они определяются на основе вариационного принципа о максимальной диссипации упругой энергии для реальных напряжений. Затем определяются значения коэффициента Лоде—Надаи и геодинамический тип напряженного земной коры.

Одновременно определяются относительные (нормированные на прочность сцепления горных пород) величины максимальных касательных напряжений. Проекция на горизонтальную плоскость осей главных напряжений наибольшего сжатия при отборе землетрясений с различными магнитудами и гипоцентрами землетрясений с глубиной h сильно отличаются (рис.  $3a-\Gamma$ ). Это связано с изменением по глубине механизмов очагов землетрясений.

При этом в каждом случае ориентация сжимающих напряжений, находятся в удовлетворительном согласии с полем скоростей, полученным математическим моделированием. Несмотря на то, что численное моделирование проводится в среднем, физические параметры были выбраны с помощью верификации с данными GPS, а данные GPS на порядок отличаются от геодезических измерений [8], ошибки определения гипоценторов в базе сейсмологических данных достаточно велики, в особенности при глубине гипоцентров.

Обычно тектонические данные получают из инструментальных измерений перемещений, скоростей перемещений и на этом основании делается вывод о характере действующих напряжений. С целью проверки того, насколько такая практика правомерна, мы решили сопоставить поле скоростей перемещений с направлениями сжимающих сил в регионе исследования, хотя известно, что направления движения и направления действующих сил не всегда совпадает. Учитывая то обстоятельство, что исследуемый регион почти повсеместно находится в режиме горизонтального сжатия [7, 26] и, как мы полагаем, именно горизонтальное сжатие определяет направление движения блоков.

Для сопоставления сначала мы упростили направления, показанные на рис. 3, следующим образом: оси напряжений, имеющие близкие ориентации, объединялись в однородные участки. Направления напряжений, оконтуренные таким способом, сопоставим с полем скоростей полученные из численного эксперимента [3] (рис. 4а–г).

Сопоставление направлений осей наибольшего горизонтального сжатия с направлениями век-



**Рис. 5.** Тангенциальные напряжения  $\sigma_{\tau}/2 \times 10^8$  Па на глубине 15 км по результатам численной модели полученные с учетом динамической зоны влияния Южно-Ферганского разлома.

торов поля скоростей перемещений удовлетворительно (см. рис. 4).

В большинстве участков сходимость неполная и варьирует в пределах 10°-30°. В верхних частях участков № 4 и № 5 направления скоростей перемещений резко не стыкуются с осями максимального сжатия (см. рис. 4, а). Имеется существенная разница в направлении векторов участка № 1 (см. рис. 4, б). Хорошая сопоставимость направлений векторов просматривается для участка № 2, № 3 и восточная часть № 5 (см. рис. 4, в). Существенные отклонения в сравниваемых параметрах наблюдается на участках № 6-№ 8 (см. рис. 4, в).

Сопоставимость нарушается только на участке № 4—№ 6, где наблюдается резкая нестыковка (см. рис. 4, г). Вероятно, данные нестыковки связаны с близостью зоны динамического влияния Таласо-Ферганского разлома. К сожалению, пока у нас нет ясного ответа, почему и каким образом Таласо-Ферганский разлом вносит влияющий фактор на результаты реконструкция механизмов землетрясений.

Сопоставление результатов геодинамической обстановки полученные двумя различными методами заставило нас провести дальнейшее усовершенствование численной модели. А именно, вместо Южно-Ферганского разлома ввели в модель узкую область, соответствующая динамическому влиянию этого разлома. В результате векторное поле скоростей изменилось незначительно, но направления наибольших и наименьших горизонтальных напряжений стало лучше сопоставимым с механизмами очагов землетрясений [3] (рис. 5).

Результаты проведенного нами численного моделирования предлагаются к применению, в комплексе с современными геолого-геофизическими, сейсмологическими данными и материалами спутниковой геодезии, а также инструментальными измерениями современных движений при сейсмотектоническом анализе.

#### выводы

1. На современном этапе тектонического развития Ферганской впадины, активными элементами являются унаследовано развивающиеся структуры Северного, Южного бортов и Центрального грабена, а также ограничивающие их региональные разломы.

2. Результаты численного моделирования горизонтальных скоростей перемещений лучше соответствуют инструментальным измерениям по сравнению с тектонофизическими реконструкциями напряжений, а имено – численно для территории Центрального грабена получено растяжение, но по тектонофизической реконструкции в принятом масштабе, вся территория Ферганской впадины сжата.

3. Результаты реконструкции напряженного состояния земной коры методами катакластического анализа разрывных смещений во многом определются магнитудным диапазоном и глубиной гипоцентров рассматриваемых землетрясений, что свидетельствует о неоднородности напряженного состояния, как в горизонтальном, так и в вертикальном направлениях.

*Благодарности.* Авторы благодарят анонимных рецензентов за полезные комментарии и редактора за тщательное редактирование.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. Абдурахматов К.Е., Аширов Б.М., Айтмырзаев Ж.С. Особенности новейшей тектоники Тянь-Шаня и Джунгарии // Вестн. ИС НАН КР. 2018. Т. 12. № 2. С. 8–14.
- 2. Атабеков И.У. Опыт моделирования сейсмотектонического течения земной коры Центральной

Азии // Физика Земли. 2021. № 1. С. 122–132. https://doi.org/10.31857/s0002333721010014

- 3. Атабеков И.У., Садыков Ю.М. Напряженное состояние земной коры Западного Тянь-Шаня в Центральной Азии (Узбекистан): Математическое моделирование // Геотектоника. 2022. № 3. С. 50–65. https://doi.org/10.31857/S0016853X22030031
- Буртман В.С. Тянь-Шань и Высокая Азия. Тектоника и геодинамика в палеозое. Отв. ред. А.А. Моссаковский — М.: ГЕОС, 2006. 216 с.
- Буртман В.С. Тянь-Шань и Высокая Азия. Геодинамика в кайнозое. Отв. ред. Ю.Г. Леонов М.: ГЕОС, 2012.188 с.
- 6. Зуннунов Ф.Х., Зильберштейн М.Б., Перельман И.И., Пак В.А., Пшеничная З.Д., Харитонов А.И., Грудкин К.А., Ефимов Г.П. Глубинное геологическое строение Ферганской межгорной впадины и его изучение геофизическими методами. – Под ред. Т.Л. Бабаджанова – Ташкент: ФАН, 1973.192 с.
- Ибрагимова Т.Л., Ибрагимов Р.С., Мирзаев М.А., Ребецкий Ю.Л. Современное напряженное состояние земной коры территории Узбекистана по данным сборного каталога механизмов очагов землетрясений // Геодинамика и тектонофизика. 2021. Т. 12. № 3.

https://doi.org/10.5800/GT-2021-12-3-0532

- Кузьмин Ю.О. Парадоксы сопоставительного анализа измерений методами наземной и спутниковой геодезии в современной геодинамике // Физика Земли. 2017. № 6. С. 24–39. https://doi.org/10.7868/S0002333717060023
- Леонов М.Г. Структурные ансамбли Южного Тянь-Шаня и геодинамические условия их образования. – В сб.: Тектоника орогенных сооружений Кавказа Средней Азии. – Под ред. Н.П. Лаверова – М.: Наука, 1990. С. 72–100.
- Леонов М.Г. Альпийский этап в геодинамической эволюции Южного Тянь-Шаня. – В кн.: Современная геодинамика областей внутриконтинентального коллизионного горообразования (Центральная Азия). – Под ред. Н.П. Лаверова – М.: Научный мир. 2005. С. 327–349.
- Литосфера Памира и Тянь-Шаня. Отв. ред. И.А. Фузайлов, Р.А. Мусин – Ташкент: ФАН, 1982. С. 221–222.
- Лукьянов А.В. Пластические деформации и тектоническое течение в литосфере. — Под ред. А.Л. Книппера — М.: Наука: 1991. 144 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 460).
- Мордвинцев Д.О. Новые взгляды на глубинное геологическое строение Ферганской впадины по геофизическим данным. Особенности глубинного строения кристаллического фундамента // Геология и минеральные ресурсы. 2011. № 6. С. 41–46.
- Мордвинцев Д.О. Новые взгляды на глубинное геологическое строение Ферганской впадины по геофизическим данным. Особенности рельефа структурной поверхности домезозойских образований //

Геология и минеральные ресурсы. 2012. № 4. С. 55-60.

- Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР. – М.: Наука, 1977. 536 с.
- Ребецкий Ю.Л. Напряженно-деформированное состояние и механические свойства природных массивов по данным о механизмах очагов землетрясений и структурно-кинематическим характеристикам трещин. – Дис. ... д. физ.-м. н. – (ИФЗ РАН, г. Москва. 2003), 455 с.
- 17. *Садыков Ю.М., Нурматов У.А.* Сейсмотектоника Западного Тянь-Шаня // Проблемы сейсмологии. 2021. № 2. Т. 3. С. 61–73.
- Таль-Вирский Б.Б, Алексеев В.П., Зуннунов Ф.Х. Тектоническая карта Ферганской межгорной впадины. – М-б 1 : 500000. – Ташкент: ФАН, 1972.
- Таль-Вирский Б.Б., Зуннунов Ф.Х. Тектоническое районирование Ферганской впадины по геофизическим данным // Геотектоника. 1972. № 1. С. 119– 123.
- 20. Шерман С.И., Лунина О.В. Новая карта напряженного состояния верхней части литосферы Земли // ДАН. 2001. Т. 378. № 5. С. 672-674.
- 21. Anderson E.M. The Dynamics of Faulting and Dyke Formation with Applications to Britain. – Ed. by E. Masson, (Oliver&Boyd. Edinburgh. UK. 1951), pp. 206.
- 22. *Atabekov I*. Earth Crust's stresses variation in Central Asian earthquake's region // Geodes. Geodynam. 2020. Vol. 11. Is. 4. P. 293–299.
- Heidbach O., Rajabi M., Cui X., Fuchs K., Müller B., Reinecker J., Reiter K., Tingay M., Wenzel F., Xie F., Ziegler M.O., Zoback M.L., Zoback M. The World Stress Map database release 2016: Crustal stress pattern across scales // Tectonophysics. 2018. Vol. 744. P. 484– 498.

https://doi.org/10.1016/j.tecto.2018.07.007

- Leonov M.G., Rybin A.K., Batalev V.Yu., Matyukov V.E. & Shchelochkov G.G. Tectonic structure and evolution of the Hissar–Alay mountain domain and the Pamirs // Geotectonics. 2017. Vol. 51. P.566–583.
- Narr W., Suppe J. Kinematics of basement-involved compressive structures // Am. J. Sci. 1994. V. 294. № 7. P. 802–860.
- Rebetsky Yu.L., Ibragimova T.L., Ibragimov R.S., Mirzaev M.A. Stress State of Uzbekistan's Seismically Active Areas // Seismic Instruments. 2020. Vol. 56. № 6. P. 679–700. https://doi.org/10.3103/S0747923920060079
- 27. *Suppe J.* Geometry and kinematics of fault-bend folding // Am. J. Sci. 1983. V. 283. № 7. P. 684–721.
- Zoback M.L. First and second modern pattern of stresses in the lithosphere: The World stress map project // J. Geophys. Res. 1992. Vol. 97. B8. P. 11707–11728.
- Zoback M.L., Zoback M. Lithosphere stress and deformation // Treatise of Geophys. 2007. P. 255–271. https://doi.org/10.1016/b978-0-444-53802-4.00115-9

ГЕОТЕКТОНИКА № 5 2022

## Modern Active Tectonics of the Fergana Depression (Uzbekistan) Based on the Results of Tectono-Physical Reconstruction of Crustal Stress and Mathematical Modeling of the Velocity Field

I. U. Atabekov<sup>a, \*</sup>, Yu. M. Sadykov<sup>a</sup>, R. S. Ibragimov<sup>a</sup>

<sup>a</sup> Mavlyanov Institute of Seismology, Academy of Sciences of Republic of Uzbekistan, st. Zulfiyakhanum, bld. 3, 100028 Tashkent, Uzbekistan \*e-mail: atabekovi@mail.ru

The seismotectonic process in the Fergana depression is caused by neotectonic activation of the earth's crust. This process contributes to maintenance of high seismic potential of the region, as evidenced by strong and destructive earthquakes, which took place here from ancient times till now and the preserved traces of paleoseismo-dislocation. Strong earthquakes are spatially and genetically connected with the areas of intense and differentiated movements in the latest and modern times, with the zones of active fractures in the earth's crust. They participate in formation of neotectonic and modern structure and development of relief of Fergana depression. In tectonic zoning, instrumental data obtained by measuring the velocities of movement of geological structures are used. It is assumed that the nature of the movement determines the critical stresses, the excess of which leads to the occurrence of earthquakes. At the same time, the results of modeling the stress state of the earth's crust give a complex scenario, from which it is not always possible to isolate the main direction of forces. Moreover, various methods of modeling the stress-strain state of the earth's crust give incompletely mutually coinciding results. In this article, we compare the stress state of the earth's crust and the displacement velocities obtained by numerically solving the equations of equilibrium of continuous media with the reconstructed stresses based on the mechanisms of the earthquake source for the Fergana depression.

*Keywords:* Neotectonics, modern tectonic movements, mathematical model, crustal stress, Fergana depression, Western Tien Shan