

Том 24, номер 3
ISSN 0207 - 4028

Май-Июнь 2005

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК

ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

ГЛАВНЫЙ РЕДАКТОР
АКАДЕМИК А.И. ХАНЧУК



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

СОДЕРЖАНИЕ

<i>В.Я. Подгорный, Ю.Ф. Малышев.</i> Плотностной разрез литосферы Алдано-Станового щита	3
<i>Ю.А. Мартынов, А.Ю. Мартынов, А.А. Чащин, А.В. Рыбин.</i> Базальты вулкана Тятя: петрология и генезис (остров Кунашир, Курильская островная дуга)	22
<i>А.М. Короткий, Н.И. Белянина, Т.А. Гребенникова, Л.П. Караулова, Е.Д. Иванова, Л.М. Мохова, Е.И. Царько.</i> Позднечетвертичные морские отложения в прибрежной зоне залива Петра Великого (Японское море)	32
<i>Ю.Д. Захаров, А.М. Попов, Г.И. Бурый, О.П. Смышляева.</i> Проблема границы нижнего и среднего триаса в шимеузской толще бассейна реки Петровки (Южное Приморье)	49
<i>Л.П. Эйхвальд.</i> Первые находки среднепалеозойских конодонтов в Западном Приохотье	57
<i>Е.Н. Диман.</i> Мезопреобразования как причина структурных геологических перестроек	77

Рецензии

<i>В.А. Степанов.</i> О книге "Аккумуляция и кристаллизация золота микроорганизмами, выделенными из рудных и россыпных месторождений"	88
--	----

Потери науки

Владимир Михайлович Бирюков (1937 – 2005)	91
Рустем Бареевич Умитбаев (1933–2005)	93

CONTENTS

<i>V.Ya. Podgorny, Yu.F. Malyshev.</i> The density section of the lithosphere of the Aldan-Stanovoy shield	3
<i>Yu.A. Martynov, A.Yu. Martynov, A.A. Chashchin, A.V. Rybin.</i> Basalts of Tyatya Volcano: petrology and genesis (Kunashir Island, Kuril island arc)	22
<i>A.M. Korotky, N.I. Belyanina, T.A. Grebennikova, L.P. Karaulova, E.D. Ivanova, L.M. Mokhova, E.I. Tsar'ko.</i> Late Quaternary marine deposits in the coastal zone of Peter the Great Bay (Japan Sea)	32
<i>Yu.D. Zakharov, A.M. Popov, G.I. Buriy, O.P. Smyshlyaeva.</i> The problem of the Lower – Middle Triassic boundary within the Shimeuza sequence of the Petrovka River basin (South Primorye)	49
<i>L.P. Eikhvald.</i> The first finds of Middle Paleozoic conodonts in Western Priokhotye	57
<i>Ye.N. Diman.</i> Mesotransformations as the cause of geological restructuring	77

Reviews

<i>V.A. Stepanov.</i> The book "Accumulation and crystallization of gold isolated by microorganisms from ore and placer deposits"	88
--	----

Losses for science

<i>Vladimir M. Biryukov (1937-2005)</i>	91
<i>Rustam B. Umitbaev (1933–2005)</i>	93

ПЛОТНОСТНОЙ РАЗРЕЗ ЛИТОСФЕРЫ АЛДАНО-СТАНОВОГО ЩИТА***В.Я. Подгорный, Ю.Ф. Малышев****Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, г.Хабаровск*

Изучен плотностной разрез литосферы Алдано-Станового щита по сейсмическому профилю Джалинда – Улу вдоль Алдано-Якутской автотрассы, включающий новые данные по глубинному строению щита. Применена методика послойного плотностного моделирования, позволяющая исследовать изменения плотности в слоях по латерали. Построены плотностные модели однослойной, двухслойной и многослойной литосферы. По ним предполагается широкое развитие сдвигов и надвигов и установлены зоны инверсий плотности по всему разрезу земной коры, активный контакт чехла и фундамента Лено-Майской плиты, своеобразное проявление разломов. Глубинная структура щита представляется связанной с субдукцией Монголо-Охотской океанической литосферы под щит и пассивным рифтогенезом в земной коре в мезозое и последующим активным рифтогенезом в мантии, прослеженным с глубины 160 км в основание земной коры.

Ключевые слова: гравитационное моделирование, плотностная модель, литосфера, Алдано-Становой щит.

ВВЕДЕНИЕ

Алдано-Становой щит – крупнейший выступ фундамента Сибирской платформы. В глубинном отношении он изучен слабо, несмотря на достаточно густую сеть гравиметрических и аэрогеофизических съемок среднего и крупного масштабов. Щит с юга на север пересечен единственным сейсмическим профилем МОВЗ Джалинда–Улу, проложенным по Алдано-Якутской магистрали (АЯМ). По этому профилю построены плотностные и магнитные модели земной коры и верхов мантии [3, 4, 13]. На юге щита проходит трансрегиональный субширотный профиль «Базальт», выполненный сотрудниками Центра ГЕОН (А.В. Егоркин) методом многоволновых сейсмических исследований. Профиль пересекает Становой и Олекминский мегаблоки щита, и по нему произведен ряд интерпретаций [7, 21, 23]. Значительно увеличилось количество измерений теплового потока на территории Алдано-Станового щита [8].

В последние десятилетия уделяется большое внимание тектонической расслоенности земной коры, в том числе и Алдано-Станового щита [19, 20]. Продвижению в изучении этого вопроса, помимо необходимости проведения новых глубинных исследований на территории щита, может способствовать

применение методик геофизического моделирования, специализированных на определение изменений характеристик слоев по латерали.

В связи с изложенным, нами построен плотностной разрез литосферы Алдано-Станового щита по профилю Джалинда–Улу (рис. 1а), охватывающий литосферу в целом и верхи астеносферы, с использованием всех имеющихся в нашем распоряжении данных [6, 9, 12]. Для построения плотностного разреза применена методика послойного плотностного моделирования [18], позволяющая аналитически на ЭВМ учесть изменение плотности в слоях по латерали.

ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

За основу геометрии структурного каркаса земной коры для исходной модели по профилю Джалинда–Улу (рис. 2) взяты опубликованные материалы по результатам МОВЗ [3, 5]. В качестве отправных значений в модели нулевого приближения приняты плотности с учетом результатов ранее выполненного плотностного моделирования этого разреза [3]. Кроме этого, использованы скоростные характеристики и данные плотностного моделирования по профилям ГСЗ “Базальт” [23] и Джалинда–Муна [2], пересекающим профиль Джалинда–Улу на юге и севере, соответственно. Установленное расхождение по величине

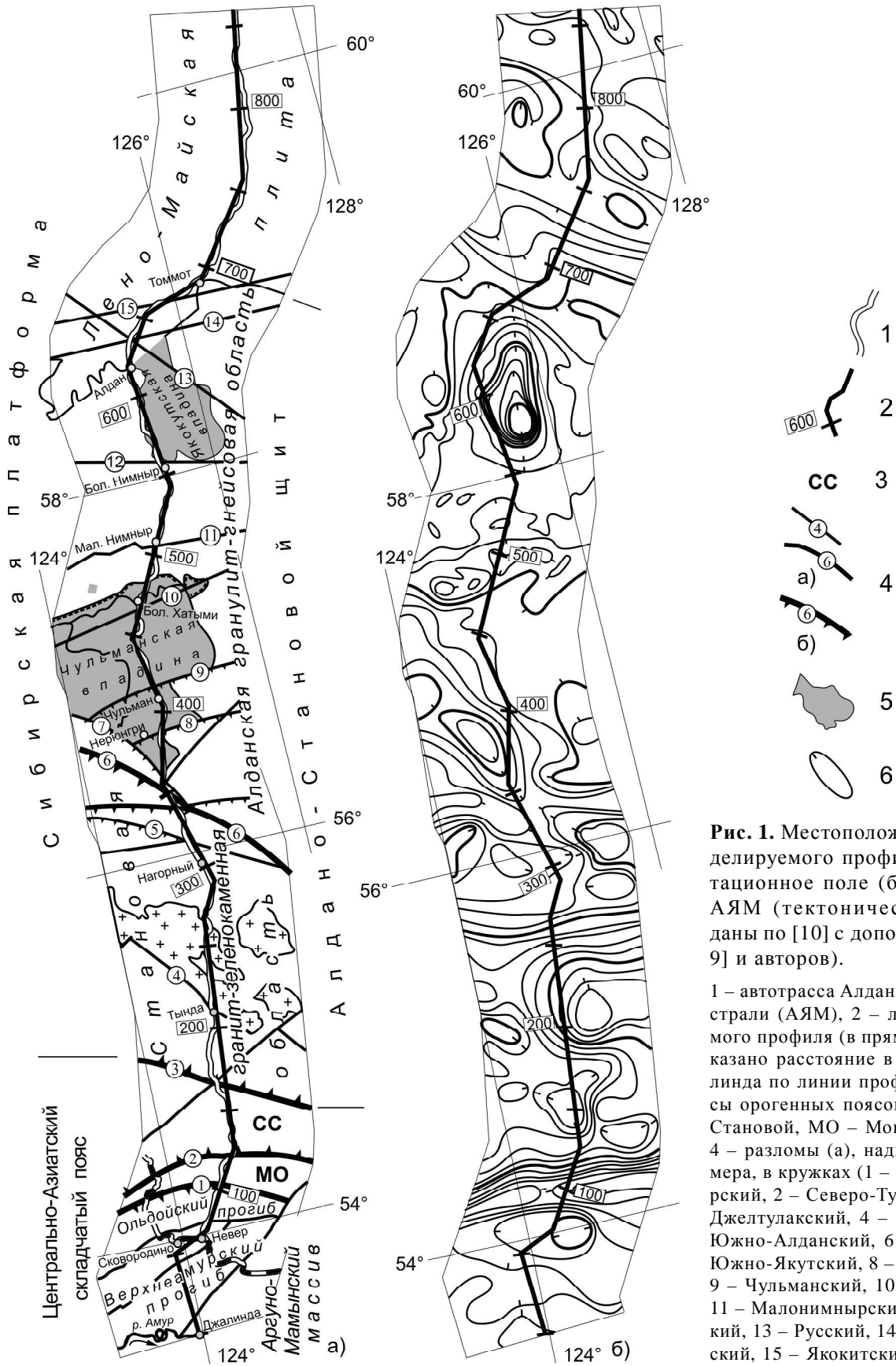


Рис. 1. Местоположение линии моделируемого профиля (а) и гравитационное поле (б) вдоль трассы АЯМ (тектонические элементы даны по [10] с дополнениями по [6, 9] и авторам).

1 – автодорога Алдано-Якутской магистрали (АЯМ), 2 – линия моделируемого профиля (в прямоугольниках показано расстояние в км от пос. Джалинда по линии профиля), 3 – индексы орогенных поясов (СС – Селенга-Становой, МО – Монголо-Охотский), 4 – разломы (а), надвиги (б) и их номера, в кружках (1 – Южно-Тукурингский, 2 – Северо-Тукурингский, 3 – Желтулакский, 4 – Тындинский, 5 – Южно-Алданский, 6 – Становой, 7 – Южно-Якутский, 8 – Нерюнгринский, 9 – Чульманский, 10 – Хатыминский, 11 – Малонимнырский, 12 – Нимнырский, 13 – Русский, 14 – Северо-Алданский, 15 – Якокитский), 5 – впадины, 6 – изолинии поля силы тяжести.

не мощности земной коры между данными МОВЗ и ГСЗ на обоих пересечениях, составляющее в среднем около 4 км, устранено увеличением ее примерно на такую же величину. Практически это осуществлено путем присоединения к подошве земной коры, выделяемой МОВЗ, тонкого нижележащего слоя. Глубина и рельеф подошвы литосферы приняты в соответствии с картой мощности литосферы [14], уточненной по новым опубликованным данным измерения теплового потока, полученным М.Н. Железняком [8]. Первоначально в основу вычислений задана плотность литосферной мантии, равная $3,34 \text{ г/см}^3$, и плотность подстилающей ее среды, астеносферы, – $3,25 \text{ г/см}^3$. При вычислениях обнаружилось значительное отклонение расчетных величин от заданных. Уточнение этих величин осуществлено по результатам плотностного послойного моделирования, выполненного ранее по серии геотрансектов на юге Дальнего Востока и Северо-Востоке Китая [15], в том числе и профиля “Базальт” [23]. В результате, за исходные величины плотности приняты $3,28 \text{ г/см}^3$ для литосферной мантии и $3,25 \text{ г/см}^3$ для астеносферы.

В модели земной коры выделено и охарактеризовано плотностями восемь слоев. Слои не выдержаны по мощности, и рельеф их нижних кромок часто имеет резкие перегибы. Четвертый и шестой слои выклиниваются: четвертый размещается в структуре коры Лено-Майской плиты в северной части разреза, а шестой расположен в южной его половине и прерывается под северной окраиной Чульманской впадины. Седьмой слой коры имеет разрыв в области Станового разлома.

На модельном разрезе нулевого приближения явно выделяются вертикальные плотностные контакты, которые можно рассматривать как границы крупных блоков в земной коре: район Южно-Тукурингского и Северо-Тукурингского разломов и под Чульманской впадиной. Совпадение с этими контактами резких форм рельефа субгоризонтальных границ слоев свидетельствует, что они могут быть интерпретированы и как тектонические нарушения. Отмечаются и наклонные границы. Совмещение вершин наклонных границ с известными крупными тектоническими нарушениями позволяет рассматривать их как отражение разрывной тектоники в структуре земной коры и ассоциирующихся с ней движений. Мощность земной коры Верхнеамурского прогиба равна почти 40 км. В районе Ольдойского прогиба она увеличивается к Южно-Тукурингскому разлому до 47 км. Далее, к северу, она мало меняется почти до пересечения профиля с рекой Алдан, после чего моно-

тонно возрастает и в районе Лено-Майской плиты достигает 50 км. Учитывая сложный характер морфологии рельефа поверхности подошвы литосферы, для профильного (двухмерного) моделирования приняты усредненные значения ее глубин, которые взяты по осевой линии и на расстоянии 100 км по обе стороны от нее. Усредненные глубины подошвы литосферы (кровли астеносферы) меняются плавно, но в большом диапазоне. С юга на север подошва литосферы воздымается от 145 км под Верхнеамурским прогибом до 90 км под Монголо-Охотским и Селенга-Становым орогенными поясами. Затем она погружается под северную часть Становой гранит-зеленокаменной области до 138 км и вновь поднимается до 110 км под Чульманской впадиной. Далее к северу глубина подошвы литосферы медленно увеличивается до 145 км. В результате, мощность литосферной мантии изменяется по латерали почти в два раза: от 100–105 км до 45–60 км.

Исследуемый профиль южным своим окончанием расположен в Центральном-Азиатском складчатом поясе (рис. 1а и 2), непосредственно в пределах Аргуно-Мамынского докембрийского массива, перекрытого отложениями Верхнеамурского мезозойского и Ольдойского позднепалеозойского прогибов. К северу он пересекает узкую полосу мезозойского Монголо-Охотского орогенного пояса между Аргуно-Мамыньским массивом и образованиями Селенга-Станового пояса каледонской складчатости. Эти тектонические элементы разделены зонами крупных разломов: Южно-Тукурингского, Северо-Тукурингского и Джелтулакского. Джелтулакский разлом ограничивает с юго-запада Алдано-Становой щит Сибирской платформы. Южная часть щита представлена Становой гранит-зеленокаменной областью (Становой мегаблок), а северная – Алданской гранулит-гнейсовой (Алданский мегаблок) [10]. Эти мегаблоки разделены Становым глубинным разломом, который в зоне его пересечения с профилем сочленяется с Южно-Якутским. Последний ограничивает с юга Чульманскую впадину, входящую в полосу мезозойских Южно-Якутских впадин. Профиль пересекает Чульманскую впадину по восточной ее окраине и проходит вдоль западного ограничения Якокутской впадины, фиксируемой в поле силы тяжести интенсивным минимумом. За пределами профиля, к востоку от него, остаются два крупных рудных района – основная часть Центрально-Алданского золоторудного и Эльконского урановорудного, что создает на этом участке значительную помеху в истолковании результатов моделирования. Северным своим окончанием моделируемый профиль выходит на че-

хол Сибирской платформы – Лено-Майскую (или Алданскую) плиту [10, 22].

Сейсмические исследования выполнены вдоль АЯМ, и поэтому моделируемый профиль в плане представляет собой ломаную линию (рис. 1а). Аномалии силы тяжести для моделирования сняты с карты гравитационного поля масштаба 1: 2 500 000 по прямым отрезкам этой ломаной линии вдоль трассы (рис. 1б). Как физическое явление, сила тяжести обладает объемным характером – на каждую точку наблюдения оказывают влияние удаленные неоднородности и неровности форм рельефа как на поверхности, так и внутри земной коры и литосферы в целом. Для учета трехмерности и сглаживания неоднородностей гравитационного поля и разнонаправленности пересекаемых аномалий вдоль основного профиля, по обе стороны от него на расстоянии 50 км, дополнительно сняты значения аномалий силы тяжести. В качестве модельных использованы усредненные величины гравитационных аномалий.

Поле силы тяжести вдоль моделируемого профиля сильно дифференцировано (рис. 1б, 2). В пределах разреза аномальные его значения отрицательные. Профиль пересекает широкий Алдано-Становой гравитационный минимум, рассматриваемый как аномалия первого порядка. Экстремальная часть минимума морфологически представляет собой почти горизонтальную зону шириною около 180 км, на фоне которой отмечаются локальные аномалии высокого порядка с амплитудой около ± 5 мГл. Эта аномалия названа нами Тынды-Хатыминской, поскольку на существующих схемах районирования гравитационного поля Алдано-Станового щита [19–21] в таких границах она не выделена. Аномалия охватывает область сочленения Станового и Алданского (Чульманскую впадину) мегаблоков и серию крупных разломов на их стыке. Южный борт Алдано-Станового минимума осложнен локальными гравитационными аномалиями второго порядка разной интенсивности и знака, которые, сменяя друг друга, уменьшаются по амплитуде в южном направлении. Так, над южной частью Станового мегаблока амплитуда локальной аномалии составляет около +28 мГл, на его границе с Селенга-Становым орогенным поясом – -23 мГл, над Монголо-Охотским орогенным поясом и Ольдойским прогибом – +17 мГл и около -10 мГл над гранич-

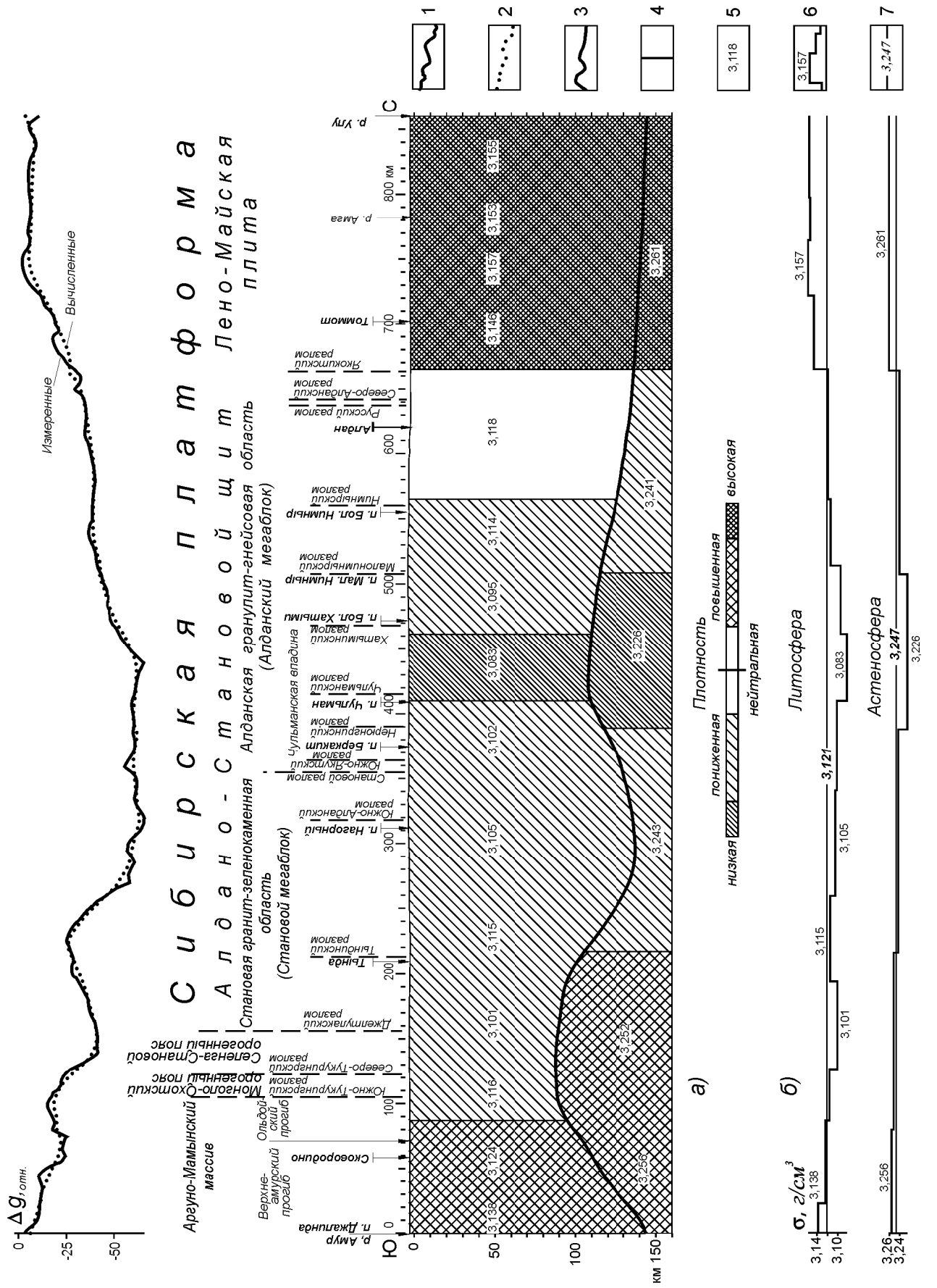
ной зоной между Ольдойским и Верхнеамурским прогибами. Поле силы тяжести в северном направлении изменяется более плавно, чем в южном. Здесь можно отметить локальное аномальное увеличение гравитационного поля, примерно на 10 мГл, над центральной частью Алданского мегаблока, между Хатыминским и Нимнырским разломами. Локальное понижение гравитационного поля на линии профиля между Нимнырским и Якобитским разломами (пос. Большой Нимныр – г. Томмот) возможно связано с влиянием интенсивного минимума силы тяжести над Якокутской впадиной.

МЕТОДИКА МОДЕЛИРОВАНИЯ

Послойное плотностное моделирование основано на поэтапном решении прямых и обратных задач гравиметрии при неизменности принятого геометрического каркаса модели в процессе всего цикла вычислений [18]. Особенностью этой методики является ее направленность на нахождение латерального изменения плотности в слоистой среде. Определение эффективной плотности осуществляется в несколько этапов. На первом этапе вычисляется гравитационный эффект от заданной плотностной модели (модели нулевого приближения). Затем, при помощи осреднения, как варианта способа пересчета на высоту, выделяется гравитационное влияние n -го слоя из измеренных и вычисленных аномалий. Далее, по разности выделенных эффектов оценивается степень приближения плотности, принятой для этого слоя, к реальной. В качестве оценки принята единичная абсолютная максимальная разность между измеренными аномалиями и гравитационным эффектом, вычисленным от модели и приведенным к среднему уровню измеренных аномалий. Если оценка окажется неудовлетворительной, то по разностной аномалии вычисляется поправка к плотности. Как правило, для достижения удовлетворительного результата вторую и третью операции с исправленной в данном слое плотностью на величину полученной поправки требуется повторить несколько раз. Исправленная таким образом плотность n -го слоя вводится в исходную модель и в дальнейшем принимается как приближенная к реальной с достаточной степенью достоверности и изменению не подлежит. Затем все описанные действия повторяются относительно очередного

Рис. 2. Модель нулевого приближения распределения плотности в литосфере по профилю Джалинда–Улу.

1 – измеренные аномалии силы тяжести в редукции Буге, в относительных единицах, 2 – вычисленный гравитационный эффект от модели нулевого приближения, 3 – сейсмические границы в земной коре, 4 – подошва литосферы (кровля астеносферы), 5 – вертикальные границы плотностных неоднородностей, 6 – заданные значения плотности, в г/см³.



слоя. Так, слой за слоем, последовательным вытеснением заданных значений плотности вычисленными, через ряд промежуточных моделей, исходная модель трансформируется в результативную, или в модель с подобранным распределением плотности. Ограничений на величину вычисленной поправки не налагается. Горизонтальная мощность (ширина) выделяемых плотностных неоднородностей регулируется соответствующим параметром. Она должна быть соразмерна или больше средней глубины кровли конкретного слоя, обрабатываемого в данный момент, но не меньше шага вычислений (интерполяции).

ОПИСАНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ МОДЕЛИРОВАНИЯ

Гравитационный эффект от модели нулевого приближения достаточно хорошо подчеркивает основные особенности аномалий силы тяжести вдоль профиля (рис. 2) и характеризуется большими амплитудами изменений. Это говорит о том, что принципиально заданные плотности создают суммарный гравитационный эффект, конформный реальному, и не вызывают недоверия к ним.

Моделирование литосферы по профилю Джалинда–Улу выполнено в трех вариантах: литосфера как однослойная структура; литосфера как двухслойная структура – земная кора и литосферная мантия; литосфера с сейсмической расслоенностью земной коры. Во всех случаях в качестве подстилающей среды литосферы принимается нижележащий слой мантии с бесконечным простираем на глубину, называемый нами астеносферой.

Ниже приводится краткое описание особенностей распределения вычисленной эффективной плотности.

Астеносфера (рис. 3). Вычисленная средняя плотность астеносферы равна $3,247 \text{ г/см}^3$. В границах профиля она изменяется в пределах $0,035 \text{ г/см}^3$. В средней части, между Тындинским и Якоkitским разломами, плотность астеносферы относительно средних ее значений понижена. Минимальная ее плотность, равная $3,226 \text{ г/см}^3$, установлена между Нерюнгринским и Малонимнырским разломами в области Тынды–Хатыминского экстремума Алдано-Станового минимума, в северной краевой его части. По отношению к окружающей среде плотностной

минимум выделяется плотностными ступеньками почти в половину максимальной амплитуды – $0,015$ и $0,017 \text{ г/см}^3$. Под Верхнеамурским прогибом астеносфера обладает высокой плотностью ($3,256 \text{ г/см}^3$), а максимальные ее значения установлены под Лено-Майской плитой ($3,261 \text{ г/см}^3$). Можно также отметить, что возрастание плотности астеносферы в южном направлении происходит относительно медленнее, чем к северу, где этот процесс осуществляется скачкообразным увеличением на $0,020 \text{ г/см}^3$.

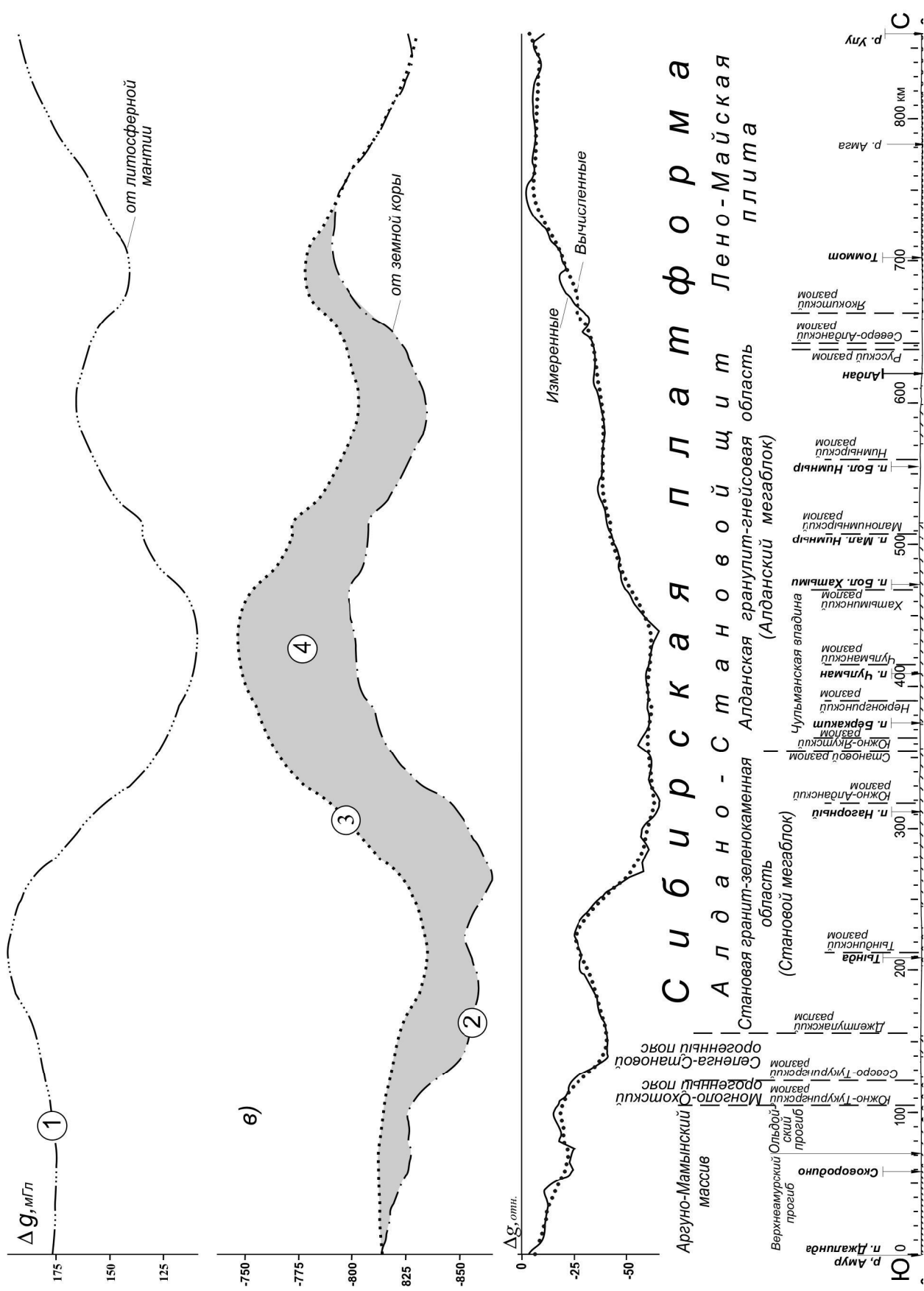
Литосфера. Однослойная литосфера (рис. 3). Вычисленная эффективная средняя плотность литосферы равна $3,121 \text{ г/см}^3$. Размах изменений плотности здесь выше, чем в астеносфере, почти в два раза – $0,064 \text{ г/см}^3$, (от $3,083$ до $3,157 \text{ г/см}^3$). В средней части профиля, между Северо-Туруингрским и Нимнырским разломами, плотность литосферы понижена. Пониженной плотностью ($3,101$ – $3,105 \text{ г/см}^3$), характеризуется также литосфера на отрезке профиля от Желтулакского разлома до Малонимнырского, включая Чульманскую впадину. Минимальной плотностью обладает литосфера северной части Чульманской впадины ($3,083 \text{ г/см}^3$) и ее северного обрамления ($3,095 \text{ г/см}^3$). В поле силы тяжести минимум плотности приходится на северную окраину Тынды–Хатыминского минимума. Он совмещается по вертикали с зоной минимальной плотности в астеносфере. Плотность литосферы увеличивается от Чульманской впадины к северу и в районе Якоkitского разлома скачкообразно возрастает на $0,03 \text{ г/см}^3$.

Литосфера Лено-Майской плиты характеризуется самой высокой плотностью – $3,146$ – $3,157 \text{ г/см}^3$. Блок высокоплотной литосферы совпадает с областью максимальной плотности в астеносфере. В гравитационном поле им соответствуют и наиболее высокие его значения. Повышенная плотность литосферы ($3,138 \text{ г/см}^3$) установлена также в южной части профиля, в районе Верхнеамурского мезозойского прогиба. Все выделенные области пониженной и повышенной плотности разделяются плотностными ступенями ($0,014$ – $0,028 \text{ г/см}^3$). При этом их интенсивность возрастает вдоль разреза с юга на север.

Двухслойная литосфера (рис. 4). **Литосферная мантия.** Пониженная плотность литосферной мантии в центре профиля совпадает с поднятием кровли

Рис. 3. Распределение плотности в однослойной литосфере и в астеносфере по профилю Джалинда-Улу, по результатам моделирования: а) плотностной разрез, б) диаграммы распределения плотности.

1 – измеренные аномалии силы тяжести в редукции Буге, в относительных единицах, 2 – вычисленный гравитационный эффект, 3 – подошва литосферы (кровля астеносферы), 4 – вертикальные границы плотностных неоднородностей, 5 – вычисленные значения плотности, в г/см^3 , 6 – диаграммы распределения плотности, 7 – среднее значение плотности литосферы (астеносферы), в г/см^3 .



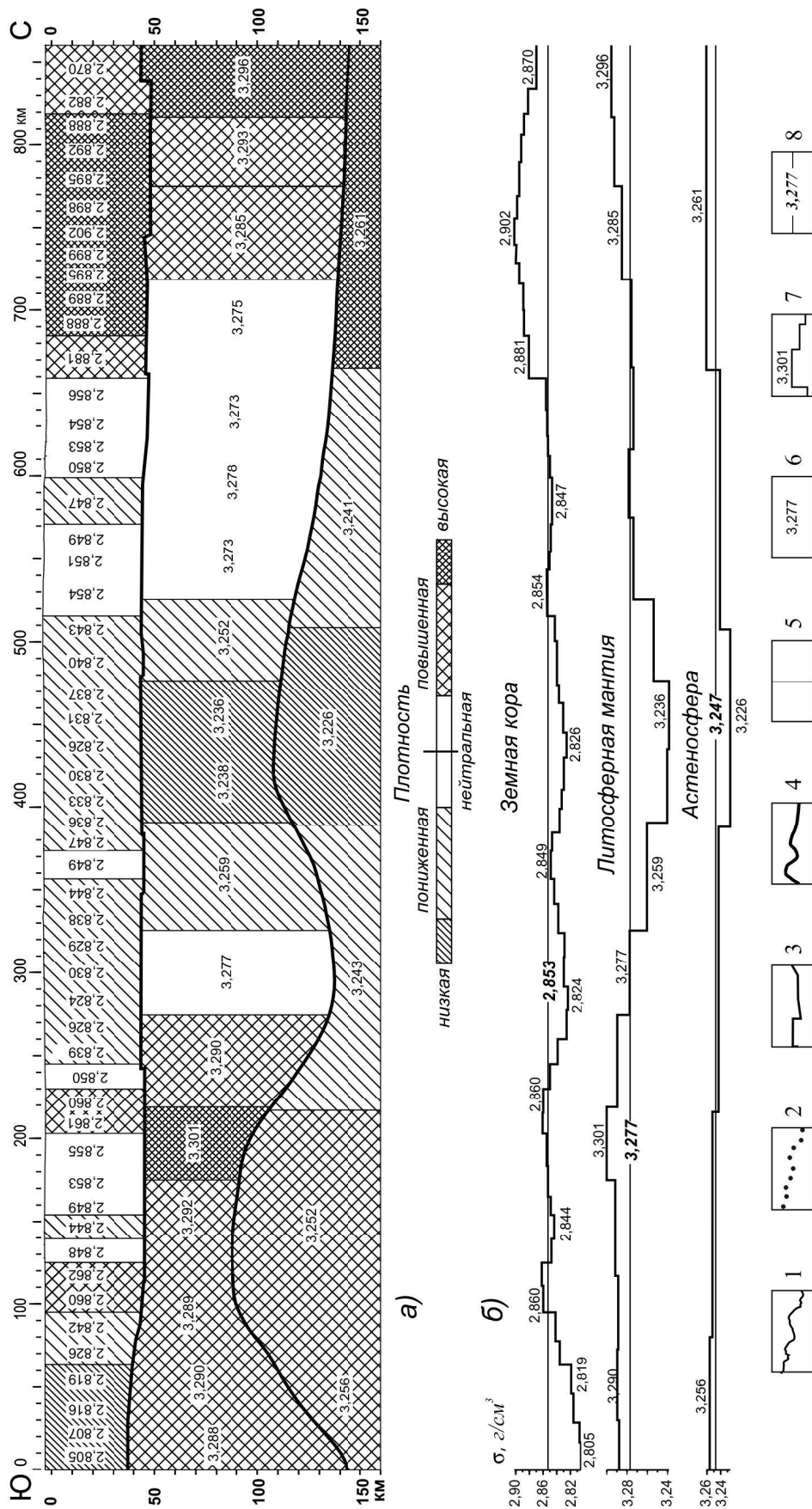


Рис. 4. Распределение плотности в двухслойной литосфере (земная кора и литосферная мантия) по профилю Джалинда-Улу, по результатам моделирования: а) плотностной разрез, б) диаграммы распределения плотности, в) аномальные гравитационные эффекты, (пояснения в тексте).
 1 – измеренные аномалии силы тяжести в редукции Буге, в относительных единицах, 2 – вычисленные гравитационный эффект, 3 – подшоша земной коры, 4 – подшоша литосферы, 5 – вертикальные границы плотностных неоднородностей, 6 – вычисленные значения плотности, в г/см³, 7 – диаграммы распределения плотности, 8 – среднее значение плотности литосферы (астеносферы), в г/см³.

астеносферы и понижением ее плотности. На дневной поверхности этой аномалии соответствуют Чульманская впадина и прилегающие к ней структуры Станового и Алданского мегаблоков, (от Южно-Алданского до Малонимырского разломов). Минимальная плотность литосферной мантии ($3,236\text{--}3,238\text{ г/см}^3$) отвечает непосредственно Чульманской впадине со смещением к ее северному ограничению. Между Малонимырским и Якоkitским разломами плотность литосферной мантии близка к ее средним значениям – $3,273\text{--}3,278\text{ г/см}^3$. Наибольшие же значения установлены под Лено-Майской плитой (до $3,296\text{ г/см}^3$) и в южном секторе между Тындинским и Джелтулакским разломами (до $3,301\text{ г/см}^3$). Все перечисленные плотностные неоднородности четко выделяются по латерали с контрастом около $0,02\text{ г/см}^3$.

Земная кора (рис. 4). Вычисленная средняя плотность земной коры равна $2,853\text{ г/см}^3$. Изменения ее происходят, в диапазоне около $0,1\text{ г/см}^3$. Максимальный контраст между смежными плотностными неоднородностями, равный $0,025\text{ г/см}^3$, установлен на южной окраине Лено-Майской плиты и пространственно совпадает с пересечением профилем субширотных Якоkitского, Северо-Алданского разломов и Русского разлома северо-западного простирания. Еще два скачка величин плотности в $0,016$ и $0,018\text{ г/см}^3$ отмечаются в южной части плотностного разреза на границе Верхнеамурского прогиба с Ольдойским и Ольдойского прогиба с Монголо-Охотским орогенным поясом (Южно-Тукурингский разлом), соответственно. Контрасты между другими неоднородными по плотности блоками земной коры не превышают $0,014\text{ г/см}^3$. В то же время характер изменения плотности земной коры к югу и северу от Малонимырского разлома разный. В южной половине профиля наблюдается волновое (синусоидальное) изменение плотности, отвечающее локальным аномалиям гравитационной кривой с максимумами плотности в Монголо-Охотском поясе, в районе Тындинского и Станового разломов. В северной части профиля плотность коры близка к средним значениям до Якоkitского разлома, а за разломом к северу резко возрастает до наибольших.

В целом, по плотности земная кора делится на три части: высокой, низкой и переменной плотности. Высокой плотностью характеризуется кора Лено-Майской плиты. Здесь ее плотность изменяется от $2,881$ до $2,902\text{ г/см}^3$. Этот блок земной коры отделяется от остальной части разреза плотностной модели и самым большим скачком плотности ($0,025\text{ г/см}^3$). Уменьшение плотности до самого низко-

го ее значения ($2,805\text{ г/см}^3$) фиксируется в южной части разреза, в коре Верхнеамурского прогиба. Кора Алдано-Станового щита характеризуется переменной плотностью от $2,824$ до $2,862\text{ г/см}^3$. Пониженной плотностью здесь обладает кора Чульманской впадины и северной части Станового мегаблока ($2,824\text{--}2,826\text{ г/см}^3$).

Отмечается хорошая корреляция по знаку латеральных изменений плотности земной коры с локальными аномалиями поля силы тяжести. Наиболее выразительные из них: положительная аномалия в районе г. Тынды и Тындинского разлома, отрицательная – над Селенга-Становым орогенным поясом, положительная – над Монголо-Охотским орогенным поясом и Ольдойским прогибом, положительная аномалия в пределах всего Лено-Майского блока земной коры. Наглядно проявляется соответствие вариациям гравитационного поля изменения плотности в коре над Алданским мегаблоком между Чульманской впадиной и Северо-Алданским разломом. Однако, как отдельные плотностные аномалии, так и дефицит плотности земной коры в целом сами по себе не могут вызвать наблюдаемое понижение поля силы тяжести, создающее Алдано-Становой минимум. В окружении достаточно однородной плотностной среды дефицит или избыток плотности, обнаруживаемый в том или ином объекте, является источником и причиной соответствующего аномального гравитационного эффекта. Если это условие не выполняется, то он оказывается всего лишь составляющей суммы плотностных неоднородностей, обуславливающих общий гравитационный эффект, и сам во внешней среде явно может не проявиться или обнаружиться в искаженном виде. Так, экстремальной области Алдано-Станового гравитационного минимума, охватывающей территорию между Южно-Алданским и Нимырским разломами, отвечает максимум гравитационного эффекта от толщи коры (рис. 4в, кривая с индексом 2), тогда как сама земная кора характеризуется здесь двумя обширными неоднородностями пониженной плотности, примерно на $0,075\text{ г/см}^3$ относительно средних значений. Амплитуда этого максимума около 50 мГл , и его эпицентр смещен по отношению к Алдано-Становому минимуму к северу и совпадает с зоной максимального дефицита плотности, транслируемой из астеносферы через литосферную мантию в низы земной коры. В то же время, в южной части профиля проявляется конформность изменений вычисленного гравитационного эффекта измеренным плотностным аномалиям (район Тындинского разлома, Селенга-Становой и Монголо-Охотский орогенные пояса и Ольдойский прогиб).

Вероятной причиной положительного гравитационного эффекта от толщи земной коры является аномальный дефицит плотности в литосферной мантии, способствующий уменьшению контраста плотности на поверхности Мохо (подошве коры). Аномальный эффект от литосферной мантии (рис. 4в, кривая с индексом 1) выражен, здесь, минимумом интенсивностью около 60 мГл. Следует ожидать, что амплитуда этой аномалии, в свою очередь, ослаблена дефицитом плотности в подстилающей среде (в астеносфере), также в результате уменьшения контраста плотности на подошве литосферы.

Такое рассуждение сильно упрощенное, поскольку не учитываются глубина и рельеф контактов и боковое влияние плотностных неоднородностей в расчетной точке, которые вносят в аномалию свой вклад разной степени. В случае полной гравитационной компенсации плотностных неоднородностей земной коры неоднородностями литосферной мантии, их гравитационные эффекты должны достаточно близко соответствовать зеркальному отражению одного в другом. В нашем случае, такое отражение (рис. 4в, кривая с индексом 3) искажено. Это говорит о нескомпенсированности коровых масс литосферной мантией, отражением чего может служить повышенная сейсмичность Алдано-Станового щита и повышенный тепловой поток.

В границах исследуемого плотностного разреза, в рамках заданной геометрии модели и вычисленных значений плотности область между графиками кривых 3 и 2 (рис. 4в, индекс 4), включающая, по простиранию, Центрально-Азиатский складчатый пояс и Алдано-Становой щит Сибирской платформы, соответствует зоне избыточного дефицита плотности литосферной мантии по отношению к земной коре. По вертикальной мощности выделенной области (по ее ширине) можно оценить максимальную гравитационную нескомпенсированность – она не превышает 55 мГл. Массы, компенсирующие неуровновешенность литосферы, расположены на более глубоких горизонтах тектоносферы и должны создавать гравитационный эффект противоположного знака. Предполагается, что таким фактором может быть область разуплотнения. Поскольку с глубиной контраст между плотностными неоднородностями сглаживается, то нужно ожидать, что эта область имеет большое распространение на глубину и возможно связана с локальным разогревом мантийного вещества.

Многослойная литосфера (рис. 5). *Земная кора.*

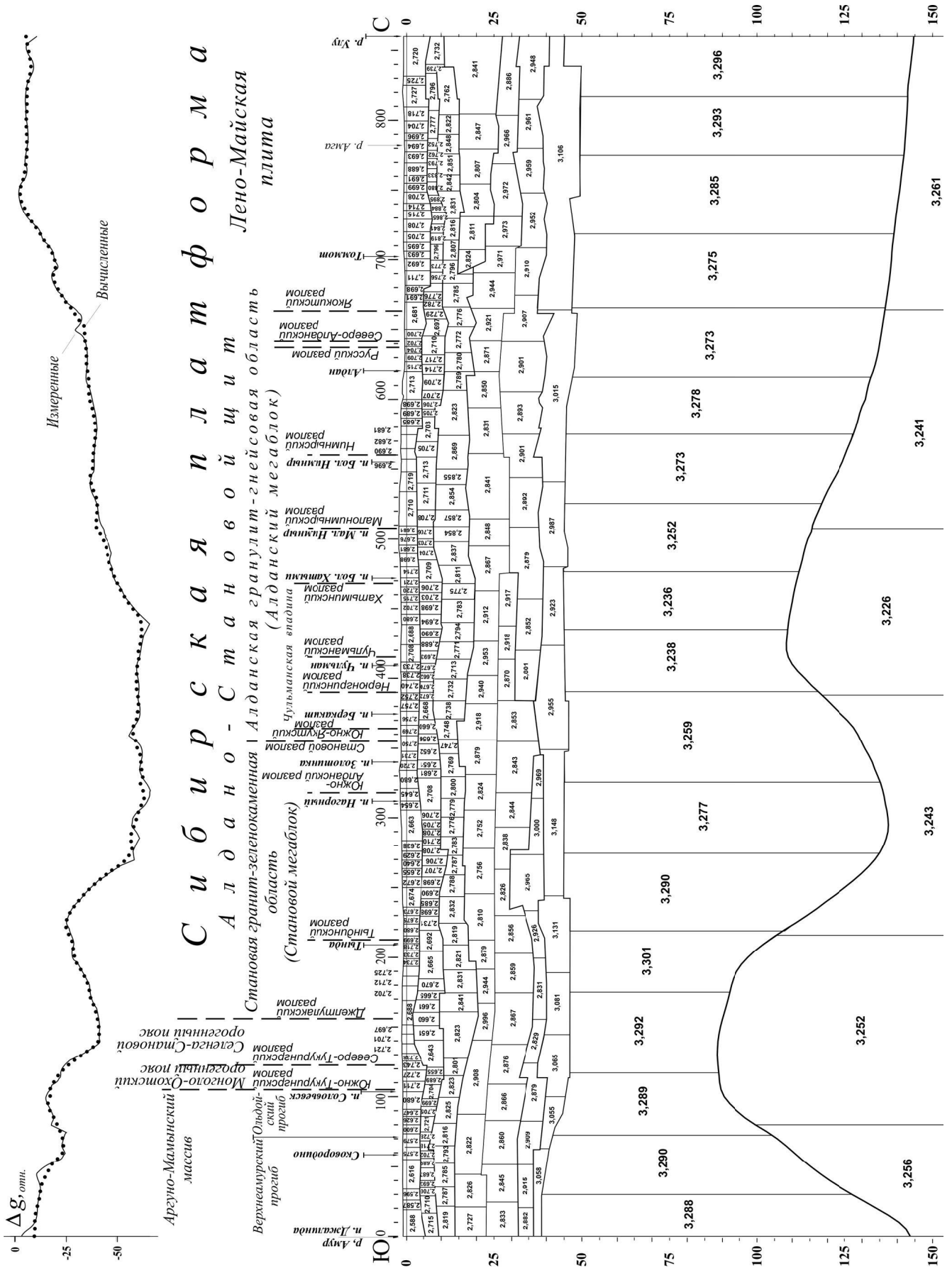
Нижний (восьмой) слой земной коры. Средняя плотность слоя $3,058 \text{ г/см}^3$. Изменяется она в пределах, приблизительно, $0,22 \text{ г/см}^3$, от ($2,923$ до

$3,148 \text{ г/см}^3$). По характеру распределения плотности, нижний слой коры делится в области Станового разлома на две части. Обе они обладают одинаковой закономерностью – увеличением плотности в направлении с юга на север. В южной его части, от Верхнеамурского прогиба до Станового разлома, плотность возрастает от $3,055$ до $3,148 \text{ г/см}^3$. В северной части – Алданский мегаблок и Лено-Майская плита – от $2,923$ до $3,106 \text{ г/см}^3$. Скачок плотности между этими частями нижнего слоя коры максимален и равен ($0,22 \text{ г/см}^3$). Под Алданской гранулит-гнейсовой областью между Становым и Якоцитским разломами нижний слой коры обладает пониженной плотностью. Самые низкие ее значения в этом слое ($2,923$ – $2,955 \text{ г/см}^3$) находятся под южной частью Алданского мегаблока (Чульманская впадина), между Становым и Хатыминским разломами. Блок низкой плотности совпадает пространственно с областью минимальной плотности в литосферной мантии и астеносфере. Под Лено-Майской плитой плотность слоя повышенная – $3,106 \text{ г/см}^3$. Самая высокая плотность нижнего слоя коры ($3,148 \text{ г/см}^3$) отвечает Становому мегаблоку.

Седьмой слой. По своим плотностным характеристикам он похож на нижний (базальный) слой. Здесь наблюдается та же тенденция нарастания плотности в северном направлении в южной и северной половинах профиля. Отличие заключается в том, что севернее Станового разлома помимо скачка плотности (ее резкое понижение) на отрезке между Нерюнринским и Чульманским разломами установлен разрыв слоя шириной около 50 км, заполненный породами с плотностью, характерной для вышележащего шестого слоя. Блоки повышенной плотности соответствуют, как и в нижнем слое, Становой гранит-зеленокаменной области ($3,00 \text{ г/см}^3$) и Лено-Майской плите ($2,96 \text{ г/см}^3$). В пределах Лено-Майской плиты увеличение плотности происходит скачком, но, в отличие от ниже- и вышележащих слоев, это изменение происходит севернее Якоцитского разлома.

Шестой слой. Слой протягивается от южного края профиля до Хатыминского разлома, где он резко обрывается. Под Чульманской впадиной плотность горных пород слоя, в отличие от нижних слоев земной коры, повышенная – до $2,92 \text{ г/см}^3$ – на фоне $2,86 \text{ г/см}^3$ (инверсия плотности в седьмом слое).

Пятый слой. Слой прослежен непрерывно по всему профилю. Плотностная структура слоя плавная, волновая – понижения плотности относительно среднего уровня в слое чередуются с повышениями. Понижение плотности на юге профиля составляет



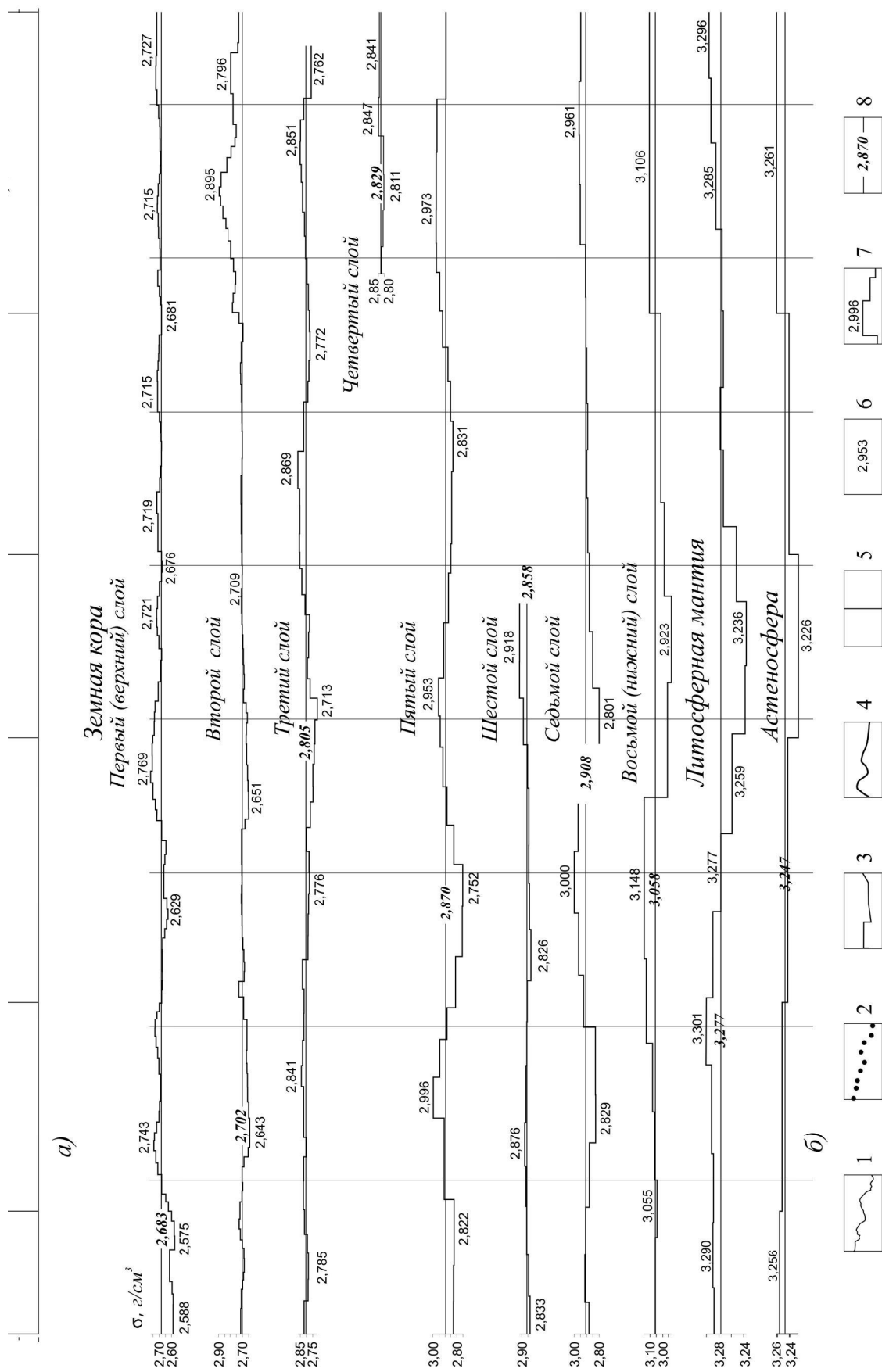
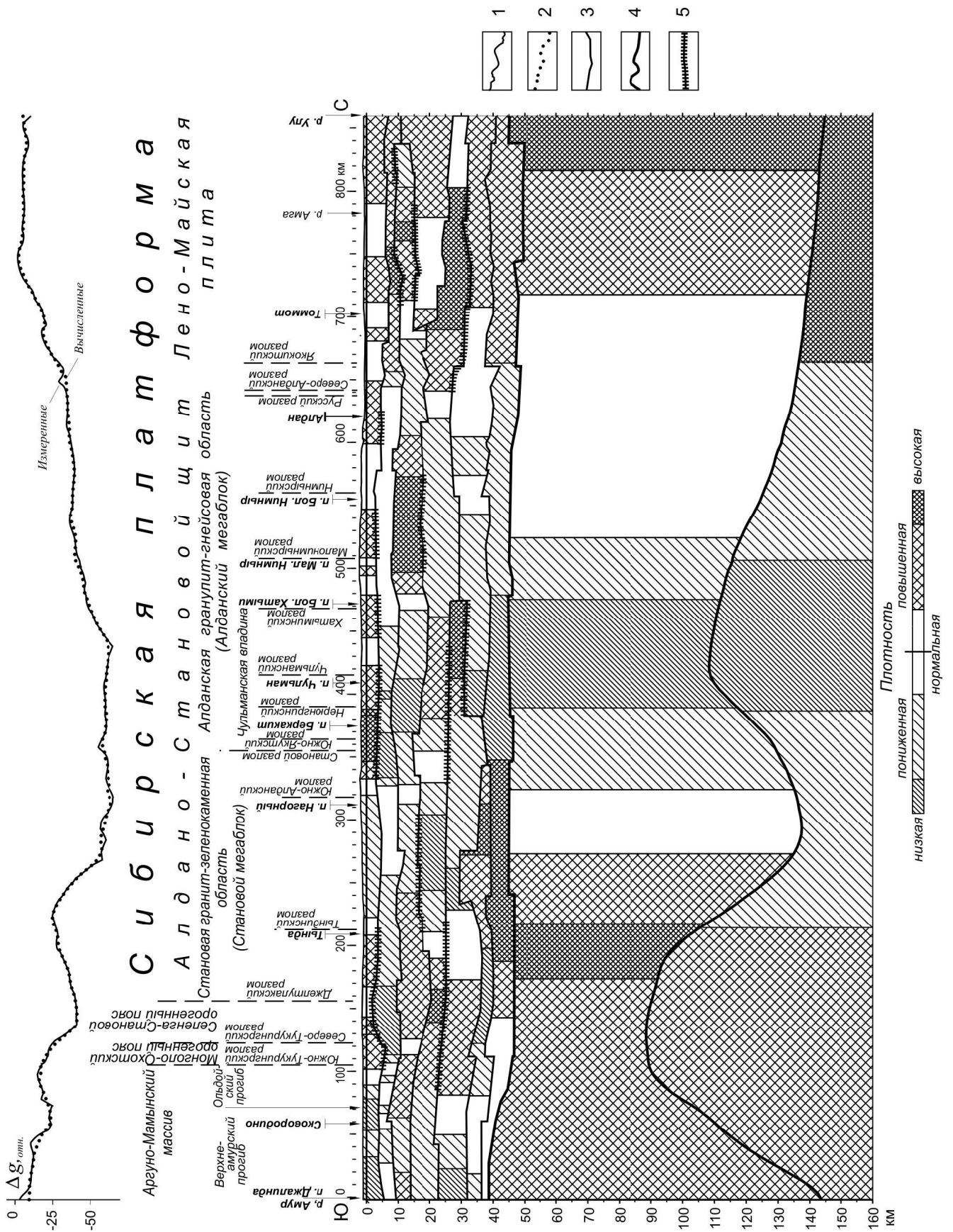


Рис. 5. Распределение плотности в литосфере по профилю Джалинда-Улу, по результатам моделирования: а) плотностной разрез, б) диаграммы распределения плотности.

1 — измеренные аномалии силы тяжести в редукции Буге, в относительных единицах, 2 — вычисленные границы плотностных неоднородностей, 3 — сейсмические границы в земной коре, 4 — подошва литосферы, 5 — вертикальные границы плотностных неоднородностей, 6 — вычисленные значения плотности, в г/см³, 7 — диаграммы распределения плотности, 8 — среднее значение плотности в слое, в г/см³.



2,82 г/см³ на среднем уровне в 2,90 г/см³ под Верхнеамурским и Ольдойским прогибами. Под Монголо-Охотским и Селенга-Становым орогенными поясами и южной частью Станового мегаблока до Тындинского разлома плотность слоя возрастает приблизительно до 3,00 г/см³. Максимальное понижение ее наблюдается в Становом мегаблоке между Тындинским и Южно-Алданским разломами (2,75 г/см³). Затем происходит повышение плотности до 2,95 г/см³ под Чульманской впадиной. Небольшое понижение плотности установлено в районе Нимнырского разлома, а повышение – под Лено-Майской плитой (2,97 г/см³).

Четвертый слой. Это короткий, но довольно мощный слой (10–25 км) в средней части земной коры, расположенный целиком под Лено-Майской плитой. Он характеризуется небольшими изменениями плотности – от 2,81 до 2,85 г/см³, при среднем ее значении 2,83 г/см³.

Третий слой. Слой непрерывен по всему профилю и относительно слабо дифференцирован по плотности, которая изменяется здесь в пределах 0,15 г/см³. Под Чульманской впадиной фиксируется самое низкое значение плотности, 2,713 г/см³, с падением подошвы слоя на север. Небольшие повышения плотности наблюдаются в районе Нимнырского разлома с нарастанием ее значений в северном направлении до 2,87 г/см³ и под Лено-Майской плитой (2,85 г/см³) такого же характера.

Второй слой протягивается по всему профилю. Небольшие аномалии пониженной плотности отмечаются в районе Селенга-Станового орогенного пояса и под Чульманской впадиной (2,64 на фоне 2,70 г/см³). Падение подошвы слоев на этих участках профиля – южное, т.е. для Чульманской впадины обратное падению предыдущего слоя. Самая интенсивная аномалия в этом слое (2,895 на фоне 2,70 г/см³) установлена под Лено-Майской плитой в районе р. Амги.

Первый слой. Самый верхний слой имеет мощность 5–6 км и прослеживается непрерывно. Следует отметить понижение плотности слоя в Верхнеамурском и Ольдойском прогибах и повышение в краевых частях Чульманской впадины – на юге 2,77 на фоне 2,70 г/см³, на севере 2,72 г/см³.

Сопоставление распределения плотности в слоях земной коры и по всему разрезу в целом позволяет отметить следующие особенности (рис. 5а, 5б, 6):

– ряд плотностных неоднородностей носят сквозной характер, позволяющий проследить их на всю глубину разреза, в земной коре и верхней мантии (Лено-Майская плита), для других наблюдается смена “знака” по разрезу – инверсия (Чульманская впадина): понижение плотности в нижней (8 и 7 слою) коре и верхней мантии, повышение в средней (6 и 5 слою) коре, понижение в верхней (2 слою);

– часто отмечается смещение положения плотностных неоднородностей в слоях земной коры относительно гравитационных аномалий;

– резкая смена уровня плотности в слоях земной коры по простиранию происходит на глубинных разломах;

– установлены инверсии плотности в слоях земной коры практически по всему разрезу, кроме базального слоя (рис. 6).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

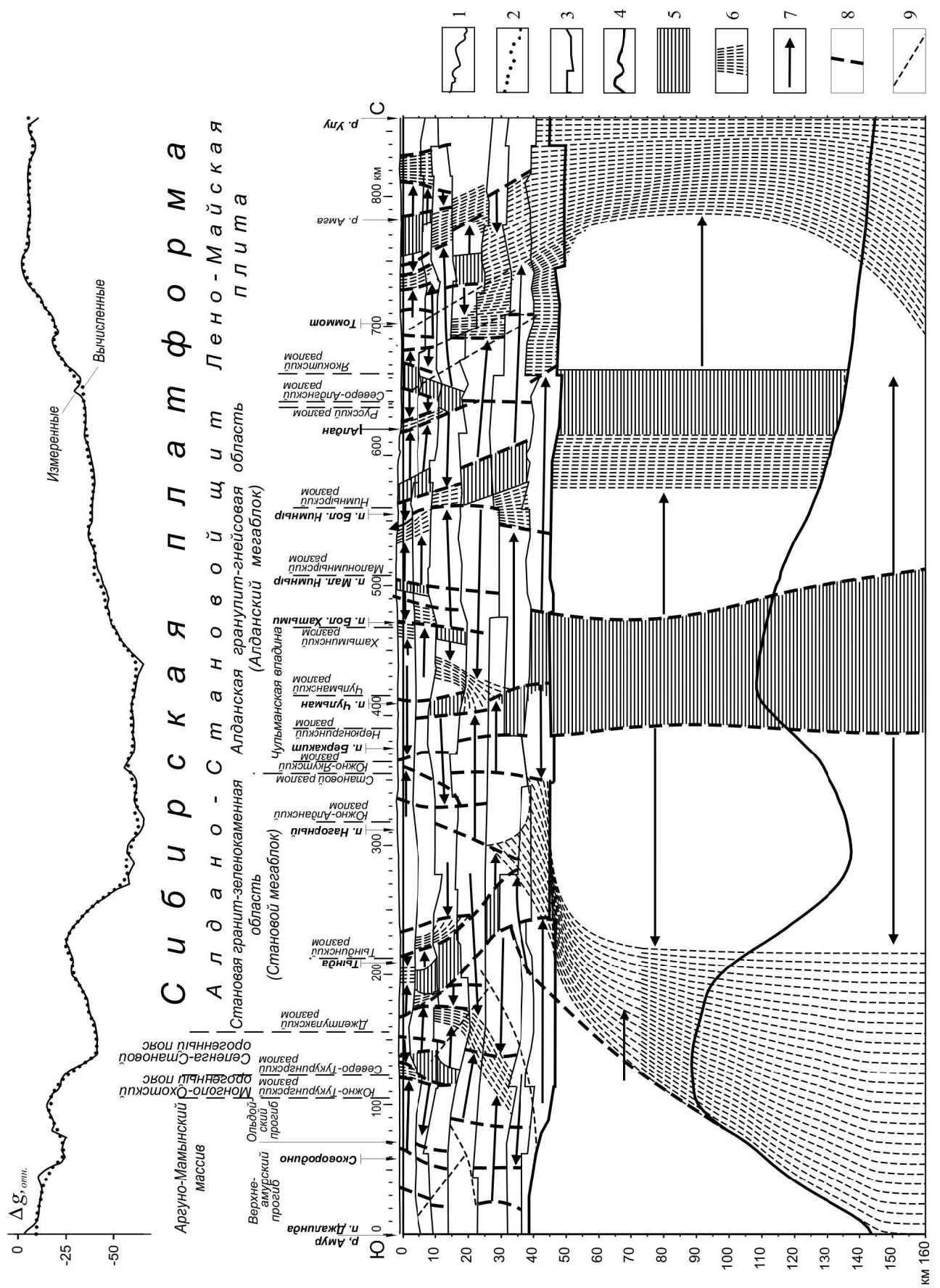
Приведенное описание плотностных разрезов литосферы по профилю Джалинда–Улу, пересекающему Алдано-Становой щит, и сами разрезы свидетельствуют о большой информативности выполненных построений, несмотря на недостатки глубинной изученности региона. Анализ этих результатов позволяет отметить ряд ранее неизвестных закономерностей в глубинной структуре щита, указывающих на его сложную геодинамическую эволюцию.

Высокая сейсмическая расслоенность земной коры разреза сопровождается резкой дифференциацией плотностного разреза коры как по ивертикали, так и по простиранию. При этом границы плотностных неоднородностей в слоях часто не совпадают с границами наблюдаемых гравитационных аномалий, что может быть связано с развитием сдвигов.

Другая особенность многослойного разреза земной коры – это наличие зон инверсий плотности (рис. 6). Эта закономерность может быть объяснена широкомасштабным распространением надвигов по всему разрезу. Часть приповерхностных надвигов подтверждена геологическими исследованиями, в том числе и бурением (Южно-Якутский надвиг). Особенно насыщены инверсиями плотности кровли второго, пятого и шестого слоев земной коры. Они расположены в геологической структуре южного ограничения щита, района Чульманской впадины,

Рис. 6. Плотностной разрез литосферы и инверсии плотности в земной коре по профилю Джалинда–Улу, по результатам моделирования.

1 – измеренные аномалии силы тяжести в редукции Буге, в относительных единицах, 2 – вычисленный гравитационный эффект, 3 – сейсмические границы в земной коре, 4 – подошва литосферы, 5 – инверсии плотности в земной коре.



участка, ограниченного Хатыминским и Нимнырским разломами, южной окраины Лено-Майской плиты.

Мезозойские гранитоиды, развитые на юге Станового мегаблока, не находят отражения как в плотностном разрезе земной коры, так и в аномалиях гравитационного поля. Эта особенность, по-видимому, вызвана преобладанием пластовой формы их залегания. Наряду с этим, в нижнем слое коры Станового мегаблока установлена плотность, превышающая $3,0 \text{ г/см}^3$. Такие аномалии плотности, соответствующие высокоскоростным участкам в базальном слое земной коры, фиксируются на сейсмическом профиле "Базальт" [7, 23]. Тектоническую природу этих аномалий можно трактовать как андеплейтинг, но не обязательно докембрийский.

Отмечается широкое развитие в земной коре наклонных границ, ассоциирующихся с разломами. Они распространены преимущественно в краевых блоках Алдано-Станового щита, причем в Становом мегаблоке распространены разломы с падением на юг и на север [1], а на севере щита – преимущественно на север. По характеру изменения плотности в слоях выделяются разломы сжатия (нарастание плотности встречное) и разломы растяжения (нарастание плотности, обратное встречному). Разломы сжатия фиксируются полосовыми максимумами плотности, разломы растяжения – минимумами (рис. 7).

Отражение известных глубинных разломов в плотностных разрезах литосферы разное и не всегда достаточно четкое. Чаще они фиксируются совокупностью признаков. Их ориентировка и положение показаны на рис. 1 и на глубинных плотностных разрезах. Следует отметить, что наряду с такими известными разломами, как Южно- и Северо-Тукурингский, Джелтулакский, Становой, имеется большая группа разломов, которые приводятся у разных авторов под разными названиями. Кроме того, некоторые разломы нанесены на карты безымянными, а некоторые выделены по устойчивым плотностным аномалиям (Малонимырский). Следует отметить, что на профиле отмечаются узлы пересечения разломов разной ориентировки (Станового и Южно-Якутского, Северо-Алданского и Русского и т.д.).

Южно- и Северо-Тукурингский разломы отмечаются наклонными внутрикоровыми плотностными аномалиями, падающими на юг. Наблюдается совмещение зон сжатия и растяжения. Джелтулакский разлом совместно с Тындинским фиксируются широкой зоной растяжения трансоровой протяженности, полого падающей на север. К Тындинскому разлому в нижней и средней коре подходит зона сжатия с падением на юг. Очень сложная плотностная картина наблюдается в зоне Станового разлома. В послойном распределении плотности земной коры разлом фиксируется скачком смены плотности, выклиниванием слоев. В мантии – это падающая на юг зона сжатия и субвертикальная граница мощной зоны растяжения под Чульманской впадиной. С другой стороны, на магнитной модели земной коры [3], сейсмическом разрезе [5] и по данным В.А. Абрамова [1], Становой разлом падает на север. Начиная с Нимнырского разлома, на северном продолжении профиля большинство разломов земной коры падают на север и фиксируются преимущественно зонами сжатия или скачками плотности в слоях.

Своеобразно проявление южной окраины Лено-Майской плиты. Чехол платформы отделен от фундамента Алдано-Станового щита извилистой линией, соответствующей северной границе Алдано-Станового регионального гравитационного минимума (рис. 1). В верхней и средней коре южное ограничение плиты отмечается разломами, падающими на север. Начиная с седьмого слоя земной коры и далее на глубину, в литосферной мантии и астеносфере наблюдается пологое падение плотностной границы на юг (рис. 5б). Это согласуется с представлениями М.Г. Леонова [11] об активном взаимодействии чехла и фундамента, в том числе платформ, но причина этого, по-видимому, связана с глубинной геодинамикой.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Наибольший интерес по результатам проведенных исследований представляет глубинная геодинамическая природа Алдано-Станового регионального минимума силы тяжести. Эпицентр минимума на разрезе совпадает с положением Чульманской впадины. В литосферной мантии и астеносфере это зона

Рис. 7. Выделенные по результатам моделирования зоны тектонических нарушений и зоны сжатия (уплотнения) и растяжения (разуплотнения).

1 – измеренные аномалии силы тяжести в редукции Буге, в относительных единицах, 2 – вычисленный гравитационный эффект, 3 – сейсмические границы в земной коре, 4 – подошва литосферы, 5 – предполагаемые зоны растяжения, 6 – предполагаемые зоны сжатия, 7 – направление увеличения плотности, 8 – выделенные зоны нарушений, 9 – предполагаемые зоны срыва.

пониженной плотности и растяжения, прослеженная с глубины 160 км и совпадающая с подъемом кровли астеносферы. Она продолжается вверх по разрезу в нижней коре, в средней сменяется аномалиями повышенной плотности, а в верхней проявлена локальными зонами растяжения-сжатия. При этом мощность коры практически не меняется. Периферия глубинной структуры растяжения представлена локальными наклонными зонами сжатия разной глубинности (от коровой до верхнемантийной), падающими на юге профиля как на юг, так и на север, а на севере – преимущественно на север.

Наряду с характеристиками симметричного строения глубинной плотностной модели Алдано-Станового щита отмечаются признаки асимметрии разреза. Наиболее четко асимметрия проявляется в расположении низкоплотных блоков земной коры относительно высокоплотных в литосферной мантии, смещенных примерно на 50 км к северу. Это может быть связано с субдукцией Монголо-Охотской океанической литосферы под Алдано-Становый щит в мезозое. В пользу этого предположения свидетельствует развитие надсубдукционных позднеюрско-раннемеловых гранитоидов в Становом мегаблоке [17], андеплейтинг высокоплотного нижнего слоя в коре этого мегаблока, наличие глубинных надвигов с севера на юг в средней и нижней коре, а в верхней – в противоположном направлении (надвиги докембрийских толщ на мезозойские осадочные бассейны) (рис. 5). Наряду с признаками субдукции в литосферной мантии щита установлено сложное строение земной коры в зоне сочленения щита и фанерозойских орогенных поясов, связанное с коллизионными процессами (рис. 7). Реакция на эти события проявилась в признаках пассивного рифтогенеза (боковое воздействие на литосферу, близкая к горизонтальной поверхность Мохо, зоны растяжения в верхней коре).

Такие особенности глубинной плотностной модели Алдано-Станового щита могут объясняться сочетанием пассивного рифтогенеза в земной коре, вызванного субдукционно-коллизионными процессами в мезозое с последующим, по-видимому в кайнозое, активным рифтогенезом, наиболее четко проявленным в мантии. Последний способствовал структурной перестройке литосферы, охватившей весь щит. Не исключено влияние на формирование Алдано-Становой глубинной структуры долгоживущего Сибирского суперплюма вследствие возможного перемещения его на восток [16].

ЛИТЕРАТУРА

- Абрамов В.А. Структура и динамика тектоносферы Алданского щита: Владивосток: Дальнаука, 1993. Ч. 2. 162 с.
- Бабаян Г.Д., Мокшанцев К.Б., Уаров В.Ф. Земная кора восточной части Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1978. 56 с.
- Борукаев Ч.Б., Булин Н.К., Виноградова Н.П., Косыгин Ю.А., Малышев Ю.Ф., Смыслов А.Л., Черкасов Р.Ф. Алданская сверхглубокая скважина: проблема места заложения // Тихоокеан. геология. 1990. № 1. С. 36–55.
- Брянский Л.И. Плотностная структура земной коры и верхов мантии восточной окраины Азиатского континента. Владивосток: Дальнаука, 1995. 143 с.
- Булин Н.К., Афанасьева Н.А., Проняева Е.А. и др. Глубинный разрез юго-востока Сибирской платформы и ее складчатого обрамления по сейсмическим данным // Сов. геология. 1972. № 10. С. 134–142.
- Горошко М.В., Соломатин Г.Б., Николаев В.В. Опыт использования аэрогамма-спектрометрической съемки при металлогеническом районировании юго-восточной части Сибирской платформы // Тихоокеан. геология. 2001. Т.20, № 6. С. 70–87.
- Егоров А.С., Гурьев Г.А., Зотова И.Ф. и др. Геолого-геофизическая и геодинамическая модели литосферы по линии геотраверса Рубцовск – мыс Невельский // Регион. геология и металлогения. 2000. № 10. С. 143–151.
- Железняк М.Н. Внутривоздушной тепловой поток Алданского щита // Отч. геология. 2003. № 3. С. 59–63.
- Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М. Сейсмотектоника Якутии. М.: ГЕОС, 2000. 227 с.
- Карсаков Л.П., Чжао Чуньцзин, Малышев Ю.Ф. Тектоническая карта области сочленения Центрально-Азиатского и Тихоокеанского поясов // Тектоника, глубинное строение и геодинамика Востока Азии: IV Косыгинские чтения. Хабаровск. ИТиГ ДВО РАН, 2003. С. 7–16.
- Леонов М.Г., Япаскерт О.В., Ненахов В.М. и др. Своеобразие постседиментационных преобразований платформенного чехла как следствие геодинамики формирования Воронежской антеклизы // Тектоника и геодинамика континентальной литосферы. М.: ГЕОС, 2003. Т.1. С. 336–340.
- Максимов Е.П., Угрюмов А.Н. Геологическое строение центральной части Алданского щита // Геология и петрология докембрия Алданского щита. М.: Наука, 1966. С. 51–58.
- Малышев Ю.Ф. Глубинное строение Восточной Азии и размещение минерального сырья: Автореф. дис.... д-ра геол.-минер. наук. Хабаровск, 1993. 50 с.
- Малышев Ю.Ф., Горнов П.Ю., Карсаков Л.П. и др. Литосфера области сочленения Тихоокеанского и Центрально-Азиатского складчатых поясов // Тектоника и геофизика литосферы. М.: ГЕОС, 2002. С. 325–328.
- Малышев Ю.Ф., Горнов П.Ю., Каплун В.Б. и др. Литосфера Дальнего Востока: деструкция, типы, аномалии // Закономерности строения и эволюции геосфер. Хабаровск, 2004. С. 176–183.
- Мишкин М.А., Вовна Г.М. Мантийные плюмы и формирование земной коры: корреляция с данными сейсмотомографии // Тектоника земной коры и мантии. Тектонические закономерности размещения полезных ископаемых. М.: ГЕОС, 2005. С. 6–11.
- Парфенов Л.М., Попеко Л.И., Томуртоого О. Проблемы тектоники Монголо-Охотского орогенного пояса // Тихоокеан. геология. 1999. Т. 18, № 5. С. 24–43.

18. Подгорный В.Я. Методика послойного определения плотности // Тихоокеан. геология. 1995. Т. 14, № 6. С. 103–108.
19. Стогний В.В., Стогний Г.А. Тектоническая расслоенность Алдано-Станового геоблока. Новосибирск: Наука, 1997. 150 с.
20. Стогний В.В., Стогний Г.А. Становой мегаблок Алдано-Станового щита: структура и эволюция // Отеч. геология. 2003. № 3. С. 64–66.
21. Тектоническая природа геофизических полей Дальнего Востока. М.: Наука, 1984. 200 с.
22. Тектоническое районирование и структурно-вещественная эволюция Северо-Востока Азии. М.: Наука, 1979. 240 с.
23. Density section of the lithosphere on seismic profile Manzhouli – Suifenhe – Zerkal'naya (1) and Olekma – Mys Nevel'skoy (2). Tectonic map of the Central Asian – Pacific belts junction area. Scale 1:1 500 000. Khabarovsk – Shenyang, 2001.

Поступила в редакцию 1 декабря 2004 г.

Рекомендована к печати Н.П. Романовским

V.Ya. Podgorny, Yu.F. Malyshev

The density section of the lithosphere of the Aldan-Stanovoy shield

The density section of the lithosphere of the Aldan-Stanovoy shield has been studied based on the seismic line Dzhailinda-Ulu along the Aldan-Stanovoy-Yakutia highway which takes into account new data on the deep structure of the shield. The method of layer-by-layer density modeling was applied which makes it possible to see the lateral density changes in the layers. Density models for the one-layer, two-layer and multilayer lithosphere have been constructed. Extensive development of strike-slip faults, thrusts and zones of density inversion along the whole section of the earth's crust has been established, and the active cover-basement contact of the Lena-Maya plate and a peculiar show of faults have been identified. The deep structure of the shield in the central part of the profile is represented by a zone of decreased density and extension down to a depth of over 160 km attended by the rise of the cover and asthenosphere. Its peripheral part is made up of inclined zones of compression dipping south in the southern part of the profile; and they are north-dipping in the northern part. The structure covers the whole Aldan-Stanovoy shield crosswise and is possibly related to not only active rifting but also to the penetration of the long-lived Siberian superplume.

***Key words:* gravitational modeling, density model, the lithosphere, Aldan-Stanovoy shield.**

**БАЗАЛТЫ ВУЛКАНА ТЯТЯ: ПЕТРОЛОГИЯ И ГЕНЕЗИС (ОСТРОВ КУНАШИР,
КУРИЛЬСКАЯ ОСТРОВНАЯ ДУГА)****Ю.А. Мартынов*, А.Ю. Мартынов*, А.А. Чащин*, А.В. Рыбин******Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток**** Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск*

Основные эффузивы древнего и современного конусов влк. Тятя устойчиво различаются между собой по содержаниям СаО, Al₂O₃, Sr, K₂O и большинства некогерентных элементов. Геохимические данные, а также результаты численного моделирования по программе КОМАГМАТ дают основание предполагать, что базальты начального этапа формирования вулкана образовались в результате сравнительно высокой степени плавления мантийного источника и последующего глубокого фракционирования при подъеме к поверхности с накоплением плагиоклаза. Учитывая, что лавы древнего конуса влк. Тятя по многим петрологическим признакам близки к основным вулканитам о. Кунашир миоценового этапа формирования, результаты выполненного исследования могут иметь определенное значение для понимания особенностей эволюции вулканизма Курильской островной дуги в целом.

Ключевые слова: базальты, геохимия, вулкан Тятя, остров Кунашир, Курильская островная дуга.

ВВЕДЕНИЕ

Курильская островная дуга является менее изученной в Тихоокеанском регионе по сравнению с другими островными дугами, такими как Алеутская, Камчатская, Японская и Новозеландская. Немногочисленные аналитические данные, полученные 20–30 лет назад, не отвечают современным требованиям. Геохимия вулканических продуктов изучена очень слабо, что не позволяет решать ключевые вопросы петрогенезиса и геодинамики, включая эволюцию вулканизма как в пределах островной дуги в целом, так и в пределах отдельных вулканических центров.

В данной статье сделана попытка рассмотреть вопросы происхождения основных эффузивов одного из интереснейших вулканов Курильской островной дуги – влк. Тятя. В отдельных публикациях [7–9, 12] можно найти лишь краткие петрографические и петрохимические характеристики пород, которых явно недостаточно для решения проблемы их петрогенезиса.

КРАТКАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Курильская островодужная система, расположенная в северо-западной части Тихого океана,

представлена Курило-Камчатским глубоководным желобом, Большой Курильской вулканической грядой и расположенной в тылу Курильской котловиной*. Ее происхождение рассматривается как результат субдукции под континентальную окраину (8,6 см/год) сравнительно древней (90–118 млн лет) и холодной Тихоокеанской плиты, следы которой сейсмологическими методами прослеживаются до глубины 650 км [2].

Курило-Камчатский глубоководный желоб заполнен океаническими осадками, которые характеризуются механическим смешением 18–80 % континентального детрита, в среднем 9 %, иногда 20–30 % органогенного кварца, первых процентов вулканического пепла и следами карбонатного материала [11]. Пропорция континентального материала увеличивается к югу вдоль Курило-Камчатского желоба, в результате чего, по мнению [10], в субдуцирующем осадке возрастают отношение ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr и содержание В, но уменьшается количество ¹¹B.

*Примечание ред. Авторы придерживаются точки зрения, что Малая Курильская гряда генетически не связана с современной Курильской островодужной системой.

В пределах Курильской котловины сейсмические данные указывают на присутствие океанической коры в ее юго-западной части и более тонкой континентальной – в северо-западной. Прямые свидетельства о возрасте структуры отсутствуют, не изучен и состав коры из-за мощного слоя осадочных отложений. На основании косвенных данных (величина теплового потока, глубины и мощности осадочного чехла, особенности магматизма и палеомагнетизма сопредельных территорий Сахалина и Хоккайдо) начало ее формирования относят к интервалу ранний олигоцен–средний миоцен (32–28 млн лет) [10, 12].

Цепь островов Большой Курильской гряды протягивается на расстояние около 1150 км от полуострова Камчатка на севере до острова Хоккайдо на юге. Ширина вулканической зоны составляет 100–200 км, глубина до субдуцирующей плиты – 120–150 км. Проливами Буссоль и Крузенштерна вулканическая дуга разделена на Южное, Центральное и Северное звенья. По материалам исследования ИФЗ АН СССР в 1957–1958 гг. и 1962–1964 гг. методом ГСЗ было высказано предположение о меньшей мощности земной коры в пределах Центральных Курил (10–15 км). Но более детальные исследования комплексом современных методов ГСЗ, КМПВ, МОВ-НСП экспедициями ИМГиГ АН СССР в 1983–1984 гг. показали, что мощность земной коры под Центральными Курилами составляет около 30 км и сопоставима с таковой для островов южных Курил и Камчатки. По мнению Т.К. Злобина [4], мощность земной коры составляет 28–33 км на южном фланге Курильской островной дуги, 25–30 км – в центральной части, 32–36 км – на северном фланге. Данные изучения ксенолитов показывают, что, несмотря на присутствие в их составе гранитных и метаморфических пород, в целом среди них преобладают базальты (51 мас. % SiO_2 , 0.6 мас. % K_2O) [7], причем существенных отличий в составе ксенолитов различных участков дуги не наблюдается. Начало формирования островной дуги относится к раннему миоцену, а возможно к олигоцену [6]. Острова сложены преимущественно вулканогенными и вулканогенно-осадочными породами, разрез которых можно подразделить на два структурных этажа. Нижний, образующий цоколь, представлен умеренно дислоцированными неогеновыми, а верхний – практически не дислоцированными четвертичными отложениями. Основание верхнего структурного яруса представлено эффузивами раннеплейстоценового возраста, формирующими вулканические плато (платоэффузивы).

Кунашир является самым южным и одним из наиболее крупных островов в пределах Большой Курильской дуги (3200 км² – Итуруп, 2042 км² – Парамушир и 1490 км² Кунашир) [3]. Нижний структурный ярус здесь представлен относительно сильно дислоцированными фациально-изменчивыми основными, средними и кислыми вулканическими породами, песчаниками, конгломератами, алевролитами, выделяемыми в кунаширскую (P_3^3) и ловцовскую (N_1^2) свиты. Выше залегают породы алахинской (N_1^3 – N_2^1) и головнинской (N_2^{2-3}) свит, представленные вулканогенными и вулканогенно-осадочными образованиями преимущественно кислого и среднего состава, хотя среди них встречаются и базальты.

Нижнеплейстоценовые (Q_1) платоэффузивы относятся к образованиям ареального вулканизма и представлены, преимущественно, потоками базальтов, андезибазальтов и андезитов, бронирующими высокие террасы и выровненные привершинные поверхности рельефа.

Современная вулканическая активность сосредоточена в пределах четырех вулканов: Головина – на юге, Менделеева – в центральной части, Тятя и Руруй – на севере.

Вулкан Тятя, объект данного исследования (рис. 1), построен по типу Сомма-Везувий и является одним из самых красивых вулканов Курильской островной дуги. Древний конус, сильно эродированный, вероятно плейстоценового возраста, частично обнажается на северо-восточном и юго-восточном флангах современного вулкана [13]. Формирование современной постройки произошло, скорее всего, не ранее позднего плейстоцена, а может быть, и в начале голоцена. Извержения вулкана характеризовались смешанной стромболианской деятельностью, сопровождаемой жидкими базальтовыми и андезибазальтовыми потоками. Только в самом конце появились несколько более кислые двупироксеновые андезиты. Затем, по-видимому, наступил некоторый перерыв в извержениях, закончившийся взрывом, который прочистил канал и сформировал сомму. Возобновившаяся деятельность привела к образованию центрального конуса. Извержения имели преимущественно стромболианский характер, иногда с излиянием базальтовых лав.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Состав минералов определялся на микрозонде “Самбах” в Институте вулканологии ДВО РАН (г. Петропавловск-Камчатский). Рабочие условия: напряжение 20 кV, ток 50 мА. В качестве стандартов

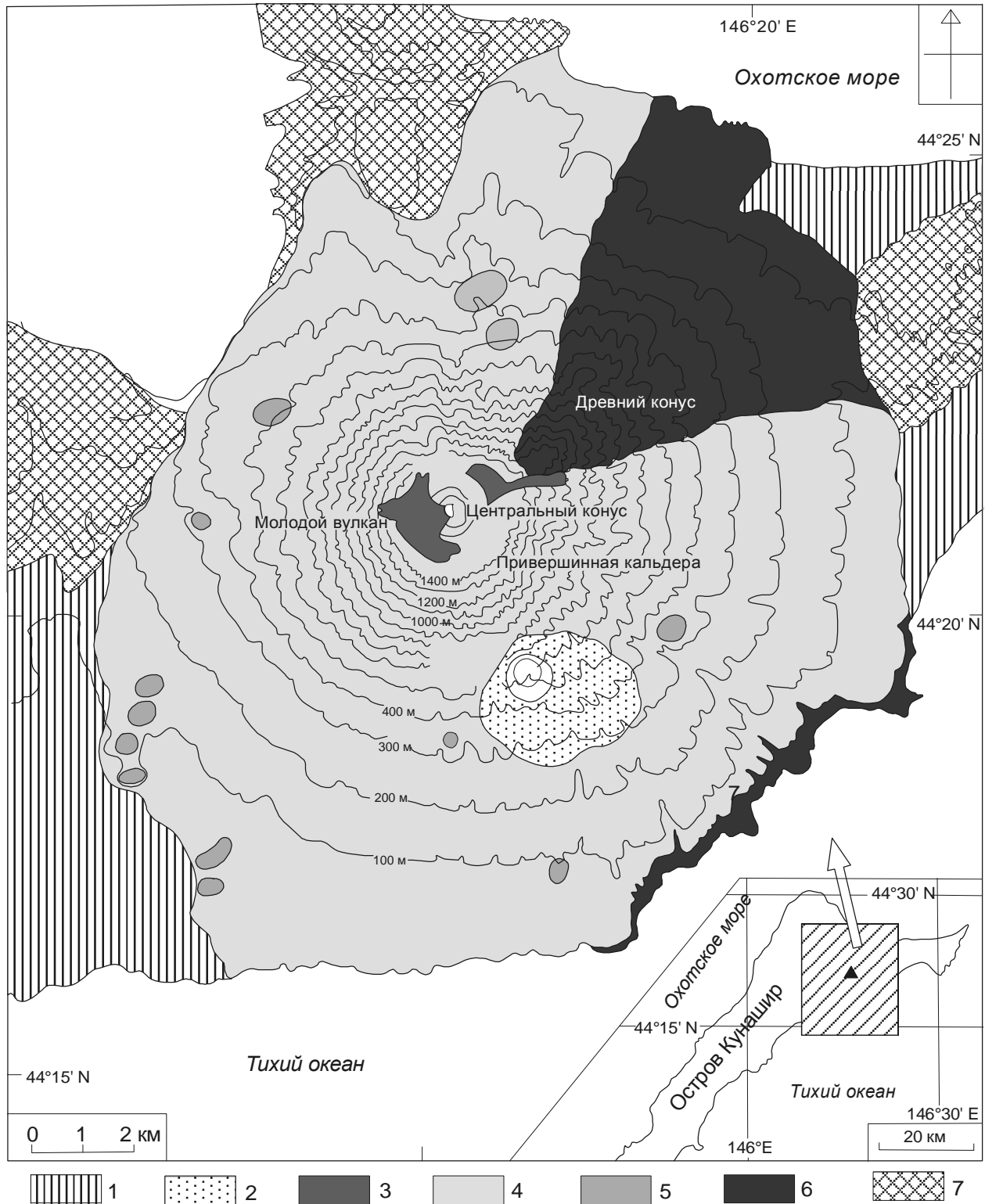


Рис. 1. Схематическая геологическая карта влк. Тятя (по [13], с небольшими упрощениями).

1 – аллювий; 2 – пирокластический поток извержения 1973 г.; 3 – лавовые потоки центрального конуса; 4 – молодой вулкан; 5 – паразитические конусы; 6 – древняя постройка; 7 – породы основания (неоген).

использовались природные силикаты (санидин – для Si, Na, K, Al; диопсид – для Ca и Mg; оливин – для Fe; ильменит – для Ti и родонит – для Mn). Ошибка анализа – не более 3 %.

Содержание петрогенных элементов определялось методом мокрой химии Дальневосточном геологическом институте ДВО РАН (аналитик Шкодюк Л. В.).

Анализ микроэлементов был выполнен в лабораториях Института геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН (г. Иркутск). Химическая подготовка проб элементного и изотопного анализов осуществлялась на основе бидистиллята глубинной воды оз. Байкал. В процессе пробоподготовки использовались двукратно очищенные на изотермических перегонках особо чистые кислоты. Плавиковая кислота очищалась в тефлоновых аппаратах, а вода, азотная и соляная кислоты – в кварцевых. Измерения методом ICP-MS проводились в Иркутском Центре коллективного пользования на масс-спектрометре VG Plasmaquad RQ2+. Калибровка прибора осуществлялась по международным стандартам BНVО-1, AGV-1 и BIR-1 и внутрилабораторному стандарту базанита U-94-5. При повторных измерениях стандартное отклонение (1 σ) для большинства элементов не превышало 5 %. Стандартное отклонение при определении Sc и Pr (Ce и Ta в AGV-1) не превышало 10 %. Воспроизводимость результатов измерений Pb в BНVО-1 составляла 10–5 %.

ОСОБЕННОСТИ МИНЕРАЛЬНОГО СОСТАВА И ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОСНОВНЫХ ЛАВ ВУЛКАНА ТЯТЯ

Основные вулканы древнего и современного конусов близки между собой по основным петрографическим характеристикам.

Базальты и андезибазальты – черные стекловатые породы с массивной текстурой и порфириковой структурой. Фенокристы представлены плагиоклазом, оливином и клинопироксеном. Ортопироксен встречается в незначительном количестве, которое возрастает в породах с более высоким содержанием кремнезема (андезибазальты).

Плагиоклаз – главный минерал-вкрапленник, слагает крупные (до 2–3 мм) и мелкие (0,5 мм) кристаллы шестоватой или таблитчатой формы. Фенокристы образуют простые и полисинтетические двойники и часто характеризуются “ситовидной” структурой, в результате проплавления кристаллов расплавом стекла основной массы. Химический состав плагиоклаза варьирует от лабрадора до битовнита (An_{54-75}), но в пределах отдельных зёрен зо-

нальность проявлена слабо, причем как прямая, так и обратная.

Оливин преобладает среди темноцветных минералов. Он встречается в виде мелких (0,5 мм) кристаллов-вкрапленников округлой или ромбовидной формы, реже удлинённо-шестоватой. Некоторые кристаллы частично замещены идингситом. В большинстве случаев зёрна оливина окаймлены оторочкой, сложенной тонкодисперсным рудным минералом. Состав оливинов отвечает хризолиту (72–82 % Fo). Отдельные фенокристы проявляют прямую зональность.

Клинопироксен образует мелкие, реже крупные кристаллы удлинённо-шестоватой формы. Среди последних встречаются вкрапленники с простым и полисинтетическим двойникованием. Нередко отдельные кристаллы зональны. По составу клинопироксен классифицируется как салит или авгит. Некоторые фенокристы содержат включения рудного минерала и обнаруживают пятнистое или волнистое погасание.

Основная масса, с пилотакситовой или интерсертальной структурами, сложена буровато-коричневым или коричневым стеклом, в которое погружены лейсты плагиоклаза, ксеноморфные зерна пироксена, оливина (?) и магнетита, а также микролиты, представленные лабрадором или андезином, моноклинным пироксеном и магнетитом.

Изученные образцы *андезитов* представлены порфиристыми разновидностями. В составе минералов-вкрапленников преобладает зональный плагиоклаз с содержанием анортита 75–68 % в ядрах фенокристов и до 58 % – в краевых зонах. Среди темноцветных минералов преобладает слабо зональный ортопироксен ($En_{62.3-58.4} Fs_{35.2-38.9} Wo_{2.6-2.8}$). Клинопироксен ($En_{47.3-39.6} Fs_{18.9-17.1} Wo_{42.8-35.5}$) встречается в виде единичных кристаллов. Вкрапленники, как правило, образуют гломеропорфиновые сростки.

Основная масса состоит в основном из вулканического стекла, микролитов плагиоклаза (An_{55}) и магнетита.

ГЕОХИМИЯ

Базальты древнего и современного конусов (влк. Тятя) по соотношению $SiO_2 - FeO^*/MgO$ (рис. 2) соответствуют породам толеитовой серии с повышенными содержаниями глинозема (16–20 мас.% Al_2O_3) и сравнительно низкими – MgO (6.2–2.2 мас.%). По мере увеличения содержания магния в породах снижаются содержания SiO_2 , Al_2O_3 , P_2O_5 , TiO_2 и щелочей, но возрастают – CaO и Fe_2O_3 (табл.;

Таблица. Содержание петрогенных (мас. %) и микроэлементов (г/т) в представительных образцах молодого и древнего конусов влк. Тятя.

Элементы	ЮМ-3005К	ЮМ-3009К	ЮМ-3010К	118-1*	83*	84*	153*
	Молодая постройка				Древняя постройка		
SiO ₂	51.93	54.95	59.58	53.42	50.99	50.06	53.12
TiO ₂	0.92	0.96	0.6	1.13	0.95	0.89	0.87
Al ₂ O ₃	17.76	17.19	16.5	16.56	19.1	19.76	19.93
Fe ₂ O ₃	3.43	3.27	3.46	11.9	10.95	10.52	8.6
FeO	5.33	5.32	3.69				
MnO	0.35	0.21	0.14	0.21	0.19	0.18	0.17
MgO	6.33	4.43	3.52	4.18	4.49	4.2	2.44
CaO	9.91	8.26	5.73	9.11	10.71	11.2	9.54
Na ₂ O	2.31	3.09	2.92	2.9	2.68	2.53	3.52
K ₂ O	0.69	0.79	0.48	0.69	0.32	0.33	0.54
P ₂ O ₅	0.07	0.4	0.27	0.2	0.12	0.11	0.17
Сумма	99.81	99.45	100.05	100.3	100.5	99.78	98.9
Rb	13.4	15.69	6.27	15.3	4.8	6.1	7.5
Ba	113.21	119.32	145.52	184	116	92	150
Sr	330.8	306.41	153.22	338	374	383	439
Pb	10.12	8.86	5.38	6.8	6.1	3.4	8.8
Zr	71.46	77.67	57.3	85	46	42	61
Hf	2.11	2.21	1.76				
La	6.34	8.16	2.47				
Ce	16.76	20.57	6.71				
Pr	2.4	2.71	0.97				
Nd	13.76	14.64	5.57				
Sm	4.17	4.18	1.9				
Eu	1.07	1.2	0.69				
Gd	4.88	4.95	2.69				
Tb	0.79	0.82	0.5				
Dy	5.02	5.11	3.09				
Ho	1.1	1.14	0.74				
Er	3.04	3.15	2.22				
Tm	0.55	0.57	0.42				
Yb	3.11	3.08	2.41				
Lu	0.47	0.48	0.38				
Nb	1.53	1.75	0.4	2.5	1.4	1.6	1.6
Y	32.05	32.9	21.8	33.6	26	24.1	32.1
Ta	0.02	0.03	0.01				
Th	1.07	2.27	0.59				
Sc	37.42	34.3	21.66	38	24	22	22

Примечание. Звездочкой отмечены анализы из работы [13].

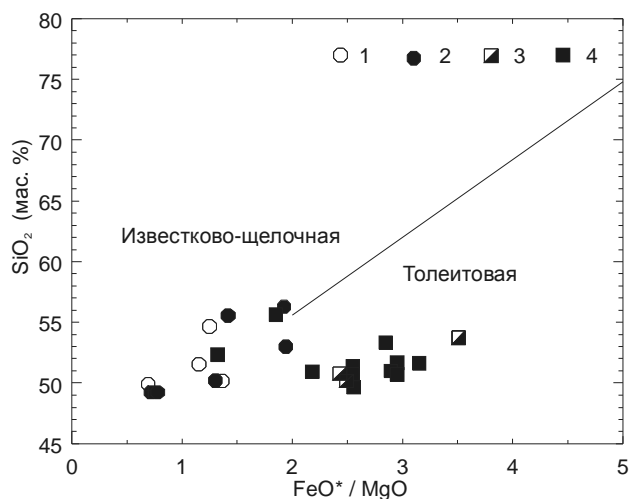


рис. 3). Базальты с наиболее высокими содержаниями оксида магния характеризуются низкими концентрациями некогерентных элементов, включая Y (рис. 4).

Основные лавы древней и современной постройки влк. Тятя заметно различаются между собой по ряду геохимических признаков, прежде всего – по содержанию K₂O. На классификационной диаграмме SiO₂–K₂O (рис. 5) фигуративные точки более древних вулканитов ложатся в поле низкокалиевой серии, тогда как породы современного конуса – в поле промежуточных составов, характеризующихся повышенным содержанием калия. На вариационных диаграммах зависимости содержания петрогенных оксидов (рис. 3) и микроэлементов (рис. 4) от MgO основные вулканиты древнего конуса, по существу, наследуют геохимические особенности миоценовых и раннеплейстоценовых лав. От пород современной постройки они отличаются сравнительно низкими концентрациями SiO₂, TiO₂, P₂O₅, Fe₂O₃ и щелочей, но повышенными содержаниями глинозёма и кальция. Низкокалиевые базальты древней постройки также устойчиво деплетированы в отношении некогерентных элементов (Ba, Rb, Y, Zr, Nb), за исключением Sr.

ВОПРОСЫ ПЕТРОГЕНЕЗИСА

Для исследования природы возможной генетической связи базальтовых расплавов древнего и современного конусов влк. Тятя для 10 представительных образцов базальтов было проведено моделирование фазовых отношений и составов магматических расплавов с использованием программы КОМАГМАТ [1]. Вычисления проводились в режиме низкобарической равновесной кристаллизации (P=1 кбар) с оливином, плагиоклазом, клинопироксеном, пижонитом, ильменитом и магнетитом в качестве кристаллизующихся фаз. При расчетах постулировалась умеренная окисленность исходных магм, отвечающая буферу QFM – 0.5 и незначительному содержанию воды в системе – 0.25 мас. %. При этом учитывалось, что содержание H₂O в базальтовых расплавах не может превышать экспери-

Рис. 2. Классификационная диаграмма SiO₂–FeO*/MgO для основных вулканитов о. Кунашир.

1 – алахинская свита, миоцен; 2 – платобазальты, плиоцен-плейстоцен; 3–4 – влк. Тятя, древний (3) и современный (4) конусы.

При построении диаграмм рис. 2–5 кроме оригинальных также использовались данные, опубликованные в работах [5, 13].

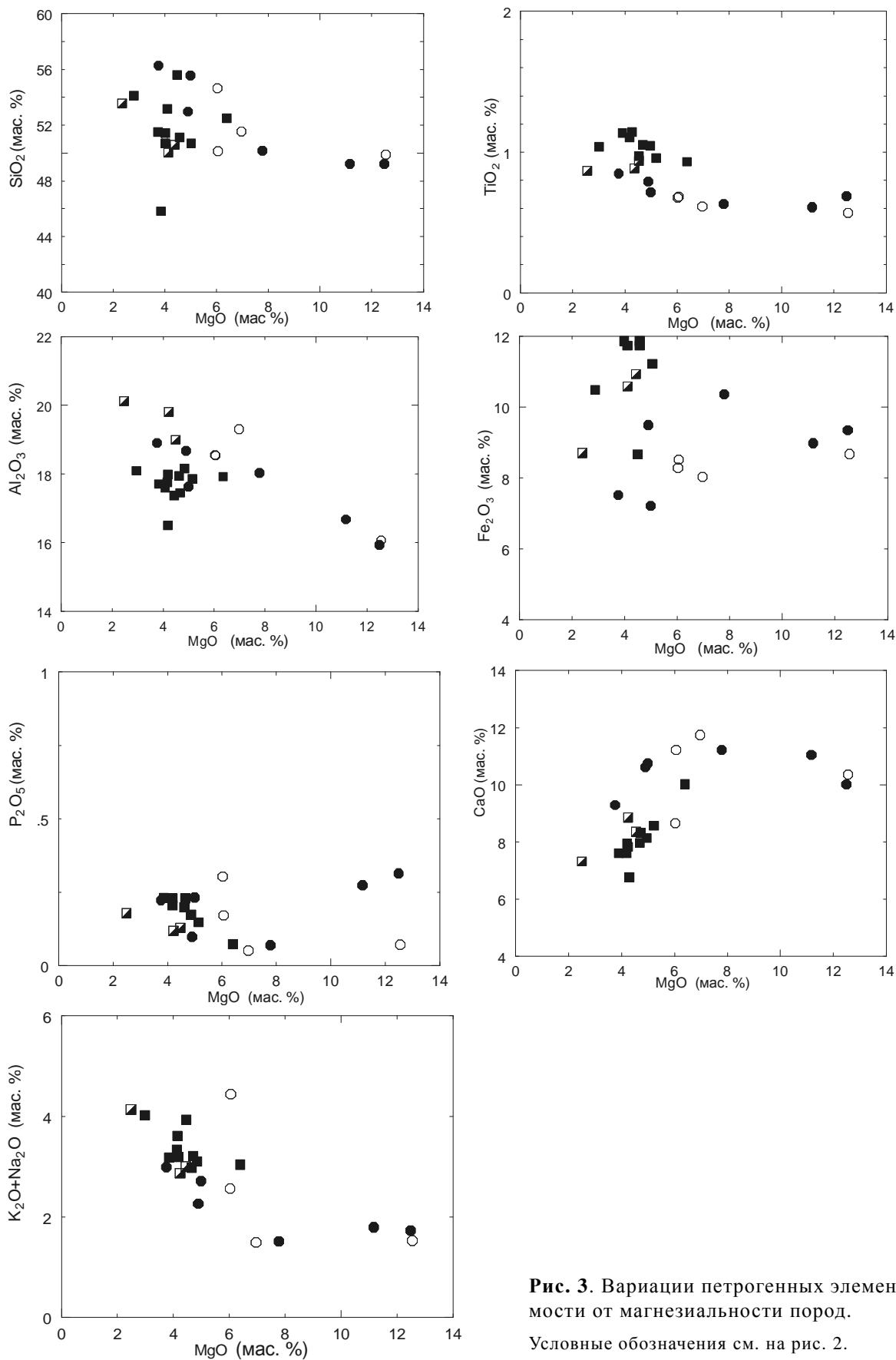


Рис. 3. Вариации петрогенных элементов в зависимости от магнезиальности пород.

Условные обозначения см. на рис. 2.

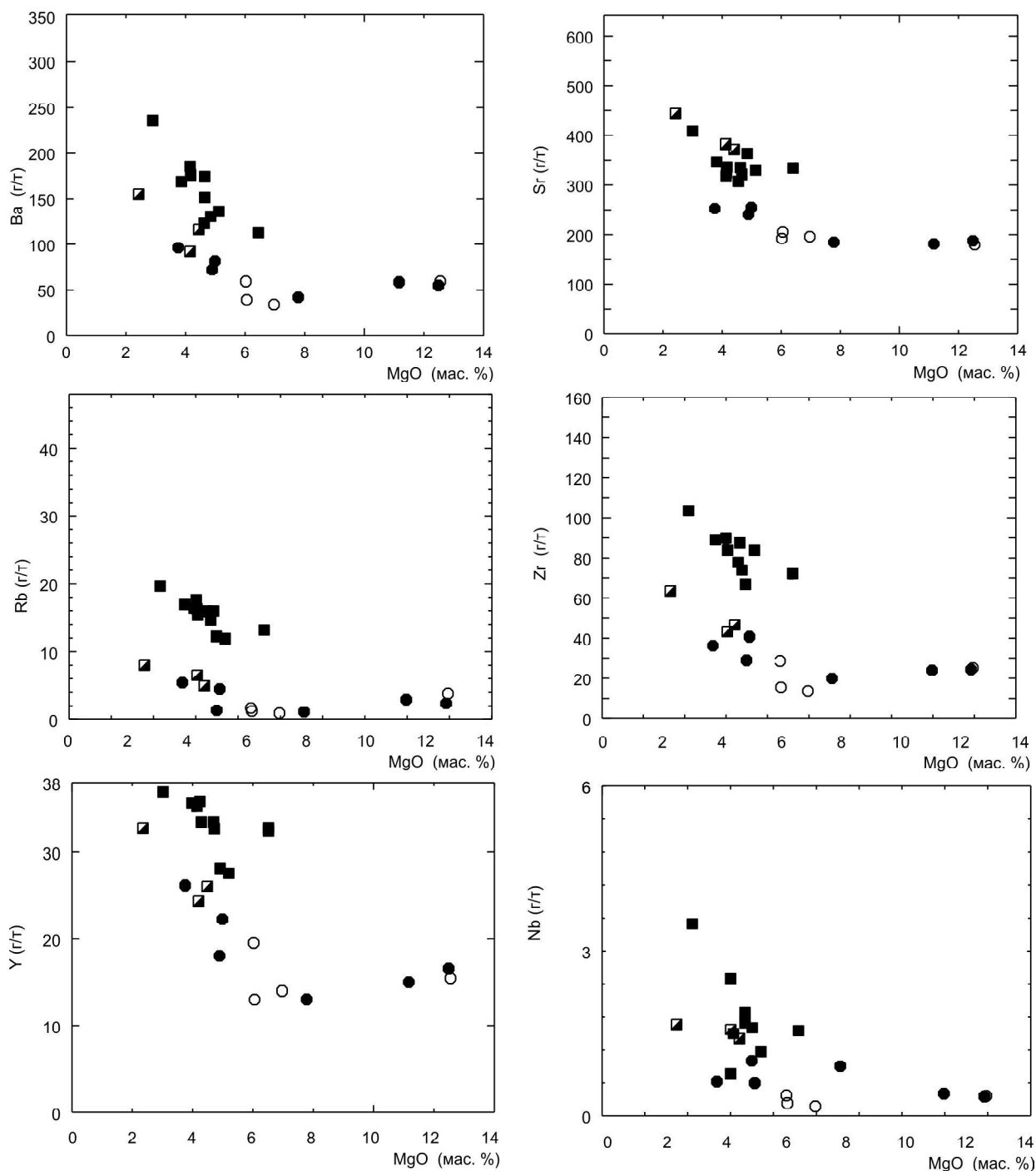


Рис. 4. Вариации некогерентных элементов в зависимости от магнезиальности пород.

Условные обозначения см. на рис. 2.

ментально установленного предела растворимости при низких давлениях (0,5–0,7 мас. %). О реалистичности заданных параметров свидетельствует совпадение набора наблюдаемых и модельных минералов и высокая степень соответствия расчетных данных и микрозондовых анализов (рис. 6).

Исследованные образцы вулканитов как древнего, так и современного конусов показывают избыточное содержания плагиоклаза по сравнению с низкобарической оливин-плагиоклазовой котектикой (рис. 7). Это свидетельствует о существенной роли процессов фракционирования более примитивных расплавов и последующего накопления

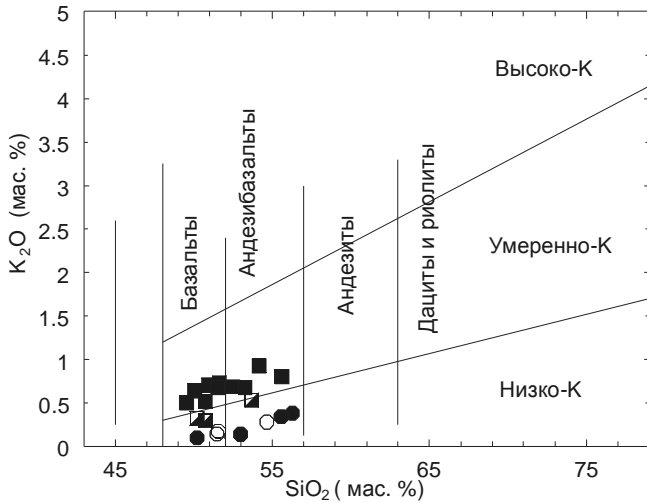


Рис. 5. Классификационная диаграмма SiO_2-K_2O для основных эффузивов о. Кунашир. Условные обозначения см. на рис. 2.

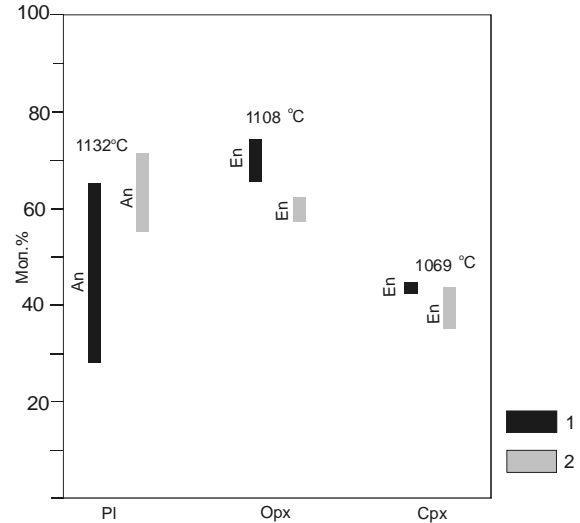


Рис. 6. Сопоставление расчетных (1) и реальных (2) составов породобразующих минералов в образце андезита молодого конуса (Юм-3010к).

Pl – плагиоклаз, Орх – низкокальциевый пироксен, Срх – клинопироксен. Цифрами на диаграмме показаны расчетные температуры начала кристаллизации минералов.

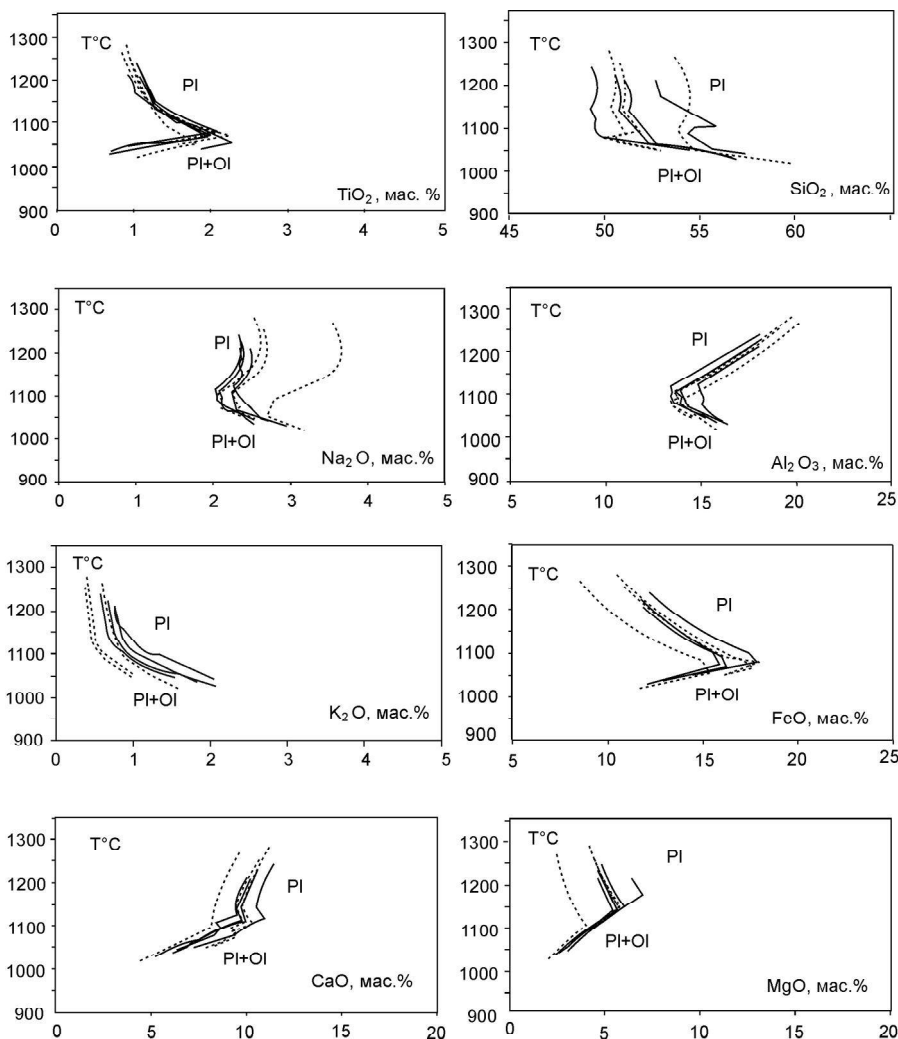


Рис. 7. Расчетные линии эволюции составов расплава основных лав древней (пунктир) и современной (сплошная линия) построек влк. Тятя.

Pl – область кристаллизации плагиоклаза; Pl+Oi – плагиоклаз-оливиновая котектика.

кристаллов плагиоклаза в продуктах их эволюции. Можно предположить, что для более древних пород степень накопления плагиоклаза была более значительной, о чем, в частности, свидетельствуют повышенные (относительно оливин-плагиоклазовой котектики) расчетные начальные температуры их кристаллизации (рис. 7). С этим выводом согласуются результаты геохимических исследований – лавы древнего конуса, по сравнению с современными вулканитами, устойчиво обогащены не только Al_2O_3 и CaO (рис. 3), но также Sr (рис. 4).

Таким образом, на основании геохимических и расчетных данных можно предполагать более длительную историю эволюции магм, исходных для базальтов древнего конуса влк. Тятя, по сравнению с магмами, образовавшими продукты современных извержений. Подобные соотношения можно связать с существованием и эволюцией относительно долгоживущих очагов и более продолжительной задержкой поступления из периферических магматических камер исходных магм базальтов ранних этапов извержения.

Тем не менее, процесс кристаллизационной дифференциации не в состоянии объяснить небольшие, но систематические различия древних и молодых базальтов по содержанию некогерентных макро- (K_2O , TiO_2) и микроэлементов (Ba , Sr , Y , Zr , Nb) при близкой магнезиальности соответствующих пород. Это может быть вызвано двумя основными причинами: различным составом плавящихся субстратов (1) и вариациями степени плавления общего мантийного источника (2). Результаты компьютерного моделирования показывают, что более вероятен второй механизм.

На рис. 7 показаны линии эволюции модельных расплавов, построенные в виде зависимости содержаний петрогенных окислов от температуры. Отчетливо видно, что, несмотря на существенные вариации исходных валовых составов, продукты их эволюции при температурах ниже $1170\text{ }^\circ\text{C}$ представляют общую оливин-плагиоклазовую котектику для элементов, которые в отношении базальтовых расплавов проявляют свойства когерентности – SiO_2 , Al_2O_3 , FeO , MgO . Это дает основание предполагать единый магматический источник для разновозрастных пород, более высокая степень плавления которого могла привести к относительной деплетированности базальтов древнего конуса по ряду некогерентных элементов.

В этой связи следует отметить, что основные лавы о. Кунашир начальных этапов формирования

также более деплетированы в отношении калия, Ba , Rb , Cs и других некогерентных элементов, по сравнению с современными лавами [5]. Поэтому представленные здесь результаты компьютерного моделирования и геохимические исследования базальтов влк. Тятя позволяют приступить к выстраиванию общей картины эволюции базальтового вулканизма Курильской островной дуги, начиная с миоценового возраста.

Авторы выражают глубокую признательность д.г.-м.н. А.А. Арискину (ГЕОХИ, Москва) за научную консультацию и критические замечания, позволившие значительно улучшить рукопись статьи.

Работа выполнена при финансовой поддержке грантов ДВО РАН 05-02-0-00-026 и 03-05-65218.

ЛИТЕРАТУРА

1. Арискин А.А., Бармина Г.С. Моделирование фазовых равновесий при кристаллизации базальтовых магм. М.: Наука, 2000. 362 с.
2. Геолого-геофизический атлас Курило-Камчатской островодужной системы / Ред. К.Ф. Сергеев, М.Л. Красный. М.: ВСЕГЕИ, 1987. 36 л.
3. Горшков Г.С. Вулканизм Курильской островной дуги. М.: Наука, 1967. 288 с.
4. Злобин Т.К., Пискунов В.Н., Фролова Т.И. Новые данные о структуре земной коры в центральной части Курильской островной дуги // Докл. АН СССР. 1987. Т. 293, №1. С. 185–187.
5. Мартынов Ю. А., Дриль С.И., Чашин А.А., Рыбин А.В., Мартынов А.Ю.. Деплетированный характер вулканизма острова Кунашир – роль несубдукционных факторов в магмогенезисе Курильской островной дуги // Докл. РАН. 2004. Т. 394, №4. С. 527–532.
6. Пискунов Б.Н. Геолого-петрологическая специфика вулканизма островных дуг. М.: Наука, 1987. 237 с.
7. Родионова Р.И., Федорченко В.И. Ксенолиты в лавах Курильских островов и некоторые вопросы глубинной геологии этого района // Вулканизм и глубины Земли. М., 1971. С. 141–147.
8. Фролова Т.И., Бурикова И.А., Гушин А.В., Фролов В.Т., Сывороткин В.Л. Происхождение вулканических серий островных дуг. М.: Недра, 1985. 275 с.
9. Bailey J.C., Frolova T.I., Burikova I.A. Mineralogy, geochemistry and petrogenesis of Kuril island-arc basalts // Contribution to Mineralogy and Petrology. V. 102. 1989. P. 265–280.
10. Baranon B.V., Werner R., Hoernle K.A. et al. Evidence for compressionally induced high subsidence rates in the Kuril Basin (Okhotsk Sea) // Tectonophysics. 2002. V. 350, N 1. P. 63–97.
11. Ishikawa T., Tera F. Source, composition and distribution of the fluid in the Kuril mantle wedge: Constrain from across-arc variations of B/Nb and B isotopes // Earth and Planet. Sci. Letters. 1997. V. 152. P. 113–122.

12. Kimura G., Tamaki K. Tectonic framework of the Kurile Arc since its initiation // (Nasu N., Kobayashi K., Uyeda S., Kusiro I., Kagami H. Eds) Formation of Active Continental Margin. Terra Scientific Publication. Tokyo, 1985. P. 641–676
13. Nakagawa M., Ishizuka Y., Takashi K., Yoshimoto M., Hirose W. et al. Tyatya volcano, southwestern Kuril arc: recent eruptive activity inferred from widespread tephra // The Island Arc. 2002. V 11. P. 236–254.

Поступила в редакцию 14 ноября 2004 г.

Рекомендована к печати А.И. Ханчуком

Yu.A. Martynov, A.Yu. Martynov, A.A. Chashchin, A.V. Rybin

Basalts of Tyatya Volcano: petrology and genesis (Kunashir Island, Kuril island arc)

The main effusives of the ancient and present cones of Tyatya Volcano differ in the content of CaO, Al₂O₃, Sr, K₂O and most incoherent elements. Geochemical evidence and also results of numerical modeling suggest that basalts of the initial stage of formation of the volcano were the result of the relatively high degree of melting of mantle source and subsequent deep fractionation in its rise to the surface accompanied with plagioclase accumulation. Considering that the lavas of the ancient cone of Tyatya Volcano are in many respects petrologically close to basic volcanics of the Miocene stage of Kunashir Island formation, the results of the relevant investigations can have implications for understanding the features of the evolution of volcanism in the Kuril island arc on the whole.

Key words: basalts, geochemistry, Tyatya Volcano, Kunashir Island, Kuril island arc.

**ПОЗДНЕЧЕТВЕРТИЧНЫЕ МОРСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ В ПРИБРЕЖНОЙ ЗОНЕ
ЗАЛИВА ПЕТРА ВЕЛИКОГО (ЯПОНСКОЕ МОРЕ)**

*А.М. Короткий**, *Н.И. Белянина**, *Т.А. Гребенникова**, *Л.П. Караулова***,
*Е.Д. Иванова**, *Л.М. Мохова**, ***Е.И. Царько*****

**Тихоокеанский институт географии ДВО РАН, г. Владивосток*

***Федеральное Государственное унитарное геологическое предприятие “Приморская
поисково-съёмочная экспедиция”, г. Владивосток*

В осадках трех морских террас высотой 6–8, 8–10 и 10–12 метров фиксируются фазы подъема уровня Японского моря в начале позднего плейстоцена. Максимальный подъем, превышающий современный на 8–10 м, сопоставлен с первой фазой рисс-вюрмской трансгрессии (стадия 5е). В разрезе 6–8-метровой морской террасы зафиксированы следы трех осцилляций уровня моря с максимальным подъемом до +6 м. Широкое распространение в северо-западном секторе Японского моря в вышеупомянутых террасах прибрежно-морских осадков с умеренно-холодными и холодными пыльцевыми комплексами противоречит теоретической предпосылке о совпадении пиков трансгрессий с теплыми фазами климата плейстоцена. Значительные регрессии при похолоданиях климата происходят в том случае, если возникают материковые оледенения за счет изъятия воды из Мирового океана. Следов крупных оледенений для фаз похолоданий рисс-вюрма пока не установлено. Подобное соотношение морских фаций, охарактеризованных холодными пыльцевыми комплексами, установлено для рисс-вюрмских морских террас на побережье Сахалина.

Ключевые слова: морские террасы, гляциоэвстатическая трансгрессия, рисс-вюрм, спорово-пыльцевой комплекс, макрофауна, микрофауна, диатомей, климатические фазы, залив Петра Великого, Японское море.

ВВЕДЕНИЕ

На развитие рельефа и осадконакопление в береговой зоне Приморья существует две точки зрения. Согласно первой из них, в рельефе и осадках береговой зоны зафиксированы следы нескольких трансгрессий Японского моря на фоне общего воздымания суши [5, 6], прерывистого падения уровня моря в течение плейстоцена [27] или поднятия одних блоков и погружения других [8]. Сторонники второй точки зрения считают, что плейстоценовый рельеф береговой зоны Приморья формировался за счет медленного погружения побережья на фоне неоднократных гляциоэвстатических колебаний уровня Мирового океана [16, 28, 36]. К настоящему времени большинством исследователей признается наличие морских террас высотой 6–8, 8–10 и 12–15 метров, возникших при более высоком уровне Японского моря, чем в среднем голоцене [1, 15, 17, 19, 23, 29, 30]. Их образование объясняется гляциоэвстатической трансгрессией Японского моря в рисс-вюрме [20]. Изучение

этих террас затрудняется еще и тем, что большинство разрезов уничтожено неоднократными колебаниями уровня Японского моря или погребено под толщей пролювиально-склоновых отложений [21, 32]. Недостаточно выявлена связь колебаний уровня Японского моря с изменениями климата в рисс-вюрме, которому соответствует максимальная в плейстоцене гляциоэвстатическая трансгрессия Мирового океана [3, 9, 11, 13, 37].

ИСХОДНЫЙ ФАКТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ

Ниже приводятся новые авторские материалы о ритмике и условиях развития рисс-вюрмской трансгрессии, полученные при комплексном изучении осадков морских террас в прибрежной зоне Южного Приморья (рис. 1). Определение спорово-пыльцевых комплексов выполнено Л.П. Карауловой, И.Г. Гвоздевой, Н.И. Беляниной (Приморгеология), Л.В. Голубевой (ГИН АН СССР), Л.М. Моховой (ТИГ ДВО РАН). Изучение диатомей сделано Е.И. Царько (Приморгеология), Т. А. Гребенниковой и В.С. Пушкарем

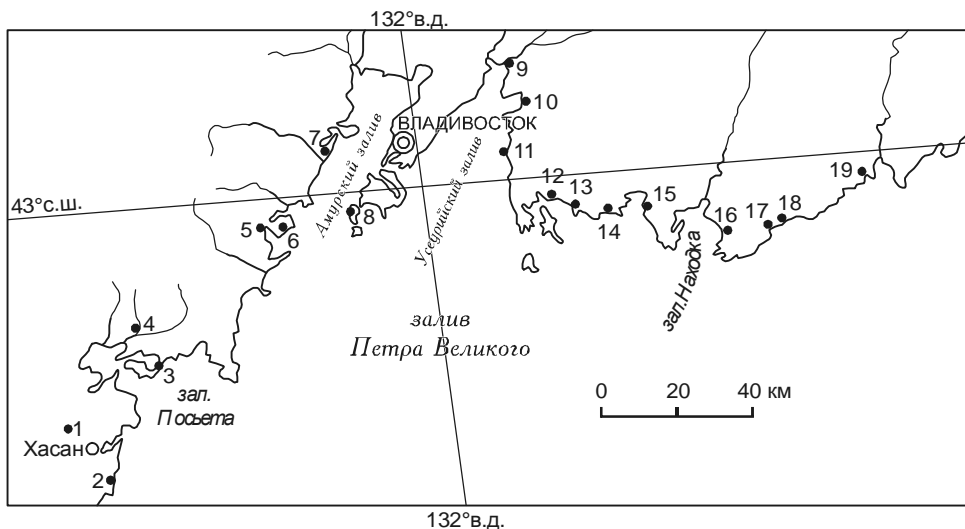


Рис. 1. Распределение мест изучения террас на побережье залива Петра Великого (Японское море).

1 – р. Туманная (в скобках – высота изученных террас: 10–12 м; координаты: 42°28'50" с.ш., 130°35' в.д.); 2 – Молочный вал (6–8 м; 42°19' с.ш., 130°44' в.д.); 3 – бухта Новгородская (10–12 м; 42°38'57" с.ш., 130°56'52" в.д.); 4 – р. Виноградная (6–8, 12–15 м, 6 разрезов; 42°43'08" с.ш., 130°51' в.д.); 5 – бух. Северная (6–8 м; 42°67' с.ш., 131°23' в.д.); 6 – бух. Табунная (6–8, 10–12 м; 42°55'40" с.ш., 131°28'10" в.д.); 7 – г. Столовая (6–8 м; 43°07'40" с.ш., 131°20'); 8 – о. Попова (10–12 м; 42°58' с.ш., 131°30' в.д.); 9 – устье р. Шкотовки (6–8 м; 43°17' с.ш., 132°21' в.д.); 10 – м. Теляковского (6–8 м; 43°14' с.ш., 132°19' в.д.); 11 – Большой камень (6–8 м; 43°07' с.ш., 132°19' в.д.); 12 – бух. Безымянная (10–12 м; 42°55' с.ш., 132°28' в.д.); 13 – бух. Рудная (6–8 м; 42°54' с.ш., 132°31' в.д.); 14 – Ливадия (6–8 м, 10–12 м, 42°51' 30" с.ш., 132°40' в.д.); 15 – руч. Болотный (10–12 м; 42°50'12" с.ш., 132°46'40" в.д.) (зал. Восток); 16 – устье р. Хмыловки (6–8 м; 42°45'10" с.ш., 133°05'40" в.д.) (зал. Находка); 17 – бух. Краковка (10–12 м; 42°46'03" с.ш., 133°17'47" в.д.); 18 – бух. Севастопольская (6–8 м; 42°46'04" с.ш., 133°20' в.д.); 19 – бух. Мелководная (6–8, 10–12 м; 42°52' с.ш., 133° 36' 05" в.д.).

(ТИГ ДВО РАН), макрофауны – Т.Г. Калишевич (ДВГИ ДВО РАН), А.М. Лебедевым, В.В. Жариковым (ТИГ ДВО РАН), В.И. Раковым (ДВГУ), микрофауны – Т.С. Троицкой (ИГиГ СО РАН), Е.Д. Ивановой (ТИГ ДВО РАН). Датирование отложений термолюминесцентным методом (ТЛ) выполнено в ИГН АН УССР (В.Н. Морозов) и МГУ им. М.В. Ломоносова (О.А. Куликов).

Юго-Западное Приморье

Морские террасы высотой до 10–12 м на этой территории наиболее хорошо сохранились на участках, достаточно удаленных от берега моря – в долине р. Туманной на расстоянии в 20 км, в долине р. Виноградной на расстоянии в 14 км от современной береговой линии. Единственный останец разрушенной высокой террасы на берегу моря установлен в основании Молочного вала (рис. 2).

Долина р. Виноградной. Обширный массив 10–12-метровой террасы прослежен в долине этой реки от трассы Владивосток – Хасан до места ее впадения в р. Гладкую. Морская терраса в этой долине

имеет высоту над урезом воды в реке около 3–7 м. Осадки в разрезе террасы фиксируют распространение залива – лагуны – озера, которые заполнялись дельтовыми отложениями. Фиксируемое перекрытие лагунных глин и алевритов ожелезненными песками с фауной пресноводных и солоноватоводных моллюсков отвечает конечному этапу осадконакопления в нижнем течении реки во время наибольшей по высоте трансгрессии Японского моря (рис. 3).

В качестве сводного разреза 10–12-метровой морской террасы приводится описание отложений, изученных на левобережье р. Виноградной ниже моста на трассе Владивосток – Хасан (сверху вниз, в м) (рис. 2, колонка 4-12).

1. 0,0–0,15 – супесь светло-бурая, мелкокомковатая, ожелезненная 0,15
2. 0,15–0,26 – суглинок светло-бурый, плотный, с растительными остатками, вертикально-столбчатый 0,11
3. 0,26–0,66 – песок глинистый, светло-бурый и темно-бурый, с линзами алеврита, мелкокомковатый, с тонкой неясной горизонтальной слоистостью 0,40

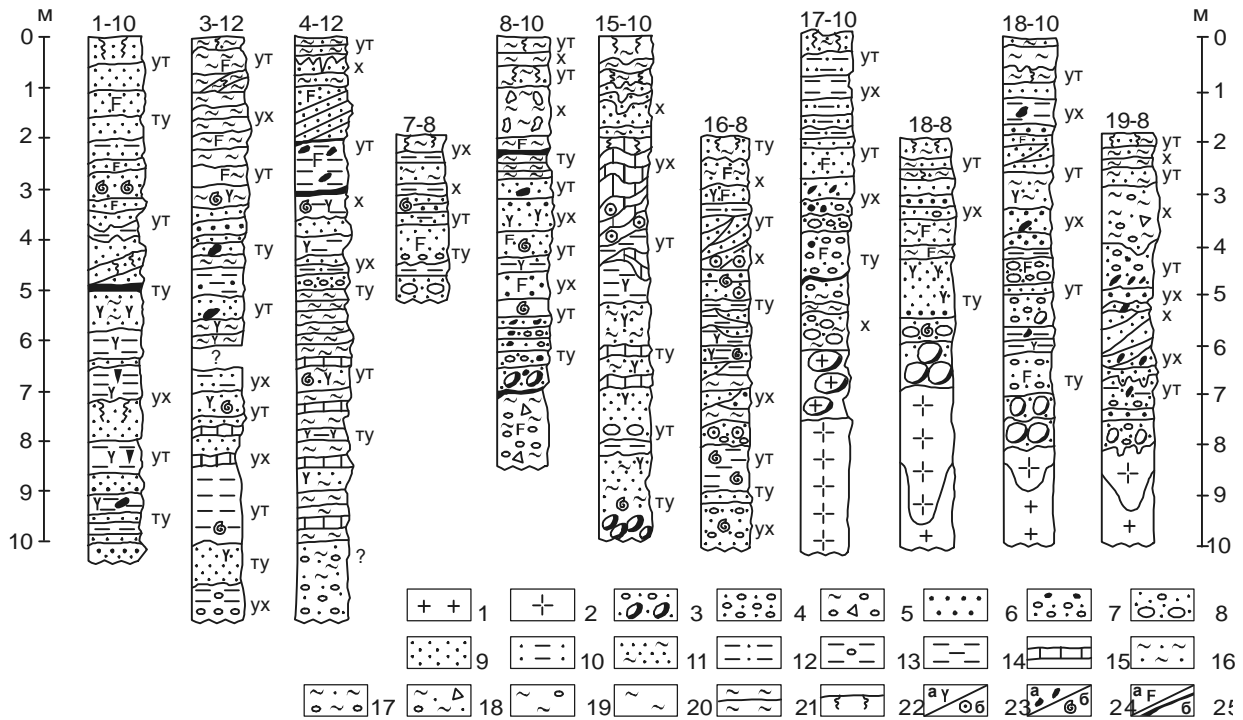


Рис. 2. Разрезы позднечетвертичных морских террас на побережье зал. Петра Великого (Японское море). 1 – коренные породы; 2 – сапролиты; 3 – валуны и галька с песком; 4 – галечник с песком; 5 – галечник с щебнем в суглинке; 6 – гравий; 7 – песок с валунами и гравием; 8 – песок с валунами; 9 – песок; 10 – песок с алевритом; 11 – песок глинистый; 12 – алеврит песчаный; 13 – алеврит с галькой; 14 – алеврит; 15 – торф и торфянистый алеврит; 16 – суглинок песчаный; 17 – суглинок песчаный с галькой; 18 – суглинок песчаный с галькой и щебнем; 19 – суглинок с щебнем; 20 – суглинок; 21 – глина; 22 – почва; 23 – растительные остатки: а – травы, б – древесина; 24 – остатки макрофауны: а – ядра моллюсков и раковинный детрит, б – раковины моллюсков; 25 – ожелезнение: а – пятнистое и точечное; б – пластовое. Климат: ту – тепло-умеренный; ут – умеренно-теплый; ух – умеренно-холодный; х – холодный. Номера колонок – 1-10: 1 – номер разреза на рис.1, 10 – высота террасы. На данном рисунке показаны только разрезы с детальным комплексным изучением и с сохранением нумерации рис. 1.

4. 0,66–0,90 – супесь темно-бурая с включениями белого цвета (кварцевый песок), с округлыми темно-бурыми гранулами с ожелезнением внутри комочков .. 0,24
 5. 0,90–1,30 – песок глинистый, темно-желтый, горизонтально-слоистый за счет супеси светло-желтой, в подошве комковатый, с белесым налетом, с линзой торфянистого алеврита, содержащего фауну моллюсков 0,4
 6. 1,30–2,00 – песок гравелистый, ржаво-коричневого цвета, с корочками ожелезнения на контакте диагональных слоев, в интервале 1,50–1,96 – линза темно-серого суглинка с вертикальными полосами ожелезнения 0,70
 7. 2,00–3,00 – алеврит зеленовато-серый, плотный, пятнисто-, точно- и полосчато-ожелезненный, в кровле – плотные включения округлой формы (3–5 см) с хорошо

выраженной концентрической слоистостью (ядра моллюсков) 1,04
 8. 3,00–3,50 – алеврит зеленовато-синий, плотный, вязкий, с растительными остатками, с отдельными гальками и щебнем, в кровле – черно-красный пласт феррикрета (мощностью до 1,5–3,0 см), в интервале 3,4–3,5 – обломки и раковины моллюсков 0,50
 9. 3,50–3,80 – песок зеленовато-серый, с линзами алеврита, в основании – грубозернистый ожелезненный песок 0,30
 10. 3,80–4,30 – алеврит голубовато-зеленый, плотный, вязкий, вниз по разрезу переходящий в глину с остатками растений и гнездами вивианита 0,50
 Ниже уреза воды шурфом вскрыты слои 11–13.
 11. 4,30–4,70 – песок зеленовато-голубой, грубозернистый, глинистый, с прослоями алеврита, вниз по разрезу переходящий в зеленовато-серый песок 0,40

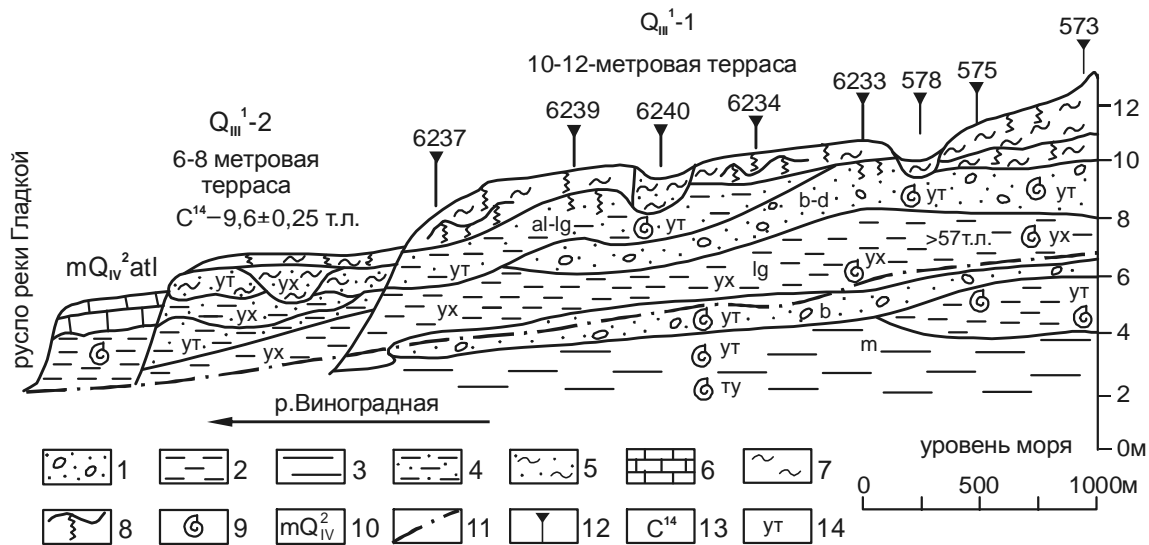


Рис. 3. Геологический разрез 6–8 и 10–12-метровых морских террас в нижнем течении р. Виноградной (зал. Посьета).

Фации: 1 – пляжевые и дельтовые (b); 2 – лагунные (lg); 3 – прибрежно-морские (бухтовые)(m); 4 – озерно-лагунные (al-lg); 5 – аллювиальные (al); 6 – лагунно-болотные (lg-h); 7 – покровные (pgQ₃²⁻⁴); 8 – почвы; 9 – раковины моллюсков; 10 – индекс и возраст фации; 11 – тальвег р. Виноградной (межень); 12 – точки наблюдения; 13 – радиоуглеродные даты; 14 – климатический режим: х – холодный, ух – умеренно-холодный, ут – умеренно-тёплый, ту – тепло-умеренный; atl – атлантический подгоризонт в стратиграфической схеме..

12. 4,70–4,90 – галечник умеренно-окатанный, в грубозернистом песке, в кровле – интенсивно ожелезненный 0,20

13. 4,90–5,40 – глина темно-коричневая, плотная, вязкая 0,50

Здесь же скважиной 347, по данным Е.П. Денисова, ниже слоя 13 вскрыт следующий разрез (сверху вниз):

14. 5,40–7,0 – глина голубовато-серая, горизонтально-слоистая за счет слоев черного цвета с округлыми включениями черного цвета (раковины моллюсков) ... 4,60

15. 7,0–10,0 – глина темно-коричневая, оторфованная, в подошве – вивианит 3,00

16. 10,0–16,5 – супесь голубовато-серая, обводненная, с галькой 6,50

17. 16,5–23,6 – галечник с гравием в грубозернистом голубовато-сером песке 7,10

В данном разрезе слои 1–4 отнесены к покровно-почвенному комплексу. Слои 5–17 образуют лагунно-морскую и лагунно-озерную пачку отложений. Изучение спорово-пыльцевых и диатомовых комплексов, макро- и микрофауны позволило определить общие условия формирования отложений террасы.

Отложения скважины 347 в интервале 5,40–10 м охарактеризованы двумя спорово-пыльцевыми спектрами (слой 14 – ≈6,5 м, слой 15 – около 9,0 м). В их составе, по заключению О.В. Шугаевской, преобладает пыльца *Quercus* sp., *Ulmus*, *Betula* sp., *Salix* sp.,

Tilia sp., среди хвойных – *Picea*, *Pinus* s/q *Diploxylon*, *P. s/q Haploxylon*. Подобный тип комплекса соответствует сосново-широколиственным лесам. В интервалах 6,5–7,0 и 15–16 м Т.Г. Калишевич определены раковины моллюсков *Ostrea* sp., *Corbyla* sp., наличие которых свидетельствует о существовании здесь лагуны.

В основании террасы в грубозернистом песке (слой 11) обнаружены многочисленные ядра двустворок. В слое 13 установлен озерно-лагунный комплекс диатомей с участием солонатоводно-морских, солонатоводных, солонатоводно-пресноводных форм (11 видов – в сумме до 12 %). Появление в подошве слоя *Navicula cuspidata*, *Symbella ehrenbergii* и других тепловодных форм диатомей хорошо согласуется с термофильным спорово-пыльцевым комплексом из этого слоя. В его составе наблюдается пыльца, которая соответствует палинозоне *Quercus–Pinus H.+D.–Juglans–Betula–Carpinus* (рис. 4). Климатические условия были теплее современного климата.

Спорово-пыльцевые спектры из слоев 9–10 соответствуют березово-еловым лесам (*Picea* – 12,9 %, *Abies* – 0,8 %, *Betula* sect. *Albae* – 19,6 %) с участием фригидных кустарников (*Betula middendorffii*, *B. exilis*). В кровле слоя 10, содержащего раковинный детрит, наблюдается увеличение пыльцы *Betula* sp.

Лито-логия	Фации	Комплекс диатомей	Макро- и микрофауна	Палинозоны и климаты
0	пQ _{IV}			<i>Quercus–Pinus H.+D.</i>
	пQ _{III} ³⁻⁴			<i>Betula–Alnaster–Quercus–Pinus</i>
1	пм	<i>Pinnularia lata,</i> <i>Fragilaria ulna</i>		<i>Picea–Abies–Quercus–Betula</i> Климат холоднее современного.
2	д	<i>Diploneus smithii,</i> <i>Epithemia zebra,</i> <i>Meridion circulare</i>	<i>Sinanjdonta fucudau,</i> <i>Corbicula sp.</i>	<i>Quercus–Pinus H.+D.–</i> <i>Betula–Alnus.</i> Климат сходный с современным.
3	л	<i>Diploneus ovalis,</i> <i>D. interrupta,</i> <i>Paralia sulcata,</i> <i>Campylodiscus echeneis</i>		<i>Quercus–Alnus–Betula–Pinus</i> Климат холоднее современного.
4	лэ	<i>Paralia sulcata,</i> <i>Nitzshia granulata,</i> <i>N. compressa</i>	Hydrobiidae <i>Jadammina,</i> <i>Miliammina</i>	<i>Alnaster–Betula–Betula ex+mid.</i> Климат холодный.
5	иб	<i>Navicula cuspidata,</i> <i>N. granulata,</i> <i>Paralia sulcata,</i> <i>Achnanthes brevipes</i>	<i>Mya japonica,</i> <i>Ruditapes sp.,</i> <i>Mavoma sp.,</i> <i>Mytilus sp.,</i> <i>Corbicula sp.</i>	<i>Quercus–Carpinus–Fraxinus–</i> <i>Pinus H.+D.</i> Климат теплее современного.
6	лэ		<i>Ostrea sp.,</i> <i>Corbicula sp.</i>	<i>Quercus–Pinus H.+D.–Juglans–</i> <i>Betula–Carpinus</i> Климат близкий к современному.
7				

Рис. 4. Комплексная характеристика отложений морской террасы (Q_{III}¹) высотой 10–12 м в нижнем течении р. Виноградской (зал. Посъета, Японское море).

Отложения: п – покровные; пм – пойменные; д – дельтовые; л – лагунные; лэ – лагунно-эстуарные; иб – ингрессионно-бухтовые. Условные обозначения см. на рис. 2.

(36,3 %), *B. middendorffii* (8,7 %), *B. exilis* (6 %), появляется пыльца *Alnaster* (6 %) на фоне уменьшения пыльцы *B. sect. Albae* (15,9 %) и исчезновения *Picea* и *Quercus*.

В спорово-пыльцевом комплексе из слоя 8, где встречены раковины моллюсков из сем. Hydrobiidae, состав пыльцы древесной растительности представлен как древесными (*Alnus* – 16,6%; *Betula mandshurica* – 19 %), так и кустарниковыми (*B. middendorffii* – 4,0%, *B. exilis* – 18,7%, *B. fruticosa* – 13,4 %, *Alnaster* – 39,7 %) формами. Такой тип спектра отвечает развитию ольхово-березовых лесов с преобладанием в подлеске фригидных кустарников в условиях островной вечной мерзлоты (рис. 4).

В этом же слое установлен диатомовый комплекс, в котором из 31 таксона к морским, солоновато-морским, солоноватоводным отнесено 14 видов. С оценкой “обильно” в комплексе присутствуют *Nitzschia granulata*, *Achnanthes brevipes*, *Cocconeis scutellum* (в сумме до 42 %). Такой состав диатомей свидетельствует о накоплении слоя 8 в достаточно глубокой лагуне и, скорее всего, в вершине ингрессионного залива, возникшего при подъеме уровня моря на 8–10 м выше современного (рис. 3). Это предположение подтверждается находкой в слое 8 фауны фораминифер (*Jadammina macrescens*, *Milliammina fusca*), состав которой, по заключению Т.С. Троиц-

кой, соответствует эстуарно-лагунным фациям, занимающим самое острое ингрессионного клина [18].

В слоях 7–5, в соответствии со структурой спорово-пыльцевых комплексов, снизу вверх выделены палинозоны *Quercus–Alnus–Betula–Pinus* (инт. 2,0–3,0 м), *Quercus–Pinus H.+D.–Betula–Alnus* (инт. 1,30–2,0 м), *Picea–Abies–Quercus–Betula* (0,66–1,30 м). Подобная структура спорово-пыльцевых спектров соответствует заболоченным ольховым лесам в долине и березово-широколиственным лесам на водоразделах (рис. 3). Анализ отложений в слоях 6–7 приводит к выводу об озерном и озерно-лагунном режимах осадконакопления. В верхнем слое преобладают диатомеи, характерные для озерных и речных водоемов (*Fragilaria ulna*, *Pinnularia brevicostata*, *Diploneis ovalis*, *Cymbella cistula*), в нижнем слое к ним примешиваются прибрежно-морские и лагунно-эстуарные виды (*Paralia sulcata*, *Hyalodiscus scoticus*, *Nitzschia granulata*). Тепловодный состав диатомей согласуется со структурой спорово-пыльцевого спектра.

Состав диатомовой флоры в слое 5 и кровле слоя 6 соответствует озерно-болотным и лагунно-болотным фациям с большим влиянием речных и незначительным – морских вод. В линзе оторфованного алеврита установлены раковины моллюска *Sinanodonta fucudai*, которая, по заключению В.А. Ракова, относится к пресноводным видам. Встреченные здесь же обломки *Corbicula* sp. приводят к предположению о засолении водоема (до 8 %).

Общий характер изменений комплексов диатомей, макро- и микрофауны, спор и пыльцы в разрезе 10–12-метровой террасы в долине р. Виноградной отражен на рис. 4.

Долина р. Туманной (Туманган). Разрез 10–12-метровой морской террасы, отнесенной к рессьюрму, был изучен в долине р. Туманган северо-западнее оз. Хасан в крупном понижении рельефа, соединяющем долину р. Туманган и зал. Посьета (рис. 2, колонка 1-10). Предполагается, что в рессьюрме это понижение в рельефе было проливом, разделяющим архипелаг островов в пределах Хасанской низменной равнины и материк. Поверхность террасы перекрыта линейно ориентированными по простиранию долины р. Туманган эоловыми грядами.

Описание разреза террасы проведено А.М. Коротким и Р.П. Токмаковым. В разрезе террасы сверху вниз выделены пачки эолового песка (инт. 0,0–1,0 м); песка с линзами алеврита, раковинами моллюсков и остатками растений (инт. 1,0–1,8 м); темно-серых алевритов с прослоями мелкозернистого песка, остатками растений (инт. 5,8–8,6 м); алеврита и глини-

стого песка, с ожелезненным песком и гравием в подошве (инт. 8,6–11,0 м). В кровле террасы выделяются эоловые, ниже – прибрежно-морские отложения. Генезис осадков подтверждается наличием раковин моллюсков и комплексом диатомей, в котором, по заключению В.С. Пушкаря, наблюдается сочетание морских, солоноватоводных, солоноватоводно-пресноводных и пресноводных диатомей. В инт. 5,8–8,6 м С.П. Плетневым установлены текамебы.

В разрезе 10-метровой террасы выделены следующие палинокомплексы [7]:

1. В основании террасы (инт. 10–8,6 м) установлен комплекс, соответствующий палинозоне *Pinus–Quercus–Carpinus–Fagus*. Такой тип спектра характерен для сосново-широколиственным лесов, более термофильных, чем современная растительность. Второй палинокомплекс (инт. 8,6–5,8 м) характеризует палинозону *Betula–Alnus–Alnaster*. Этот тип палинокомплекса соответствует ольховым и березовым лесам с небольшим участием широколиственных пород. В кровле террасы (инт. 5,8–1,0 м) спорово-пыльцевой комплекс (палинозона *Pinus–Quercus–Carpinus–Betula*) характеризуется обилием пыльцы, характерной для сосново-березово-широколиственных лесов, сходных с современной растительностью.

Отложения 10–12-метровой террасы в долине р. Туманной формировались в прибрежно-морских условиях, которые соответствуют в основании террасы условиям теплой морской трансгрессии, в средней части – холодной, а в кровле – снова теплой. Сходное соотношение прибрежно-морских отложений и климата характерно для разреза 10–12-метровой террасы в долине р. Зеркальной [23].

Бухта Новгородская. Обширный участок 10–12-метровой морской террасы выделен в обрамлении бухты Новгородской и залива Китового. Разрез этой террасы изучен вблизи Соленого озера (рис. 2, колонка 3-12). В кровле террасы наблюдается переслаивание темно-серых, черных, зеленовато-бурых глин (инт. 0,25–3,0 м), в средней части – песков, алевритов и темно-серых глин (инт. 3, 0–6,5 м), в нижней части – глинистых песков, песков, песчаных торфов и алевритов, насыщенных раковинами и раковинным детритом (инт. 10,0–15,0 м).

В разрезе террасы установлена пачка озерных, лагунных и пляжевых отложений (инт. 0,25–6,5 м), а ниже уровня моря скважиной вскрыты подводно-склоновые морские отложения (мощностью до 15 м), насыщенные обломками устриц. Непосредственно в основании разреза (инт. 10–15 м) выделен спорово-пыльцевой комплекс с большим содержанием пыльцы древесных и кустарниковых берез, а также оль-

ховника. Далее вверх по разрезу наблюдается чередование отложений, охарактеризованных умеренно-теплыми и умеренно-холодными спорово-пыльцевыми комплексами. В интервале 3,3–5,5 м спорово-пыльцевой комплекс соответствует сосново-широколиственным лесам с участием реликтовых сосен, пихт и елей. В составе диатомей доминируют прибрежно-морские виды *Paralia sulcata*, *Actinocyclus octonarius*, *Cocconeis scutellum*, *Diploneis smithii* (в сумме до 44 %).

В интервале 2,4–1,8 м в озерных отложениях преобладают пресноводные диатомеи (*Aulacoseira granulata*, *Eunotia praerupta*, *Pinnularia viridis*) с участием морских сублиторальных видов, по составу таких же, как в инт. 3.3–5.5 м. В интервале 1,2–0,7 м встречены только пресноводные озерные и озерно-болотные диатомеи, а в кровле разреза отмечается появление солоноватоводно-морских видов. Общая структура диатомового комплекса в интервале 2,4–0,2 м соответствует опресненной лагуне в теплом климате.

Южное Приморье

Отложения морских террас, имеющих высоту 6–8 и 10–12 м, установлены на побережье Славянского и Амурского заливов – в бухтах Нерпичья (п-ов Гамова), Северная, Табунная, Маньчжур, лагуне Лебяжьей, вблизи г. Столовой, на о. Попова (рис. 1). В качестве опорного для 10–12-метровой морской террасы выбран разрез в западной части о. Попова (рис. 2, колонка 8–10). В данном разрезе слои в инт. 0,0–2,3 м отнесены к покровно-почвенному комплексу. Нижележащие слои (инт. 2,3–7,0 м) сложены пляжевыми, лагунно-морскими и лагунно-озерными отложениями.

В основании изученной толщи (инт. 5,2–7,0 м) установлен спорово-пыльцевой комплекс, который соответствует широколиственным лесам (палинозона *Quercus–Juglans–Carpinus–Betula*). Анализ структур и текстур отложений этой пачки приводит к выводу об её накоплении в волноприбойной зоне с участками маршей. Этому предположению не противоречит и состав диатомей. Среди морских доминируют южнобореальные *Actinocyclus octonarius* (до 24 %), *Campylodiscus echeneis* (до 11 %) и присутствуют северобореальные *Thalassiosira bramaeputrae* (до 4 %), *Diploneis smithii* (до 4,0 %). Обилие пресноводных (*Pinnularia viridis*, *P. brevicostata*), разнообразие представителей рода *Eunotia* объясняется их выносом с заболоченного побережья, о чем свидетельствует присутствие в комплексе диатомей, характерных для проточных вод (*Meridion circulare*, *Fragilaria pinnata* и др.).

В интервале 4,7–5,2 м в диатомовом комплексе преобладают виды, характерные для заливов: южнобореальные *Actinocyclus octonarius* (62 %), *Campylodiscus echeneis* (12 %), северобореальные *Paralia sulcata* (12 %), *Thalassiosira bramaeputrae* (4 %). Этот тип комплекса сопоставим с максимумом трансгрессии. Встреченные здесь обломки раковин *Maetra* sp., по заключению В.В. Жарикова, близки по внешнему облику к современным.

Пачка гравийников и разнозернистых песков (инт. 3,8–4,3 м) в соответствии с составом диатомовых водорослей (единично *Actinocyclus octonarius*, *Campylodiscus echeneis*, *Diploneis smithii*, *D. suborbicularis*, *Thalassiosira bramaeputrae*) и фораминифер (*Buccella frigida calida*, *B. depressa*, *Criboelphidium asterineus*) рассматривается как пляжевая и маршевая фации. Спорово-пыльцевой спектр в инт. 3,8–4,3 м соответствует палинозоне *Picea–Abies–Betula*. В составе березово-еловых лесов присутствуют фригидные кустарники и широколиственные породы (*Quercus*, *Corylus*, *Ulmus*, *Tilia* и др.). В кровле железных песков (инт. 3,8–3,9 м), где обильно встречается пыльца широколиственных, содержатся раковины тепловодных моллюсков (по заключению В.А. Ракова, – обломки *Crassostrea gigas*, *Fellaniella usta*, *Mercenaria stimpsoni*).

Спорово-пыльцевой комплекс из слоя песков, насыщенных органикой (инт. 3,2–3,8 м), соответствует палинозоне *Betula–Alnus–Alnaster*. Такой тип спектра отвечает развитию ольхово-березовых лесов с преобладанием в подлеске фригидных кустарников. Большая часть осадков этого слоя, вероятно, накапливалась в мелководном озере-лагуне, о чем свидетельствует структура диатомового комплекса, соответствующая лагунно-болотным, болотным и маршевым фациям. В составе диатомей зафиксировано количественное преобладание в верхней части пачки пресноводных форм *Pinnularia viridis*, *Aulacoseira granulata*, *Pinnularia brevicostata*, *Stauroneis phoenicenteron* и разнообразных представителей рода *Eunotia*. Здесь же встречен прибрежно-морской *Cocconeis scutellum*, что говорит о формировании осадков вблизи моря.

В пачке песков и алевритов (инт. 3,2–2,8 м) описан богатый диатомовый комплекс, в котором установлено 10 морских, солоноватоводно-морских, солоноватоводных видов. Весьма обильно в комплексе присутствуют прибрежно-морские и лагунные виды *Nitzschia granulata* (8 %), *Achnanthes brevipes* (7,5 %), *Cocconeis scutellum* (9,1 %), что свидетельствует о накоплении этого слоя в достаточно глубокой лагуне, возникшей при подъеме уровня моря на несколько

метров выше современного. Здесь же обнаружены ядра двустворок и обломки *Corbicula* sp. Появление в подошве слоя теплопроводных форм диатомей хорошо согласуется с термофильным спорово-пыльцевым комплексом из этого слоя. В его составе наблюдается значительное количество пыльцы широколиственных пород (*Quercus*, *Carpinus*, *Fraxinus*, *Ulmus*, *Fagus* и др.), темнохвойных (*Picea*, *Abies*), гаплоидных и диплоидных сосен. Этот тип комплекса соответствует сосново-широколиственным лесам.

Глины в инт. 2,8–2,3 м, содержащие термофильный спорово-пыльцевой комплекс (палинозона *Quercus–Juglans–Betula*), вероятно накапливались в мелководном озере-болоте при интенсивном влиянии моря и почвенных процессов. В диатомовом комплексе доминируют представители заболоченных поверхностей *Pinnularia viridis* (57 %), *P. brevicostata* (6 %), *Eunotia praerupta* (6 %), *E. exigua* (6 %) с участием видов, характерных для проточных вод – *Cymbella tumida*, *C. aspera*. Здесь же отмечены единично прибрежно-морские *Thalassiosira bramaputrae*, *Campylodiscus echeneis*, *Actinocyclus octonarius*.

Отложения, изученные на о. Попова, относятся к максимальной фазе рисс-вюрмской трансгрессии с неоднократными колебаниями уровня.

6–8-метровая терраса. Морские отложения, соответствующие более низкому подъему уровня моря, в иных климатических условиях, зафиксированы на западном побережье Амурского залива в отложениях 6–8-метровой террасы у подножья г. Столовая (рис. 2, колонка 7-8) Здесь в кровле разреза наблюдается переслаивание супесей, алевроитов и песка почвенно-склонового чехла (инт. 0,0–0,80 м), а ниже – пачка разнозернистых песков с линзами алевроита и включениями валунов (инт. 0,80–3,10 м). Морской генезис этой террасы устанавливается, прежде всего, на основании присутствия раковин моллюсков (по заключению А.М. Лебедева – обломки *Crassostrea gigas*, *Spusula* sp., *Corbicula japonica*). В составе диатомового комплекса встречены единично прибрежно-морские *Actinocyclus octonarius*, *Campylodiscus echeneis*, *Diploneis smithii*, а также пресноводные (всего 16 видов) с преобладанием *Aulacoseira italica*, *Pinnularia borealis*.

По структуре спорово-пыльцевые спектры подразделяются на три комплекса. В нижней части разреза (инт. 1,7–3,1 м) установлен первый комплекс с преобладанием пыльцы *Pinus koraiensis*, *P. sect. Eupitys*, широколиственных пород (*Quercus*, *Tilia*, *Juglans*, *Carpinus*, *Acer*, *Fraxinus*, *Araliaceae*, *Fagus* и др.), обильно – пыльца *Betula sect. Albae*, *Ericales*. Такой тип спектра соответствует термофильным со-

ново-широколиственным лесам. Второй палиноком-плекс (инт. 0,65–1,70 м) характеризуется обилием пыльцы мелколиственных древесных (*Alnus* – до 18 %, *Betula sect. Albae* – до 15 %, *Betula* sp. – до 35 %) и фригидных кустарников (*Betula sect. Nanae* – до 20 %, *Alnaster* – 18 %) при участии широколиственных пород (*Ulmus*, *Tilia*, *Quercus*) и хвойных (*Pinus sect. Eupitys*). Этот тип спектра, выделенный из осадков с морскими моллюсками, соответствует умеренно-фригидным ольхово-березовым лесам с небольшим участием широколиственных. В составе диатомей преобладают теплопроводные и умеренно-теплопроводные формы. Третий спорово-пыльцевой комплекс, в интервале 0,12–0,65 м, отвечает распространению темнохвойной елово-пихтовой тайги (*Picea sect. Omorica* – до 50,5 %, *Abies* – до 11 %) и березово-ольховых лесов (*Betula sect. Albae* – до 12,5 %, *Alnus* – до 10 %). В данном комплексе постоянно присутствует пыльца широколиственных пород (*Ulmus*, *Quercus*, *Juglans*, *Carpinus*, особенно *Tilia* – до 14 %). Такой переход от умеренно-холодного второго комплекса к умеренно-теплому третьему комплексу свидетельствует о том, что зафиксирована климатическая ритмика, соответствующая находкинскому, а не более холодному лазовскому горизонту [18, 20].

Побережье Уссурийского залива и пролива Стрелок. Здесь установлены морские террасы высотой 6–8 и 10–12 м, сложенные разнообразными прибрежно-морскими фациями. В качестве стратотипического разреза 6-8-метровой морской террасы в этом районе использованы результаты изучения В.В. Соловьевым [34] отложений на м. Палец в Уссурийском заливе. Изучение осадков террасы свидетельствует о ее сложном строении. Установлено, что погребенный почвенный горизонт формировался в позднечетвертичное межледниковье. Выше- и нижележащие осадки – бурые суглинки – возникли в эпохи похолоданий. Нижележащие морские осадки относятся к позднему плейстоцену. В кровле они также имеют умеренно-холодный спорово-пыльцевой спектр, соответствующий палинозоне *Picea–Pinus–Betula–Alnus*. Отобранные из холодного слоя раковины определены О.А. Скарлато. В верхней части морского слоя содержатся остатки бореальной фауны: *Ostrea gigas*, *Mytilus grayanus*, *Arca boucardi*, *Protothaca staminea euglipta*, *Venerupis philippinarum*, *Natica jantostoma*, *Tegula rustica*. Подобная фауна обитает в песчаных грунтах ниже сублиторали. Фауна из гравийно-галечникового прослоя представлена видами, обычными для верхней сублиторали: *Patiria pectinifera*, *Littorina squalida*, *Lacuna turrita*, *Homolapoma sangarense*, *Nassa festiva*, *Alvania plicosa*,

Cingala acaria. В илах основания разреза встречены остатки тонкостенных двустворок, которые обитают на более глубоких участках сублиторали. Характер распределения раковин моллюсков по разрезу свидетельствует о постепенном обмелении морского бассейна к концу трансгрессии, которая сменилась регрессией.

Из основания разреза на мысе Палец определен спорово-пыльцевой спектр, соответствующий полидоминантным широколиственным лесам с участием *Fagus*, *Castanea*, *Carpinus*, в составе которых отмечалась пыльца хвойных экзотов (*Tsuga*, древние виды сосен из sect. *Eupitys*).

Другие разрезы 6–8-метровой морской террасы изучены на восточном побережье Уссурийского залива (к югу от устья р. Шкотовки), вблизи м. Опасного (прол. Стрелок) и в устье р. Бол. Рудневки (бухта Рудная). Во всех разрезах наблюдается чередование пляжевых и лагунных отложений, а в кровле отмечены пролювиально-склоновые накопления. Морской генезис установлен по присутствию раковин моллюсков (в устье р. Бол. Рудневки – обломки устриц, в Уссурийском заливе – *Corbicula japonica*) и нахождению в составе диатомей морских форм (*Actinocyclus octonarius*, *Campylodiscus echeneis*). Пыльцевые спектры из разрезов 6–8-метровой террасы образуют два комплекса: в основании установлен комплекс пыльцы, который соответствует хвойно-широколиственным лесам. Второй палинокомплекс, выделенный в кровле, охарактеризован обилием пыльцы мелколиственных древесных (*Betula* sect. *Albae*, *Alnus*) и фригидных кустарников (*Betula* sect. *Nanae*, *Alnaster*). Присутствие пыльцы широколиственных пород и древних сосен делает этот комплекс сходным с пыльцевым комплексом из разреза 6–8-метровой (валунной) террасы в бухте Благодатной [23].

Разрезы 10–12-метровой морской террасы без детального изучения установлены в нескольких местах: на восточном побережье Уссурийского залива, в бухте Рудной и на Ливадийском взморье. В последнем случае морские отложения с раковинами моллюсков залегают на ложковом аллювии и перекрыты мощной (до 6 м) толщей озерных суглинков. В них, по заключению В.К. Рябчуна (СВКНИИ ДВО РАН), наблюдаются криотурбированные почвы и два горизонта мелких мерзлотных трещин, содержащие фригидные спорово-пыльцевые комплексы с преобладанием пыльцы кустарников.

Побережье залива Восток. На этом участке побережья изучены аллювиально-лагунные и лагунно-болотные отложения террасы высотой 10–

12 м в долине руч. Болотного и Козина на п-ове Трудном в заливе Восток [18].

В разрезе 10–12-метровой террасы руч. Болотного (рис. 2, колонка 15–10) последовательно снизу вверх вскрыты три пачки отложений: 1) в основании террасы (инт. 9,5–5,1 м) – глинистый синевато-серый песок и плотный темно-серый алеврит с линзами торфа; 2) в средней части разреза (инт. 5,1–2,0 м): в подошве – торфянистый алеврит, выше – многослойная залежь торфа с пограничными горизонтами, в кровле – торф и торфянистый алеврит; 3) в верхней части террасы (инт. 2,0–0,0 м) – крупнозернистый песок с прослоями желто-бурого алеврита, в кровле – суглинок с морозобойными трещинами.

К отложениям, сопряженным с морской трансгрессией, отнесены первая, вторая пачки отложений и песок в подошве третьей. В спорово-пыльцевых спектрах основания первой пачки обильна пыльца широколиственных (*Ulmus* – 2–10 %, *Juglans* – до 21 %, *Quercus* – до 16 %, постоянно присутствует пыльца *Tilia*, *Carpinus*, *Corylus*, *Oleaceae*, *Acer*), из хвойных – *Pinus koraiensis*, *P. aff. densiflora.*, *P. aff. tabuliformis*. В спорово-пыльцевых спектрах отложений интервала 4,2–5,1 м резко сокращается количество пыльцы широколиственных (*Juglans*, *Quercus*, *Ulmus*, *Tilia* – в сумме до 6 %) и возрастает содержание пыльцы *Pinus* (50–60 %). Видимо климатические условия изменились в сторону похолодания, что привело к распространению кедрово-широколиственных лесов.

По генезису первая и вторая пачки отложений относятся к аллювиально-лагунным и лагунно-болотным осадкам, накопление которых происходило в устье реки, подтопленной морем. В соответствии с этим находится и богатейший комплекс пресноводных диатомей, таких как *Aulacoseira granulata*, *Eunotia praerupta*, *Diploneis ovalis*, *Stauroneis phoenicenteron*, *Pinnularia divergens*, *P. viridis*, *Cymbella aspera* и др. Здесь же отмечены реликты неогенового времени *Stauroneis okamurae*, *Actinella brasiliensis*. На близкое положение береговой линии моря указывают постоянно встречающиеся в нижней и средней частях разреза солоноватоводные виды *Navicula peregrina*, *Rhopalodia gibberula* var. *vanheurskii* и др. (в сумме до 20 %). В основании разреза, на глубине ниже уровня моря на 1,5 м, отмечено частое появление морских форм диатомей и крупных обломков раковин морских моллюсков (*Rapana* sp.).

В спорово-пыльцевых спектрах второй – третьей пачек отложений (с глубины 3,90 м) появляется пыльца *Picea* (*P. sect. Eupicea* – 40 %, *P. sect. Omorica* – 15 %) в сочетании со значительным количеством

пыльцы *Pinus koraiensis* (15–34 %) и единично – широколиственных пород (*Quercus*, *Juglans*, *Ulmus*). Максимального содержания пыльца темнохвойных пород достигает в кровле торфяника. Среди диатомей в третьей пачке преобладают пресноводные виды (*Pinnularia viridis* – до 37 %, *P. brevicostata* – до 6 %, *Eunotia praerupta* – до 6 %, *E. exigua* – до 6 %).

В залегающих с размывом на торфе пляжевых песках установлены спорово-пыльцевые спектры, соответствующие дубово-березовым лесам с участием кустарниковых берёз и ольховника, что свидетельствует о похолодании климата. В этом слое в небольшом количестве встречены прибрежно-морские и лагунные виды диатомей (*Navicula glacialis*, *Actinocyclus octonarius*, *Campylodiscus echeneis*, *Cocconeis scutellum*, *Achnanthes brevipes*).

Эти особенности геологического разреза позволяют увязать накопление осадков 10–12-метровой террасы на первом этапе с прибрежно-морскими процессами, а далее, после возникновения лагуны в устье ручья Болотного происходило накопление лагунно-болотных и аллювиально-болотных отложений. Активная абразия при последующих фазах трансгрессий привела к почти полному уничтожению высокой морской террасы, но сохранились отложения, сопряженные с лагунной и аллювиально-лагунной аккумуляцией, отнесенные к находкинскому горизонту местной стратиграфической схемы [18, 33]. Помимо биостратиграфических данных, о позднечетвертичном возрасте 10–12-метровой террасы в заливе Восток свидетельствуют результаты C^{14} (свыше 45,2 тыс. л. н.), ТЛ-датирования ($110 \pm 2,0$ тыс. л. н.) и другие косвенные факты [18, 24, 26].

Залив Находка–бухта Врангеля (устье р. Хмыловки). В нижней части долины р. Хмыловки достаточно широко распространена 6–8-метровая терраса, в средней и нижней частях разреза которой установлены прибрежно-морские отложения. Ниже приводится описание слоистой толщи (рис. 2, колонка 16–8), вскрытой на левом берегу р. Хмыловки в 1,2 км от ее устья.

1. 0,0–0,05 – супесь темно-серая, гумусированная 0,05
2. 0,05–0,45 – горизонтальное и линзовидное переслаивание разнозернистого светло-желтого песка и глинистого песка 0,40
3. 0,45–0,95 – в кровле – супесь темно-бурая, ниже – ожелезнённый песок с линзами серого алеврита с растительными остатками 0,50
4. 0,95–1,25 – песок мелкозернистый, серый, с горизонтальными прослойками ожелезненного разнозернистого песка 0,30

5. 1,25–1,5 – переслаивание песка мелкозернистого, серого и синевадно-серого песчаного алеврита 0,25
6. 1,5–2,6 – песок грубозернистый, косослоистый, аркозовый, с линзами хорошо окатанного гравия, с крупными остатками древесины, в интервале 2,6–2,8 м – хорошо окатанный галечник в сером мелкозернистом песке с раковинами моллюсков 1,10
7. 2,6–3,2 – песок мелкозернистый, голубовато-серый, обильно насыщенный органикой (древесина и остатки травы) 0,60
8. 3,2–4,1 – переслаивание темно-серых и светло-серых алевритов с линзами песка, в инт. 3,6–4,1 – обильные остатки водных растений 0,90
9. 4,1–4,3 – алеврит зеленовато-серый, с раковинами моллюсков (*Anadonta* sp.) и остатками водных растений (плоды *Trapa*) 0,20
10. 4,3–6,0 – отложения, аналогичные слою 6 1,70
11. 6,0–7,0 – алеврит темно-серый, плотный, слоистый, массивно-слоистый, с раковинами моллюсков, рассеянными по всему слою 1,0
12. 7,0–8,0 – переслаивание серого разнозернистого песка с песком, насыщенным хорошо окатанной галькой и раковинами моллюсков 1,0

В инт. 0,0–2,6 м (слои 1–8) – аллювиальная пачка, выполняющая небольшой эрозионный врез. Структура спорово-пыльцевых комплексов в интервалах 0,5–1,2 и 2,1–2,6 соответствует палинозоне *Alnaster–Betula–Pinus*, которые отвечают холодному климату эпох похолоданий в раннем и позднем вюрме. Их разделяет палинозона *Betula–Quercus–Ulmus–Alnus*. Диатомеи в этом интервале представлены только пресноводной флорой, характерной для заболоченной поймы и стариц (*Fragilaria ulna* – до 22 %, *Meridion circulare* – до 14 %, *Cocconeis placentula* – 28 %, *Eunotia praerupta* – до 2 %, *Pinnularia viridis* – до 3 %). Ниже по разрезу в инт. 2,6–4,1 м в составе диатомей ведущее положение занимают прибрежно-морские виды *Actinocyclus octonarius* (до 19 %), *Campylodiscus echeneis* (до 6 %), *Navicula marina* (до 11 %), *Nitzschia granulata* (до 14 %), фиксирующие трансгрессию. Спорово-пыльцевой комплекс отвечает палинозоне *Quercus–Juglans–Ulmus–Betula–Alnus*. Этот тип спектра сопоставим с распространением полидоминантных широколиственных лесов в условиях тепло-умеренного климата.

В инт. 2,6–2,8 м встречен богатый комплекс моллюсков (*Saxidomus purpuratus*, *Modiolus kurilensis*, *Protothaca eudlypta*, *Ruditapes philippinarum*, *Crassostrea gigas*, *Umbonium costatum*, *Heteromacoma irus*, *Arca boucardi*, *Spisula sachalinensis*, *Mya japonica*). По заключению К.А. Лутаенко, подобный набор раковин моллюсков соответствует фациям сравнительно открытого пляжа и прибрежного мелководья в устье реки.

В инт. 4,1–6,0 м из старичных и пойменных отложений выделен пресноводный комплекс диатомей (*Hantzschia amphioxys* – до 15 %, *Aulacoseira italica* – до 4 %, *Meridion circulare* – до 2 %, *Pinnularia borealis* – до 4 %). Здесь же встречен пресноводный моллюск *Anadonta* sp. Структура спорово-пыльцевого комплекса соответствует палинозоне *Betula–Alnaster–Alnus*, что свидетельствует о холодном климате, сходном по интенсивности с похолоданием в кровле 10–12 м морской террасы в долине р. Виноградной [23].

Ниже по разрезу в инт. 6,0–7,5 м (слои 11–12) выделен обильный комплекс моллюсков, который, по заключению К.А. Лутаенко, соответствует достаточно глубокой бухте (*Macra chinensis*, *Ruditapes philippinarum*, *Protithaca euglypta*, *Spisula sachalinensis*, *Glycymeris yessoensis*, *Crenomytilus grayanus*, *Actaea pallida*). Спорово-пыльцевой комплекс этого интервала отвечает палинозоне *Quercus–Ulmus–Juglans* (всего 14 таксонов, в т. ч. *Fagus*, *Carpinus*, *Castanea*) полидоминантных широколиственных лесов умеренно-теплого климата. В диатомовом комплексе преобладают виды, характерные для полузакрытого залива или глубокой лагуны *Actinocyclus octonarius* (4,0 %), *Campylodiscus echeneis*, *Actinoptychus senarius* (4,0 %), *Thalassiosira bramaputrae* (5,0 %), *Nitzschia tryblionella* (3,0 %).

Непосредственно в основании разреза (инт. 7,5–8,0 м) из слоя песка с галькой получен комплекс, свидетельствующий о похолодании климата (палинозона *Betula–Picea–Alnus–Quercus*). Здесь в составе фауны моллюсков (*Mya japonica*, *Mercenaria stimpsonii*, *Ruditapes philippinarum*, *Mizuhopecten yessoensis*, *Crenomytilus grayanus*, *Callithaca adamsi*, *Felaniella usta*) встречена холодноводная *Macoma middendorffii*, редкий вид для зал. Петра Великого. В этой же пачке встречены арктобореальная неритическая *Thalassiosira nordenskioldii* и северобореальный сублиторальный *Trachyneis aspera*.

Таким образом, пачка морских отложений подстилается и перекрывается осадками, сформировавшимися в условиях похолоданий климата. Ход трансгрессии был прерывистым, чему соответствует появление аллювиальных отложений в инт. 4,1–6,0 м. Общая палеоклиматическая характеристика и высотное положение кровли морских слоев (+4,8 м над уровнем моря) позволяет сопоставить этот разрез с ресс-вюрмской трансгрессией, о чем свидетельствует C^{14} дата (более 57 т. л. н., КИ-3196) Вероятнее всего, его формирование совпадает с максимальной фазой ресс-вюрма во время климатического оптимума позднего плейстоцена [26].

Юго-Восточное Приморье

На побережье Японского моря к востоку от мыса Поворотного к ресс-вюрму отнесены осадки 6–8- и 10–12-метровых морских террас, соответствующих разным фазам трансгрессии [23]. Разрезы этих террас изучены в бухтах Краковка, Севастопольская, Мелководная и Киевка.

Бухта Краковка. Ниже приводится краткое описание 10–12-метровой морской террасы в северной части бухты (рис. 2, колонка. 17-10; рис. 5). В разрезе террасы вскрыты: в кровле – алеврит с прослоями супеси и песка (инт. 0,0–1,25 м); в средней части – пачка разнозернистого песка с прослоями алеврита (инт. 1,25–3,5 м); в подошве – валуны и галька в разнозернистом песке с прослоями ожелезненного глинистого песка, в основании – пласт феррикрета (инт. 3,5–6,1 м). Цоколь террасы – сильно выветрелые граниты.

Морской генезис разреза террасы обоснован следующими данными: 1. Из ядра двустворки в инт. 2,80–3,20 м выделены, по заключению Е.Д. Ивановой, единичные планктонные фораминиферы – *Globigerina bulloides*, бентосные виды *Ammonia neobeccarii*, *Buccella frigida*. 2. В слоях инт. 0,15–2,20 м, по заключению Т.А. Гребенниковой, встречены обломки центральных (морских) диатомей, в инт. 2,20–3,20 м – пресноводная *Hantzschia amphioxys* и прибрежно-морская *Paralia sulcata*, в слоях инт. 3,20–3,50 м и 3,90–4,40 м встречены морские океанические северобореальная *Thalassiosira eccentrica*, южнобореальный *Coscinodiscus petforatus* и неритическая арктобореальная *Thalassiosira gravida*.

Появление в инт. 2,0–2,20 м тепловодных форм диатомей хорошо согласуется с термофильным спорово-пыльцевым комплексом из этого слоя. В его составе наблюдается умеренное количество пыльцы широколиственных пород (*Quercus*, *Carpinus*, *Fraxinus*, *Ulmus* и др., всего 10 таксонов), темнохвойных (*Pinus koraiensis* – 51%; *P. s/q Diploxylon* – 10%, *Picea* – 14%, *Abies* – 5%). Кроме того, здесь встречена единично пыльца *Fagus*. Подобный тип комплекса соответствует сосново-широколиственному лесам.

Бухта Севастопольская. В разрезе 6–8-метровой морской террасы в западной части этой бухты вскрыты отложения (рис. 2, колонка 18-8): в кровле – переслаивание супеси, песка глинистого с валунами и суглинков (инт. 0,0–1,95 м); в средней части – песок глинистый с остатками водных растений и гравием (инт. 1,95–3,15 м); в подошве – валуны в песке с раковинами моллюсков (инт. 3,15–4,50 м).

Прибрежно-морской генезис этих отложений доказывается следующим образом:

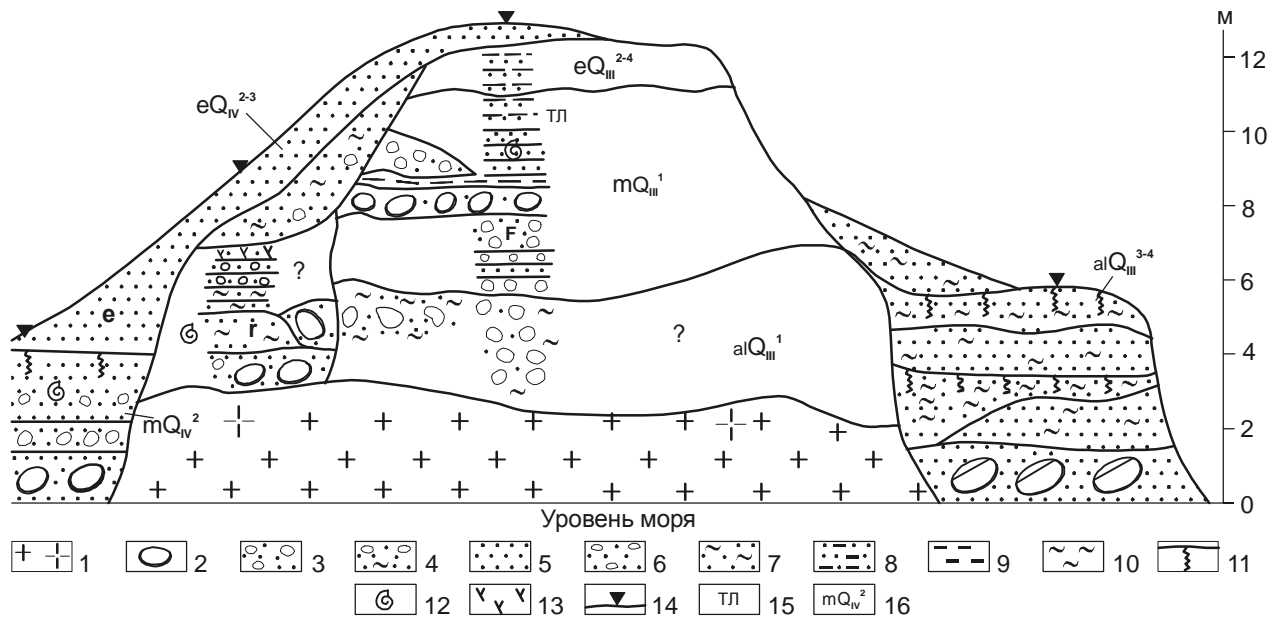


Рис. 5. Геологический разрез морского побережья в бухте Краковка (Японское море).

1 – коренные породы и сапρόлиты; 2 – валуны и галька с песком; 3 – галечник с песком; 4 – галечник в глинистом песке; 5 – песок; 6 – песок с галькой; 7 – глинистый песок; 8 – алеврит песчаный; 9 – алеврит; 10 – суглинок; 11 – почва; 12 – раковины моллюсков; 13 – растительные остатки; 14 – места описания разрезов; 15 – термолюминесцентная дата (данные А. В. Мечетина); 16 – генезис и возраст осадков; е – золотые отложения.

1. В основании разреза на цоколе выветрелых гранитов (высотой 3,5 м над уровнем моря) вскрыты хорошо окатанные пляжевые валунники, состоящие исключительно из гранитов, сформировавшиеся в волноприбойной зоне [22].

2. В интервале 1,95–3,15 м получен диатомовый комплекс, в котором, по данным В.С. Пушкаря, преобладают *Thalassiosira bramaputrae* (8%), *Campylodiscus echeneis* (6%), *Actinocyclus octonarius* (20%), обитающие в умеренно-тепловодных прибрежно-морских условиях. Спорово-пыльцевой комплекс, по заключению И.Г. Гвоздевой, из осадков этой террасы содержит пыльцу хвойных (*Pinus koraiensis* – 42–62%; *P. s/q Diploxylon* – 0,5–10%, в том числе экзотические сосны *Picea sect. Omorica* – 2–10%; *P. sect. Eurpicea* – до 4%; *Abies* – до 2%) и широколиственных (*Quercus* – 5–23%; *Juglans*, *Carpinus*, *Corylus*, *Fagus*) пород. Среди мелколиственных отмечена пыльца древесных берез и ольхи. В кровле морских отложений наблюдается увеличение пыльцы мелколиственных пород, в том числе фригидных форм. Подобный тип комплекса сходен с таковым для кровли 6–8 м террасы в бухте Благодатной и в Юго-Западном Приморье [23].

Бухта Мелководная. В обрамлении бухты Мелководной и, прежде всего, в центральной ее час-

ти распространены морские террасы, сформировавшиеся во время рисс-вюрмской трансгрессии [14, 26]. Высота террасового уровня меняется от 6–8 до 10–12 м, а в шовной части – до 15–20 м за счет наложения пролювиально-склонового шельфа. Здесь изучено два типа разрезов, коррелируемых с разными фазами рисс-вюрмской трансгрессии (рис. 2, колонки 19-10, 19-8), которые детально проанализированы ранее [26].

В разрезе 10–12-метрового уровня к морским отложениям отнесены слои в инт. 0,55–7,60 м (фашии пляжей, прибрежного мелководья; лагун и маршей). В изученном разрезе выделены два ритма. Нижний ритм в интервале 5,90–7,60 м отвечает стабильному уровню моря. В составе комплекса, состоящего из 66 видов диатомей, зафиксировано количественное преобладание в верхней части пачки диатомей, характерных для озерных водоемов (*Fragilaria ulna*, *Pinnularia brevicostata*, *Diploneis ovalis*), в нижнем слое – прибрежно-морских видов (*Paralia sulcata* – 6,0%, *Actinocyclus octonarius* – 10,0%, *Diploneis smithii* – 6,0%, *Campylodiscus echeneis* – 8,0%, *Nitzschia granulata* – 3,0%). Фораминиферы в подошве разреза представлены раковинами *Alveolophragmium orbiculatum* и *Criboelphidium etigoense*. По данным Т.С. Троицкой [18], здесь присутствуют

виды, характерные для современной фауны мелководного шельфа Японского моря в средней части о. Хонсю. В подошве морской пачки установлен спорово-пыльцевой комплекс, соответствующий палинозоне *Pinus–Carpinus–Quercus–Betula*. Подобная структура спорово-пыльцевого спектра соответствует полидоминантным сосново-широколиственным лесам.

Верхний ритм (инт. 0,75–5,00 м) по структурно-литологическим признакам и особенностям микробиоты отвечает накоплению осадков в условиях достаточно быстро поднимающегося уровня. С этим связано преобладание в разрезе мелководно-морских, маршевых и лагунных отложений. В этой части разреза установлены два типа диатомовых комплексов. В нижней части ритма (инт. 2,85–3,85 м) в его составе доминируют сублиторальные южнобореальные *Actinocyclus octonarius* (до 70%), *Diploneis suborbicularis*, северобореальные *Thalassiosira bramaputrae* (до 16%) и *Diploneis smithii*. Встреченные здесь фораминиферы *Criboelphidium etigoense*, *Cr. asterineum*, по заключению Т.С. Троицкой, отвечают фациям хорошо прогреваемого мелководья.

Спорово-пыльцевой спектр из средней части разреза соответствует палинозоне *Picea–Betula* и сопоставим с умеренно-прохладным и влажным климатом одной из фаз похолодания рисс-вюрма. Этот комплекс сходен с подобным спектром из средней части разреза 8–10-метровой морской террасы в устье Зеркальной [14, 23].

Диатомеи, выделенные из верхней части разреза, по заключению Т.А. Гребенниковой, представлены единично морскими (*Paralia sulcata*) и пресноводными (*Hantzschia amphioxys*) видами. Спорово-пыльцевой комплекс в инт. 1,15–1,65 м, где встречены раковины моллюсков, сопоставим с палинозоной *Betula–Alnaster–Alnus–Ulmus*. Такой тип спектра отвечает развитию по обрамлению бухты ольхово-березовых лесов с преобладанием в подлеске фригидных кустарников и участием широколиственных пород.

Таким образом, в разрезе 10–12-метровой террасы зафиксированы события первой фазы рисс-вюрмской трансгрессии с затуханием подъема уровня моря в кровле террасы на фоне похолодания климата.

6-8-метровая терраса. Осадки этой террасы изучены в западной части бухты [26]. Здесь, по данным Т.К. Кутуб-Заде и А.М. Короткого, вскрыты отложения, литологический состав которых показан на рис. 2 (колонка 19-8). В данном разрезе (инт. 2,50–6,10 м) преобладают отложения пляжевой и марше-

вой фаций. Морской генезис толщи подтверждается структурно-литологическими характеристиками отложений (идеально окатанные валуны, галечник, гравий и хорошо сортированные пески). Диатомовый комплекс, полученный из средней части разреза, который отвечает фации открытого прибрежного мелководья – южнобореальные *Actinocyclus octonarius* (до 8%), *Campylodiscus echeneis* (10%), северобореальные *Arachnoidiscus ehrenbergii* (4%), *Thalassiosira bramaputrae* (4%) и др. Структура спорово-пыльцевого комплекса в инт. 4,80–5,10 м, по данным И.Г. Гвоздевой, отвечает палинозоне *Picea–Pinus–Betula–Alnaster*, в инт. 3,5–3,6 м – палинозоне *Betula–Alnaster*. Подобный тип спектра сопоставим с развитием березовых лесов и участием широколиственных пород (*Quercus*, *Ulmus*, *Juglans*, *Tilia*). В кровле морских слоев спорово-пыльцевой спектр соответствует палинозоне *Pinus–Picea–Betula–Quercus*, и коррелирует с развитием на водоразделах кедрово-еловых и березово-дубовых лесов.

Таким образом, в осадках 6–8-метровой террасы зафиксировано начало трансгрессии в умеренно-холодном климате, ее развитие в холодном и затухание в умеренно-теплом климате. Несоответствие умеренно-холодных спорово-пыльцевых комплексов составу морских диатомей, где преобладают тепловодные формы, связано с различным температурным режимом суши и мелководных прибрежных вод моря.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Данные, полученные для конкретных разрезов морских террас на побережье Южного и Восточного Приморья, расположенных в едином геоморфологическом профиле, интерпретируются следующим образом.

1. Террасы высотой 12–15 и 8–10 метров по биостратиграфическим характеристикам предположительно соответствуют стадии 5е на кривой изменения объема ледников в позднем плейстоцене [39], с которой сопоставляются максимальное потепление климата и наиболее высокий уровень Мирового океана в четвертичное время [3, 37]. Подъем уровня Японского моря составлял не менее 8–10 м выше современного. Климатические условия первой и второй фаз рисс-вюрмской трансгрессии были умеренно-теплыми и влажными, о чем свидетельствует большая сумма пыльцы широколиственных в составе морских осадков. Обилие пыльцы *Pinus s/q* *Haploxyylon* в присутствии пыльцы палеотипных сосен отличает подобные спектры от комплексов, соответствующих оптимуму голоцена в континентальном секторе Японского моря [12, 18]. Расчет климатичес-

ких характеристик, выполненный ареалогическим методом с использованием видов-индикаторов [23], показал, что в прибрежной зоне на широте Владивостока среднегодовые температуры превышали современные на 2–4°, а годовая сумма осадков составляла более 1000 мм. С этим хорошо согласуется преобладание в разрезе террас умеренно-тепловодных диатомей. На фоне общего потепления климата отмечаются неоднократные, довольно значительные фазы похолодания климата, которые не прерывали существенно хода трансгрессии. Соответственно прибрежно-морские осадки 8–10 и 10–12-метровых террас, охарактеризованные теплыми спорово-пыльцевыми и диатомовыми комплексами, на данном этапе изучения сопоставляются с ранними трансгрессиями стадии 5 на кривой Шеклтона-Опдайк [39], чему не противоречит ТЛ-дата (110±30 тыс. лет) [23].

2. Именно для этих фаз трансгрессии зафиксировано наиболее глубокое проникновение морских вод по речным долинам. В отдельных случаях появление морских и лагунных форм диатомей фиксируется на отметках свыше 12 м над уровнем моря. В долине р. Виноградной на её правобережье в кровле второй надпойменной террасы абсолютной высотой 15 м, сложенной исключительно глинами и алевроитами, в составе пресноводного комплекса встречены прибрежно-морские диатомеи (*Cocconeis costata*, *Arachnoidiscus ehrenbergii* и др.) (C^{14} -дата для основания разреза >41,7 тыс. лет). Аналогичное высотное положение точек с морскими и лагунными диатомеями в долинах рек Черной, Милоградовки, в бухтах Триозерье, Киевка, Соколовка (до 17 м) позволяет предположить, что в устьях рек Южного и Восточного Приморья периодически происходили нагоны морских вод (предположительно – цунами).

3. Состав прибрежно-морских отложений в устьях малых рек Южного Приморья свидетельствует об их образовании за счет абразионной переработки кор выветривания прибрежной зоны во время ресс-вюрмской трансгрессии [16]. Подобные по составу осадки пляжей и подводного склона установлены в бухтах Табунная, Краковка, Севастопольская, Успения и др. В устьях крупных рек (Хасанское взморье) значительную роль в накоплении прибрежно-морских осадков играл аллювий. Здесь сформировались умеренно зрелые осадки с преобладанием пироксенов и эпидотов.

4. Первоначальное предположение о формировании 6–8-метровой террасы только в теплых климатических условиях [20] при более детальном изучении отложений этой террасы не было подтверждено. На примере 6–8-метровой террасы в устье р. Туманной (разрез Молочного вала) и в бухте Зеркальной

(Восточное Приморье) было установлено, что осадконакопление в средней и частично в верхней части разреза происходило синхронно с похолоданием климата. Присутствие морских диатомей в осадках 6–8-метровой террасы в бухтах Табунная, Столовой, Козина, Севастопольской, Мелководной позволяет сопоставить этот подъем уровня Японского моря с одной из трансгрессий стадий 5а или 5с, которым соответствует более прохладный климат, чем в оптимуме ресс-вюрма (5е). По теоретическим расчетам [40], уровень Мирового океана не достигал современного, однако фактический материал для стабильных морских побережий свидетельствует о стоянии уровня моря, близком к береговой линии стадии 5е [3, 41].

5. 6–8-метровая морская терраса, по сравнению с 8–10 и 10–12-метровыми уровнями, распространена более широко в пределах Южного и Юго-Восточного Приморья, где она прослежена на участке от устья р. Туманной и до м. Оларовского. Для этой террасы (часто цокольной) на участках абразионно-денудационного берега отмечена довольно выдержанная высота бенча (4–5 м). В ряде точек абразионная платформа 6–8-метровой морской террасы близка по своей высоте к современному уровню. По-видимому, абразионная платформа, близкая к уровню моря, которая обычно рассматривается как современная, возникла в значительной своей части во время третьей фазы ресс-вюрмской трансгрессии [17, 21].

Спорово-пыльцевой комплекс из морских слоев кровли 6–8-метровой террасы отвечает распространению темнохвойной елово-пихтовой тайги и березово-ольховых лесов. В данном комплексе постоянно присутствует пыльца широколиственных пород. Такой переход от умеренно-холодного комплекса в средней части разреза 6–8-метровой террасы к умеренно-теплому спорово-пыльцевому комплексу в кровле террасы свидетельствует о том, что в разрезе этой террасы зафиксирована климатическая ритмика, соответствующая находкинскому горизонту (ресс-вюрму) [10, 31].

Достаточно широкое распространение морских осадков с тепло-умеренными в основании террасы, холодными или умеренно-холодными в средней части и умеренно-теплыми в кровле 6–8-метровой террасы спорово-пыльцевыми и диатомовыми комплексами позволяет предположить, что формирование 6–8-метровой террасы связано на континентальном побережье Японского моря с региональной трансгрессией.

Ранее высказывалось предположение, что общая климатическая характеристика осадков 6–8-мет-

ровой морской террасы предположительно может соответствовать начальной фазе ранневюрмского похолодания или одному из интерстадиалов этой эпохи. Так, по данным Н. П. Джеймса и соавторов [9], ранневисконсинскому интерстадиалу сен-пьер соответствует поднятая морская терраса (+4 м) с абсолютным возрастом 60000 ± 2000 лет. Последующие исследования показали, что эти морские отложения могли сформироваться в одну из кратковременных фаз похолоданий внутри рисс-вюрма, подобно внутривулканскому похолоданию Аляски, которое фиксируется криогенными структурами в толще осадков пелукской трансгрессии [35]. Совпадение похолоданий с морскими трансгрессиями наиболее четко для побережий Полярного бассейна [2].

Таким образом, имеются прямые доказательства влияния на рельеф береговой зоны верхнеплейстоценовой трансгрессии Японского моря, приведшей к формированию цикловых террас высотой 6–8, 8–10 и 10–12 метров. В силу значительной амплитуды этой трансгрессии вероятно необходимо пересмотреть вопрос о времени возникновения различных типов берегов в северо-западном секторе Японского моря [16, 25]. Анализ распространения морских террас, относимых к рисс-вюрму, показывает, что риазовые берега в основных контурах сформировались в начале позднего плейстоцена, когда даже в таких полузакрытых акваториях, как бухты Золотой Рог, Патрокл, в проливе Стрелок, в зал. Восток, и в нижнем течении прибрежных рек сформировались лагунные осадки значительной мощности (в бухте Золотой Рог, по данным И.Г. Шахгельдяна, до 30 м).

Косвенные следы позднечетвертичных трансгрессий Японского моря отмечаются и на открытом побережье и шельфе Юго-Восточного и Восточного Приморья, где темпы голоценовой абразии были более интенсивными, чем в полузакрытых и закрытых акваториях. Здесь следами этого уровня, по нашему мнению, являются абразионные платформы, имеющие высоту от +6 до -25 м. Наиболее обширные платформы, хорошо выраженные в рельефе мелководного шельфа, наблюдаются на уровне моря и на глубинах 15–25 м, где с ними сопряжены реликты древних аккумулятивных форм. В пределах южно-приморского берега этому погруженному уровню соответствует остановка уровня моря около 5–6 тыс. лет назад, где хорошо сохранились осадки последней трансгрессии, перекрывающие более древние отложения. Оценка баланса рыхлого материала на южно-приморском и восточноприморском шельфе может служить одним из косвенных признаков длительности становления материковой ступени и многократно-

го повторения трансгрессий и регрессий Японского моря в позднем плейстоцене [16].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таким образом, в осадках трех морских террас, образующих рельеф аккумулятивной морской равнины на участках побережья залива Петра Великого, фиксируются три фазы подъема уровня моря, превышающие современный уровень. Интерпретация разрезов морских террас высотой 8–10 и 10–12 метров позволяет сделать вывод, что в каждой из этих террас зафиксировано, по крайней мере, две фазы трансгрессии, разделенные неглубокой регрессией. Максимальный подъем, зафиксированный пачкой эолово-маршевых и лагунных осадков, превышал современный на 8–10 м. ТЛ-дата из разреза 10–12-метровой террасы (110 тыс. лет), термофильные спорово-пыльцевые комплексы и диатомеи позволяют сопоставить первую фазу рисс-вюрмской трансгрессии со стадией 5e. В разрезе 6–8-метровой морской террасы зафиксированы следы трех осцилляций уровня Японского моря с максимальным подъемом до +6 м. Умеренно-теплые комплексы пыльцы и диатомей из основания террасы дают возможность сопоставить их с последними эпизодами стадии 5c. Этому не противоречит и умеренно-холодный, и даже холодный облик спорово-пыльцевых комплексов из средней части террасы.

Таким образом, сложная климатическая ритмика зафиксирована во всех изученных разрезах 6–8, 8–10, 10–12-метровых морских террас. Интерпретация изложенных выше данных, являющихся в значительной мере новыми для континентального сектора Японского моря, пока не может быть уверенной из-за отсутствия надежных хронореперов для каждой из террас и недостаточной полноты геологических разрезов, прежде всего касающихся регрессивных фаз, соответствующих эпизодам 5b, 5d и стадии 4 [4, 37, 38].

Широкое распространение выше современного уровня моря эстуарно-лагунных и прибрежно-морских осадков с умеренно-холодными и холодными пыльцевыми и диатомовыми комплексами в общем противоречит общепринятой теоретической предпосылке о совпадении пиков трансгрессий с теплыми фазами климата плейстоцена. Однако следует помнить, что значительные регрессии при похолоданиях климата будут развиваться лишь в том случае, если будут возникать материковые оледенения за счет изъятия воды из Мирового океана. Следы крупных оледенений для холодных климатических фаз рисс-вюрма пока не установлены. Исследования А.Н. Молодькова [2], датировавшего методом ЭПР

(электронного парамагнитного резонанса) раковины из многочисленных разрезов морских террас, относимых к верхнему звену, показали, что в интервале 130–75 тыс. лет назад происходила длительная морская трансгрессия с незначительными колебаниями уровня Мирового океана. Поэтому наличие в разрезах 6–8, 8–10 и 10–12-метровых морских террас морских слоев с фригидными спорово-пыльцевыми комплексами не является чем-то из ряда вон выходящим. Подобное соотношение морских фаций, охарактеризованных холодными пыльцевыми комплексами, установлено для целого ряда разрезов рисс-вюрмских морских террас на западном побережье Сахалина и в зал. Анива [31].

БЛАГОДАРНОСТИ

Эта статья является результатом многолетних исследований большого коллектива. Многие из тех, кто участвовал в геологических работах и лабораторных исследованиях, ушли из жизни. Авторы признательны памяти Е.П. Денисова, И.Г. Шахгельдяна, Р.П. Токмакова. Особую благодарность выражаем Т.В. Неволиной, И.Г. Гвоздевой (ЦЛ ПО “Приморгеология”), Л.В. Голубевой (Геологический институт РАН), А.М. Лебедеву, В.В. Жарикову (ТИГ ДВО РАН), К.А. Лутаенко, Т.С. Троицкой, Р.И. Ремизовскому (СВКНИИ ДВО РАН), В.Н. Морозову (Институт геологических наук АН УССР), О.А. Куликову (МГУ), выполнявшим аналитические исследования. Столь же благодарны авторы приморским геологам Л.Б. Хершбергу, Ю.К. Ивашинникову, А.В. Олейникову, С.В. Коваленко и Т.К. Кутуб-Заде, оказавшим огромную помощь при проведении полевых работ и камеральной обработке данных.

ЛИТЕРАТУРА

- Алексеев М.Н. Антропоген Восточной Азии: стратиграфия и корреляция. М.: Наука, 1978. 208 с.
- Болиховская Н.С., Молодьков А.Н. К корреляции континентальных и морских четвертичных отложений Северной Евразии по палинологическим данным и результатам ЭПР // Актуальные проблемы палинологии на рубеже третьего тысячелетия. М., 1999. С. 25–53.
- Боуэн Д. Четвертичная геология. М.: Мир, 1981. 272 с.
- Брекер У.С., Тэрбер Д.Л., Годдарт Дж. и др. Подтверждение гипотезы Миланковича точными данными по коралловым рифам и глубоководным осадкам // Четвертичное оледенение Земли. М.: Мир, 1974. С. 17–27.
- Власов Г.М. Движение береговой линии залива Петра Великого в четвертичное время // Вопросы географии Дальнего Востока. Хабаровск, 1957. Вып. 3. С. 102–115.
- Ганешин Г.С. Геоморфология Приморья // Труды ВСЕГЕИ. Нов. сер. 1957. Т. 4. 135 с.
- Голубева Л.В., Караулова Л.П. Растительность и климато-стратиграфия плейстоцена и голоцена Дальнего Востока. М.: Наука, 1983. 146 с.
- Денисов Е.П. Новейшая тектоника и позднекайнозойский вулканизм Южного Приморья и прилегающих областей. Владивосток: Дальневост. кн. изд-во, 1965. 82 с.
- Джеймс Н. П., Маунтджой Э.У., Омура А. Ранневисконсинская рифовая терраса на о. Барбадос, Вест-Индия, и её значение для климатических построений. М.: Мир, 1974. С. 106–116.
- Изменение климата и ландшафтов за последние 65 миллионов лет. М.: ГЕОС, 1999. 261 с.
- Каплин П.А. Плейстоценовые колебания уровня Мирового океана // Палеогеография и отложения плейстоцена южных морей. М.: Наука, 1977. С. 15–27.
- Караулова Л.П., Короткий А.М., Гвоздева И.Г. Пространственно-временная эволюция растительных сообществ голоцена на территории Приморья // Палинологические исследования на Дальнем Востоке. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1978. С. 91–100.
- Каррей Дж. Позднечетвертичная история материковых шельфов США // Четвертичный период в США. М.: Мир, 1968. Т. 1. С. 451–472.
- Климатические смены на территории юга Дальнего Востока в позднем кайнозое (миоцен-плейстоцен) / А.М. Короткий, Т.А. Гребенникова, В.С. Пушкарь и др. Владивосток, 1996. 57 с.
- Короткий А.М. Следы позднечетвертичных морских трансгрессий в рельефе береговой зоны Приморья // Рельеф и рыхлые отложения Приморья и Приамурья. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1976. С. 81–87.
- Короткий А.М. Этапы становления рельефа и осадконакопления в прибрежной зоне материкового сектора Японского моря // Морская геология и геологическое строение областей питания (Японское и Охотское моря). Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1977. С. 59–82.
- Короткий А.М. Геоморфология и палеогеография материкового японского шельфа в верхнем плейстоцене // Геоморфология и палеогеография шельфа. М.: Наука, 1978. С. 189–197.
- Короткий А.М., Караулова Л.П., Троицкая Т.С. Четвертичные отложения Приморья: стратиграфия и палеогеография. Новосибирск: Наука, 1980. 234 с.
- Короткий А.М. Колебания уровня Японского моря в четвертичном периоде // Изменение уровня моря. М.: Изд-во МГУ, 1982. С. 104–114.
- Короткий А.М., Пушкарь В.С., Гвоздева И.Г. О влиянии гляциоэвстатических колебаний уровня Японского моря на формирование рельефа и осадков шельфа // Проблемы четвертичной истории шельфа. М.: Наука, 1982. С. 134–147.
- Короткий А.М., Г.И. Шумов. Геоморфологические и литолого-фациальные критерии распознавания плейстоценовых береговых линий // Колебания уровня морей и океанов за последние 15000 лет. М.: Наука, 1982. С. 208–221.
- Короткий А.М. Палеогеоморфологический анализ рельефа и осадков горных стран (на примере Дальнего Востока). М.: Наука, 1983. 246 с.
- Короткий А.М., Пушкарь В.С. Ритмика колебаний уровня Японского моря в рисс-вюрме // Прибрежная зона дальневосточных морей в плейстоцене. Владивосток: ДВО АН СССР, 1988. С. 96–110.

24. Короткий А.М., Ковалюх Н.Н., Волков В.Г. Радиоуглеродное датирование четвертичных отложений (юг Дальнего Востока): Препр. Владивосток: ДВО АН СССР, 1989. 59 с.
25. Короткий А.М., Худяков Г.И. Экзогенные геоморфологические системы морских побережий. М.: Наука, 1990. 216 с.
26. Короткий А. М., Андерсон П.М., Ложкин А.В. и др. О развитии ландшафтов Юго-Восточного Приморья в среднем и позднем голоцене // Пространственная и временная изменчивость природной среды Северо-Восточной Азии в четвертичный период. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2004. С. 12–50.
27. Крапивнер Р.Б., Данилина Г.С. Морские террасы Южного Приморья // Геоморфология и палеогеография шельфа. М.: Наука, 1978. С. 115–123.
28. Кулаков А.П. Четвертичные береговые линии Охотского и Японского морей. Новосибирск: Наука, 1973. 183 с.
29. Кулаков А.П. О тектоническом развитии материкового шельфа юга Дальнего Востока в антропогене // Геоморфология и палеогеография шельфа. М.: Наука, 1978. С. 175–188.
30. Мечетин А.В. Изменение уровня Японского моря в четвертичное время (северо-западный шельф) // Прибрежная зона дальневосточных морей в плейстоцене. Владивосток: ДВО АН СССР, 1988. С. 53–60.
31. Морские террасы и четвертичная история шельфа Сахалина / А.М.Короткий, В.С.Пушкар, Т.А.Гребенникова и др.; Тихоокеан. ин-т географии ДВО РАН. Владивосток: Дальнаука, 1997. 229 с.
32. Развитие природной среды юга Дальнего Востока (поздний плейстоцен-голоцен) / А.М. Короткий, С.П. Плетнев, В.С. Пушкар и др. М.: Наука, 1988. 240 с.
33. Решения Межведомственного стратиграфического совещания по четвертичной системе Востока СССР (Магадан, 1982). Магадан: МСК СССР, 1987. 242 с.
34. Соловьёв В.В. Морские отложения Приморского края // Материалы по четвертичной геологии и геоморфологии СССР. 1963. С. 42–56. (Тр. ВСЕГЕИ. Новая сер. Т. 90)
35. Хопкинс Д.М. История уровня моря в Берингии за последние 250 тысяч лет // Берингия в кайнозое. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1976. С. 9–27.
36. Юг Дальнего Востока / Г.И.Худяков, Е.П.Денисов, А.М.Короткий и др. М.: Наука, 1972. 423 с. (История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока).
37. Labeyrie J. Le cadle paleoclimatique depuis 140000 ans // Anthropologie. 1984. V. 88. N 1. P. 19-48.
38. Mesolella K J., Matthews R. K., Broecker W. S., Thurber D.L. The astronomical theory of climatic changes: Barbados data // J. Geol. 1969. V. 77. P. 257–274.
39. Shackleton N. J., Opdyke N.D. Oxygen isotope and palaeomagnetic stratigraphy of Equatorial Pacific core V 28-238: oxygen isotope temperatures and ice volumes on a 105 and 106 year scale // J. Quater. Res. 1973.V. 3. P. 35–55.
40. Shackleton N.J., Imbrie J., Hall M.A. Oxyden and carbon isotopes record of East Pacific core V-19-30 // E.P.S.L. 1983. V. 65. P. 233–244.
41. Stearns C.E. Estimates of the position of sea level between 140000 and 75000 years ago // Quatern. Res. 1976. N 6. P. 445–450.

Поступила в редакцию 10 сентября 2004 г.

Рекомендована к печати Г.Л. Кирилловой

A.M. Korotky, N.I. Belyanina, T.A. Grebennikova, L.P. Karaulova, E.D. Ivanova, L.M. Mokhova, E.I. Tsar'ko

Late Quaternary marine deposits in the coastal zone of Peter the Great Bay (Japan Sea)

The phases of the Japan Sea level rise are fixed in the deposits of three marine terraces (height 6–8, 8–10 and 12–15 m) at the beginning of the Late Pleistocene. The maximum rise exceeding the contemporary rise by 8–10 m is compared with the first phase of Riss- Würm transgression (stage 5e). Traces of three oscillations of the Japan Sea level with the maximum rise up to +6 m are fixed in the marine terrace section (6–8 m). The wide distribution of estuary-lagoon and coastal deposits with moderate-cold and cold pollen and diatomic assemblages above the modern sea level contradicts the standard theoretical presupposition about the coincidence of transgressive peaks with the warm phases of Pleistocene climate. Significant regressions in the time of climatic cooling occur only in the event that there are continental glaciations due to withdrawal of water from the World Ocean. Traces of large glaciations for the Riss- Würm climatic phases of cooling have not been yet identified. Similar relationships of the marine facies characterized by cold pollen assemblages have been recognized for the Riss- Würm marine terraces on the coast of Sakhalin.

Key words: marine terraces, glacio-eustatic transgressions, Riss- Würm, spore-and-pollen assemblage, macrofauna, microfauna, diatoms, climatic phases.

**ПРОБЛЕМА ГРАНИЦЫ НИЖНЕГО И СРЕДНЕГО ТРИАСА В ШИМЕУЗСКОЙ
ТОЛЩЕ БАССЕЙНА РЕКИ ПЕТРОВКИ (ЮЖНОЕ ПРИМОРЬЕ)**

Ю.Д. Захаров, А.М. Попов, Г.И. Бурый, О.П. Смышляева

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток

На основе новых находок аммоноидей показано, что шимеузская толща в бассейне низовьев р. Петровки представлена верхнеоленекскими, ниже- и среднеанизийскими отложениями триаса. Предполагается, что разрез нижнего и среднего триаса бассейна р. Петровки отличается от других опорных разрезов триаса Южного Приморья размывом верхнеоленекской зоны *Subcolumbites multiformis* на границе оленекского и анизийского ярусов. Описаны новые таксоны аммоноидей.

Ключевые слова: биостратиграфия, триас, оленекский и анизийский ярусы, аммоноидеи, Южное Приморье.

ВВЕДЕНИЕ

Шимеузская свита, объединяющая нерасчлененные ниже- и среднетриасовые глинистые отложения, была выделена Б.И. Васильевым в 1956 г. на восточном побережье Уссурийского залива [1]. Однако в последующие годы присутствие в опорном разрезе района мыса Голый (Ком-Пихо-Сахо) индских, оленекских и анизийских отложений, а в железнодородной выемке между станциями Дунай и Южнореченск (прежнее название – Шимеуза) нижнеоленекских отложений было обосновано палеонтологически [2–5, 7]. Песчано-глинистая фация оленекского яруса Южного Приморья была выделена недавно под названием житковской, а «пятнистые» песчаники анизийского яруса – каразинской свит [9, 16]. В связи с этим название, введенное Б.И. Васильевым, предлагается использовать в настоящее время лишь для обозначения песчано-глинистой толщи оленекско-анизийского возраста, широко распространенной на восточном побережье Уссурийского залива и соседней территории.

В бассейне р. Петровки (прежнее название – Шитухе), стратотипической местности шитухинской свиты [8], несогласно перекрывающей шимеузскую толщу в верховьях этой реки, триасовые отложения в настоящее время недостаточно полно исследованы. Одним из свидетельств этого является то обстоятельство, что возраст моллюсков шитухинской свиты в настоящее время оценивается неоднозначно:

И.И. Сей, Е.Д. Калачева [13], Т.М. Окунева и А.А. Железнов [11] считают его поздне триасовым, И.В. Коновалова [8] продолжает настаивать на раннеюрском (геттанг-тоарском?) возрасте шитухинской свиты. Из триасовых аммоноидей бассейна р. Петровки до сих пор был описан лишь единственный вид – *Dieneroceras chaoi* Kirat. [7].

На данном этапе исследований нами была предпринята попытка изучения наиболее древних толщ триаса в низовьях р. Петровки. В работе использована схема зонального расчленения нижнего и среднего триаса [4–6, 16], утвержденная в качестве унифицированной для Дальнего Востока на IV Межведомственном региональном стратиграфическом совещании по докембрию и фанерозою юга Дальнего Востока и Восточного Забайкалья, состоявшемся в Хабаровске в 1990 г. [12]:

Индский ярус: 1) слои с *Glyptopliceras ussuriense*, 2) зона *Gyronites subdharmaus*.

Оленекский ярус: 3) зона *Hedenstroemia bosphorensis*, 4) зона *Anasibirites nevolini*, 5) зона *Tirolites–Amphistephanites*, со слоями а) *Bajarunia dagysi* и б) *Tirolites ussuriensis*, 6) зона *Neocolumbites insignis*, 7) зона *Subcolumbites multiformis*.

Анизийский ярус: 8) зона *Ussuriphyllites amurensis*, 9) зона *Leiophyllites pradiumna*, 10) зона *Acrochordiceras kiparisovae* (= *Phyllocladiscites basarginensis*), 11) слои с *Paraceratites trinodosus* и 12) слои с *Ptychites oppeli*.

В предлагаемой статье излагаются новые данные по триасовым аммоноидеям бассейна р. Петровки.

Коллекция исследованных аммоноидей хранится в ДВГИ ДВО РАН под № 840.

ОПИСАНИЕ РАЗРЕЗА

В бассейне р. Петровки шимеузская толща наиболее полно обнажена в правом борту ее нижнего течения (точки 908–923), вдоль грунтовой дороги (серпантина), ведущей от среднего течения руч. Алексеенко к каменоломне у начала серпантина р. Петровке (точки 900–912) и в районе Большекаменского водохранилища (точки 908–911 и 924–927). Поле распространения шимеузской толщи в нижнем течении р. Петровки разбито как минимум на три тектонических блока: западный, восточный и южный (рис. 1). Тектонические нарушения здесь обычно контролируются дайками диабазов и минерализованными зонами дробления.

На основе неопубликованной информации (предварительных определений Н.К. Жарниковой) известно, что в шимеузской толще низовий р. Петровки присутствуют раннетриасовые *Hellenites* ? sp. indet., анизийские *Sturia* sp. и некоторые другие аммоноидеи плохой сохранности. Точное местонахождение отпечатков раковин раннетриасовых аммоноидей, описанных Л.Д. Кипарисовой [7] как *Dieneroceras chaoi* Kirag, неизвестно.

Ниже приведено описание обнажающейся части шимеузской толщи низовьев р. Петровки и дана предварительная интерпретация возрастной принадлежности ее пачек с учетом новых палеонтологических находок в трех тектонических блоках (рис. 2):

1. Алевролиты темно-серые с линзами и конкрециями известково-мергельных пород 16,0 м
2. Переслаивание серых мелкозернистых песчаников (0,2–2,5 м) и темно-серых алевролитов (0,4–5,0 м) 12,0 м
3. Тонкое переслаивание серых мелкозернистых песчаников (6–30 см) и темно-серых алевролитов (до 30 см) 19,0 м

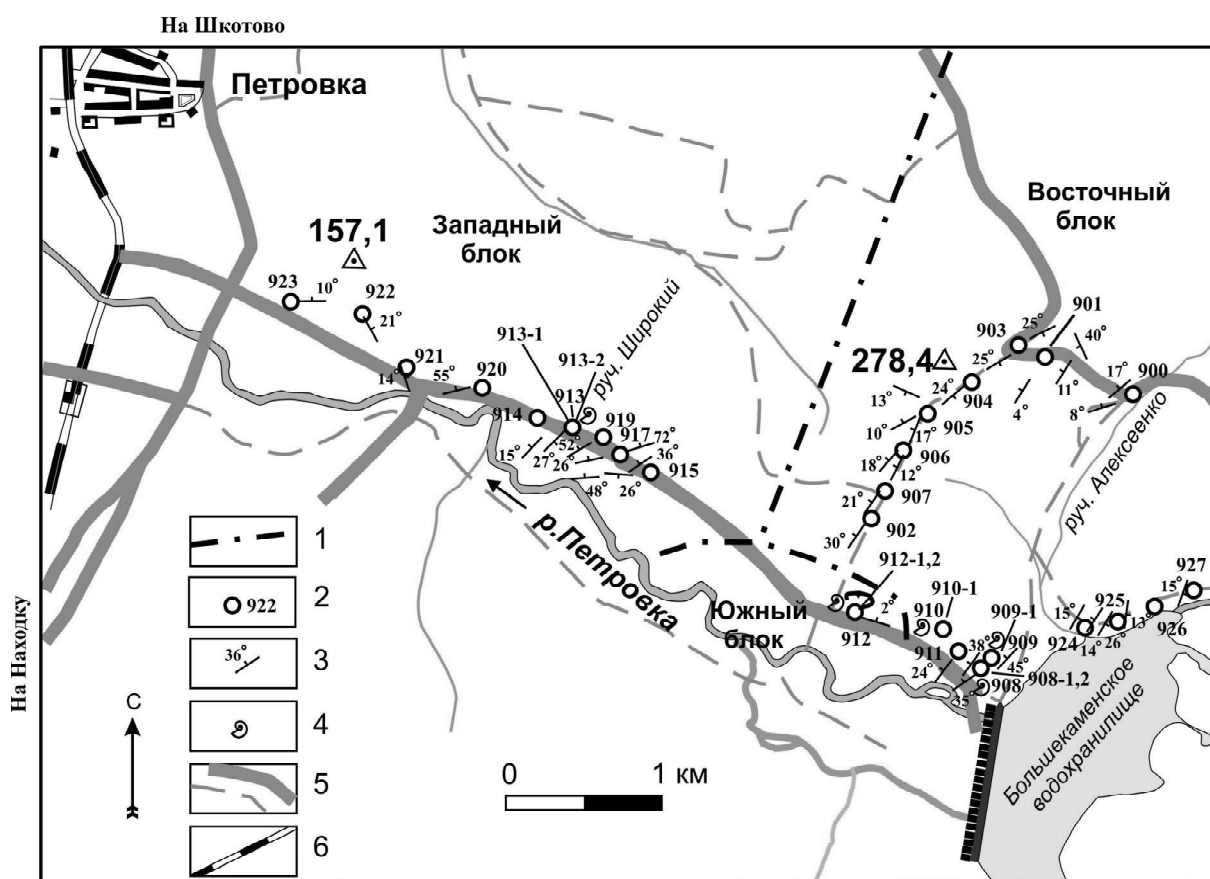


Рис. 1. Район исследования и точки наблюдений в бассейне р. Петровки (Южное Приморье).

1 – предполагаемые границы между Западным, Восточным и Южным тектоническими блоками, 2 – точки наблюдений и их номера, 3 – элементы залегания слоев, 4 – места находок аммоноидей, 5 – грунтовые и шоссейные дороги, 6 – железная дорога.

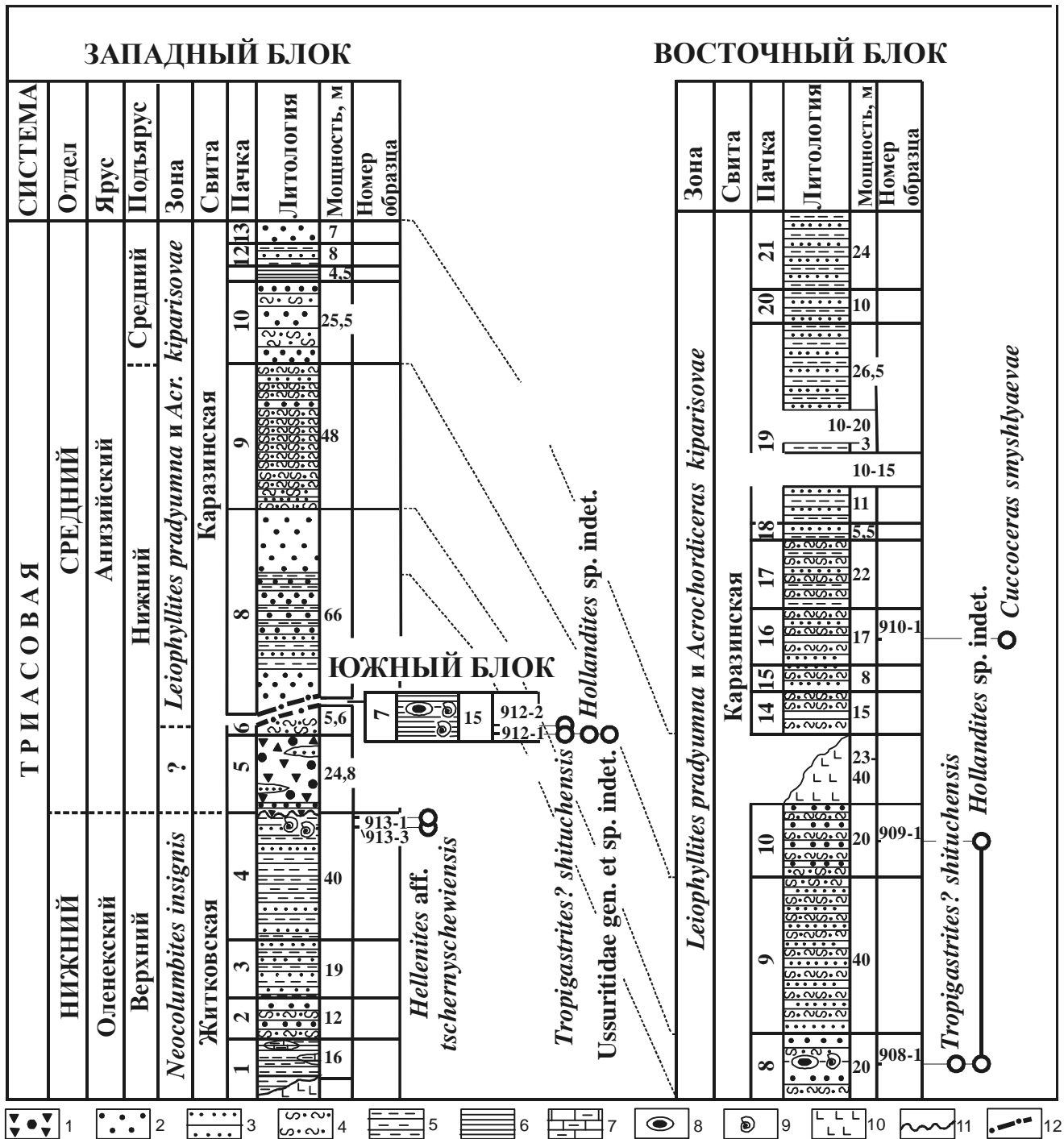


Рис. 2. Стратиграфические разрезы триасовых отложений бассейна нижнего течения р. Петровка.

1 – конглобрекции, 2 – песчаники мелкозернистые, 3 – песчаники тонкозернистые, 4 – песчаные алевролиты, 5 – алевролиты, 6 – аргиллиты, 7 – известково-мергельные породы, 8 – известково-мергельные и сидеритовые конкреции, 9 – слои с аммоноидеями, 10 – дайки, 11 – размыв, 12 – тектонический контакт.

4. Алевролиты темно-серые, песчаные, с гиероглифами, содержащие прослой алевролитов (2–7 см) и будинированные прослой серых мелкозернистых песчаников (до 2 и более метров) с галькой фельзитового состава 40,0 м

Мелкие двустворки, аммоноидеи – *Hellenites* aff. *tschernyschewiensis* Zakharov (точка № 913; координаты: 43°07'17" с.ш., 132°25'54,5" в.д.).

5. Конгло-брекчии с будинами светло-серых мелкозернистых аркозовых песчаников и маломощными линзами темно-серых тонкозернистых песчаников и песчаных алевролитов; галька мелкая (1–6 см в поперечнике), представленная преимущественно кислыми эффузивами 25,0 м

6. Песчаники серые, тонкозернистые, слоистые ... 5–6 м

Тектоническое нарушение (предполагаемая амплитуда около 10–20 м).

7. Аргиллиты темно-серые, с крупными сидеритовыми конкрециями-септариями и мелкими известково-мергельными конкрециями 15,0 м

Двустворки – *Posidonia* sp., *Monotidae* gen. et sp. indet. (в аргиллитах и конкрециях), аммоноидеи – *Tropigastrites?* *petrovkaensis* sp. nov., *Hollandites* sp. indet., *Ussuritidae* gen. et sp. indet. (в аргиллитах) (точка 912; координаты: 43°06'00" с.ш., 132°27'08,8" в.д.).

Тектоническое нарушение (предполагаемая амплитуда – несколько десятков метров).

8. Песчаники серые, мелкозернистые, с прослоями темно-серых полосчатых песчаных алевролитов, содержащих известково-мергельные конкреции, и серых тонкозернистых песчаников 66 м

Аммоноидеи – *Tropigastrites?* *tauchensis* sp. nov., *Hollandites* sp. indet. (точки 908, 909; координаты, соответственно: 43°06'31,5" с.ш., 132°27'42,9" в.д. и 43°06'33,8" с.ш., 132°27'48,5").

9. Алевролиты темно-серые, песчаные, полосчатые, с редкими прослоями (0,7 м) серых тонкозернистых и мелкозернистых песчаников 40,0 м

10. Переслаивание серых мелкозернистых песчаников (0,3–7,0 м) и темно-серых полосчатых песчаных алевролитов (0,6–7,0 м) 25,5 м

По-видимому, в составе этой пачки присутствуют прослой черных пепловых туфов и хлоритизированных псаммитовых витрокластических туффитов, обнаруженные М.Е. Капланом и А.И. Зайцевой в 1965 г.

11. Алевроаргиллиты темно-серые 4,5 м

12. Тонкое переслаивание темно-серых алевролитов и серых тонкозернистых песчаников 8,0 м

13. Песчаники серые, мелкозернистые около 7,0 м

14. Алевролиты темно-серые, полосчатые, песчаные, с маломощными прослоями темно-серых тонкозернистых песчаников около 15 м

15. Переслаивание серых тонкозернистых песчаников (25–35 см) и темно-серых полосчатых песчаных алевролитов (2–30 см) 8 м

16. Алевролиты темно-серые, полосчатые, песчаные, с относительно мощными (до 70 см) прослоями серых тонкозернистых песчаников 17 м

Аммоноидеи – *Succoceras smyshlyaevae* sp. nov. (точка 910, координаты: 43°06'35" с.ш., 132°27'35,8" в.д.).

17. Тонкое переслаивание темно-серых полосчатых песчаных алевролитов (до 0,7 м) и серых тонкозернистых песчаников (0,1–0,2 м) 22 м

18. Алевролиты темно-серые, полосчатые, пятнистые, с мощными (до 1,5 м) прослоями серых тонкозернистых песчаников 5,5 м

19. Тонкое переслаивание темно-серых полосчатых алевролитов и серых тонкозернистых песчаников около 70 м

20. Алевролиты темно-серые, полосчатые, песчаные, со сравнительно мощными (до 50 см) прослоями серых тонкозернистых песчаников 10 м

21. Тонкое переслаивание темно-серых полосчатых алевролитов (20–50 см) и серых тонкозернистых песчаников (2–15 см) 24 м

Мощность исследованной части шимеузской толщи в разрезе около 450 м. Отложения шимеузской толщи в низовьях р. Петровки, судя по данным И.В. Бурия, несогласно перекрываются карнийскими песчаниками и алевролитами с флористическими остатками садгородского комплекса [11].

ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ КОМПЛЕКСОВ АММОНОИДЕЙ

Находка четырех представителей позднеоленекского рода *Hellenites* в верхней части пачки 4 приведенного выше разреза дает основание полагать, что пачки 1–4 данного разреза (общей мощностью около 87 м) имеют раннетриасовый возраст. Виды рода *Hellenites* в Южном Приморье установлены только в пределах зоны *Neocolumbites insignis*, слагающей нижнюю часть верхнего подъяруса оленекского яруса и имеющей мощность в опорных разрезах о. Русский около 60 м [4, 5, 16]. Стратиграфически ниже зоны *Neocolumbites insignis* на о. Русский располагаются зоны нижнего подъяруса оленекского яруса: *Hedenstroemia bosphorensis*, *Anasibirites nevolini* и *Tirolites–Amphistephanites* общей мощностью около 150 м. В опорных разрезах о. Русский она перекрывается небольшой по своей мощности (14–20 м) зоной *Subcolumbites multiformis*, выше которой располагаются зоны *Ussuriphyllites amurensis* и *Leio-phyllites pradyumna* нижнего подъяруса анизийского яруса и зона *Acrochordiceras kiparisovae* (= *Phyllocladiscites basarginensis*) среднего подъяруса анизийского яруса [5, 16].

Четыре нижние пачки описываемого разреза вероятнее всего принадлежат единой зоне *Neocolumbites insignis*, присутствие здесь по крайней мере нижних зон нижнего подъяруса оленекского яруса, судя по суммарной мощности пачек 1–4, представляется маловероятным. Происхождение голотипа упомянутого во введении вида *Dieneroceras chaoi* Kipar.

из зоны *Hedenstroemia bosphorensis* нижней части нижнего подъяруса оленекского яруса о. Русский не вызывает сомнений. Все известные хорошо сохранившиеся представители этого вида в других разрезах Южного Приморья (Аякс, Гольй, Южнореченск, Три Камня) были встречены на этом же стратиграфическом уровне [4, 5, 7, 16], что позволяет утверждать, что *Dieneroceras chaoi* является типичным представителем раннеоленекского фаунистического комплекса. Присутствие этого раннеоленекского вида в нижнем триасе окрестностей с. Петровка предполагалось Л.Д. Кипарисовой [7] лишь на основе неполноценного коллекционного материала (отпечатков раковин). В настоящее время нет убедительных доказательств присутствия раннеоленекских отложений в бассейне р. Петровки.

Т.М. Окунева и А.А. Железнов [10, 11] приводят сведения о присутствии позднеоленекских *Hellenites inopinatus* Kirg. в верховьях р. Петровки, однако, судя по изображению одного из них, встреченного в районе Душкинского перевала [10 (табл. 2, фиг. 2)], найденные Т.М. Окуновой аммоноидеи принадлежат, по нашему мнению, другому позднеоленекскому виду – *Preflorianites venustus* Zakh., известному из зоны *Neocolumbites insignis* о. Русский [6].

Возраст пачек 5 и 6 описываемого разреза палеонтологически не обоснован, но их положение в разрезе и особенности литологического состава (конглобрекчии и песчаники) не противоречат представлениям М.Е. Каплана и А.И. Зайцевой (1965 г.), согласно которым конглобрекчии являются базальными слоями анизия в этом разрезе. В этом случае, отсутствие в разрезе верхней зоны оленекского яруса (*Subcolumbites multiformis*) представляется свидетельством размыва оленекских отложений на границе нижнего и среднего триаса.

В вышележащих отложениях пачек 7 и 8 доминируют представители *Tropigastrites? shituchense* sp. nov. (в ассоциации с представителями рода *Hollandites*), первоначально встреченные в раннеанизийской зоне *Leiophyllites pradyumna* восточного побережья Уссурийского залива, в ассоциации с *Leiophyllites pradyumna* (Diener), *Tropigastrites sublahontanus* Zakh. и *Hollandites tozeri* Zakh. [4]. В связи с этим принадлежность пачек зоне *Leiophyllites pradyumna* нижнего подъяруса анизийского яруса не вызывает сомнений.

Возможное присутствие среднеанизийских отложений зоны *Acrochordiceras kiparisovae* в верхней части разреза подтверждается находкой представителя рода *Succoceras* (*C. smyshlyaevae* sp. nov.), обычного для этой зоны Южного Приморья, в пачке 16.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Обнажающаяся часть шимеузской толщи (житковская и каразинская свиты) в низовьях р. Петровки представлена, по-видимому, лишь позднеоленекской зоной *Neocolumbites insignis* и зонами нижнего и среднего анизия.

Предполагаемый перерыв на границе оленекского и анизийского ярусов (в основании пачки конглобрекчий) в бассейне р. Петровки не превышает, по-видимому, объема верхней зоны оленекского яруса (*Subcolumbites multiformis*), мощность которой в Южном Приморье составляет 14–20 м. Предполагается, что бассейн р. Петровки является единственным местом в Южном Приморье, где анизий с размывом перекрывает нижнетриасовые отложения. Но вызывает сомнение предполагаемое М.Е. Капланом и А.И. Зайцевой (1965 г.) подводно-оползневое происхождение крупных глыб песчаников, встречающихся в возможных базальных слоях анизия правобережья р. Петровки (район руч. Широкого, между точками 913 и 919) (рис. 1). Судя по нашим наблюдениям, эти глыбы имеют, скорее всего, тектоническую природу, являясь следствием будинажа массивных слоев песчаников.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы признательны П.Л. Неволину, А.В. Олейникову, В.К. Попову и В.П. Симаненко за полученные консультации, И.В. Коноваловой за предоставление материалов И.В. Бурия (1970 г.), М.Е. Каплана и А.И. Зайцевой (1965 г.), хранящихся в Геологических фондах Приморской поисково-съёмочной экспедиции (Владивосток), В.В. Голозубову за критические замечания.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта 04-05-64061 РФФИ.

ОПИСАНИЕ ВИДОВ

Надсемейство Tropitaceae Mojsisovics, 1875

Семейство Tropiceltidae Spath, 1951

Подсемейство Tropiceltinae Spath, 1951

Род *Hellenites* C. et O. Renz, 1948

Hellenites aff. *tschernyschewiensis* Zakharov, 1968

Ф о р м а (рис.3а-д). Раковина дискоидальная, эволютная, с узко округленной вентральной стороной. Вентральный перегиб не выражен. Боковые стороны слабо выпуклые. Умбиликальная стенка низкая, с округленным краем. Умбиликус широкий.

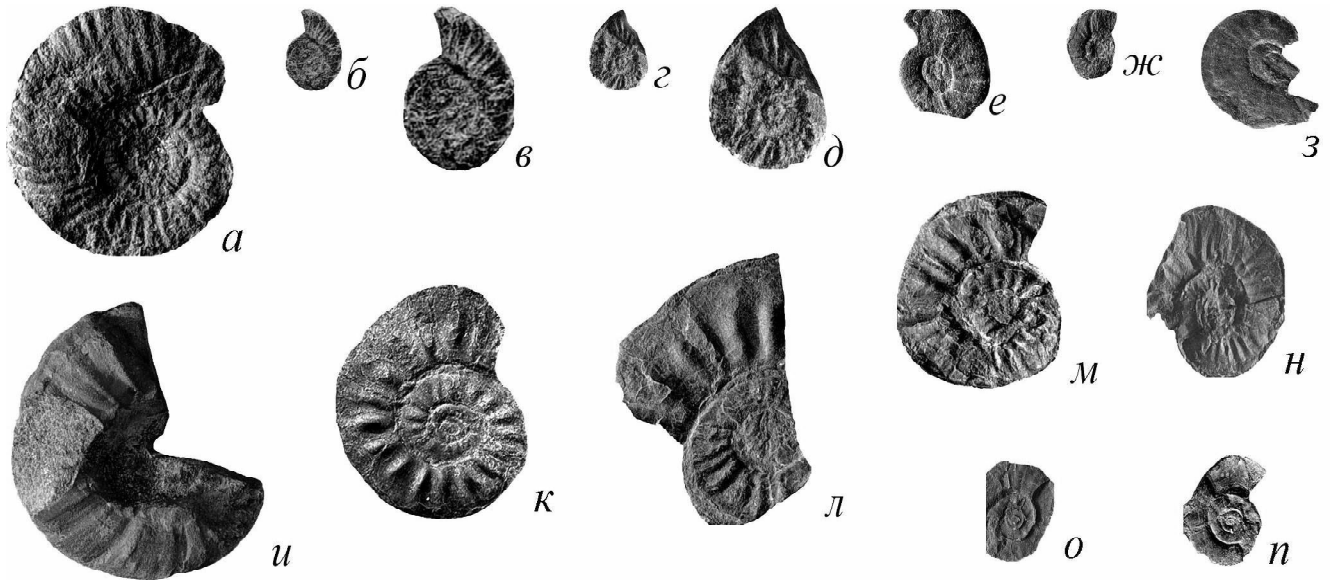


Рис. 3. Оленекские и анизийские аммоноидеи бассейна р. Петровки, Шкотовский район Южного Приморья

а–д – *Hellenites* aff. *tschernyschewiensis* Zakh., правобережье р. Петровки, оленекский ярус, зона *Neocolumbites insignis*; а – экз. № 1/840, ×1, б – экз. № 2/840, ×1, в – тот же экз., ×2; г – экз. № 3/840, ×1, д – тот же экз., ×2; е–з – *Hollandites* sp. indet., правобережье р. Петровки, анизийский ярус, зона *Leiophyllites pradyumna*: е – экз. № 12/840, ×1, карьер у Большекаменского водохранилища, ж – экз. № 14/840, ×1, карьер у Большекаменского водохранилища, з – экз. № 13/840, ×1, карьер у серпантина; и – *Cuccoceras smyshlyaevae* Zakh., голотип 10/840, ×1, карьер у Большекаменского водохранилища, зона *Acrochordiceras kparisovae*; к–п – *Tropigastrites? shituchense* Zakh., карьер у серпантина, анизийский ярус, зона *Leiophyllites pradyumna*: к – экз. № 6/840, ×1, л – экз. № 5/840, ×1, м – экз. № 7/840, ×1, н – экз. № 8/840, ×1, о – экз. № 9/840, ×1, п – экз. № 11/840, ×1.

Размеры (мм) и соотношения:

№ экз.	Д	В	Ш	Ду	В/Д	Ш/Д	Ду/Д
ДВГИ 1/840	34,8	14,0	8,0?	15,6	0,40	0,23?	0,45
ДВГИ 2/840	10,7	4,2	-	4,2	0,39	-	0,39
ДВГИ 3/840	9,9	4,9	1,9?	3,5	0,49	0,19?	0,35

Скульптура. Поверхность раковины покрыта часто расположенными ребрами, резко изгибающимися вперед на вентральном перегибе и продолжающимися на вентральной стороне.

Лопастная линия почти не сохранилась. Второе боковое седло уже и ниже первого.

Сравнение. По степени эволютивности раковины описываемая форма имеет наибольшее сходство с *Hellenites tschernyschewiensis* Zakh. [4], но отличается более грубой ребристостью раковины.

Замечание. Описываемая форма является, вероятно, новым видом, хотя отсутствие полноцен-

ной информации по ее лопастной линии затрудняет сравнение с другими видами.

Распространение. Оленекский ярус (верхняя часть) Южного Приморья.

Материал. 4 экз. Найдены в песчанистых алевролитах правого борта р. Петровки (пол. № 913-1, 2).

Надсемейство Ceratitaceae Mojsisovics, 1879

Семейство Balatonitidae Spath, 1951

Род Cuccoceras Diener, 1905

***Cuccoceras smyshlyaevae* Zakharov, sp. nov.**

Видовое название в честь магистра О.П. Смышляевой, автора находки.

Голотип № ДВГИ 10/840, Южное Приморье, северо-западная окраина карьера у Большекаменского водохранилища; анизийский ярус, зона *Acrochordiceras kparisovae*.

Форма (рис. 3и). Раковина дискоидальная, эволютная, с округленной вентральной стороной. Вентральные перегибы плохо выражены, круто ок-

ругленные в приустьевой части жилой камеры (рис. 4в). Боковые стороны уплощенные. Умбиликальная стенка высокая, наклонная, с круто округленным краем. Умбиликус широкий.

Размеры (мм) и соотношения:

№ экз.	Д	В	Ш	Ду	В/Д	Ш/Д	Ду/Д
ДВГИ 10/840	36,9	13,8	10,3?	15,9	0,37	0,28	0,43

Скульптура. Радиальная скульптура боковых сторон представлена грубыми ребрами, затухающими у вентральных перегибов, складками и отчетливыми пережимами, изогнутыми вперед на вентральных перегибах и продолжающихся на вентральной стороне. Затухающие на вентральных перегибах ребра имеют в этих местах небольшие вздутия, приближающиеся по своей форме к бугоркам.

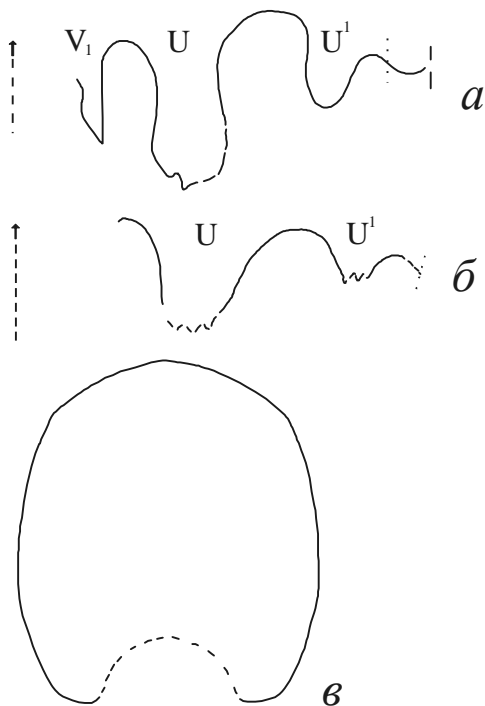


Рис. 4. Лопастные линии и форма поперечного сечения оборотов раковин анизийских аммоноидей бассейна р. Петровки и смежной территории Шкотовского района.

a – лопастная линия голотипа *Tropigastrites? shituchense* Zakh. (экз. №533/801) при В = 11,0 мм; восточное побережье Уссурийского залива между мысами Голый и Чиган; зона *Leiophyllites pradyumna*; *б-в* – голотип *Succoceras smyshlyaevae* Zakh. (экз. № 10/840): *б* – лопастная линия при В = 11,0 мм, *в* – форма поперечного сечения оборота раковины при В = 13,7 мм; карьер у Большаковского водохранилища, зона *Acrochordiceras kiparisovae*.

Лопастная линия (рис. 4б), плохо сохранившаяся, представлена тремя боковыми седлами, уменьшающимися в своих размерах по направлению к умбиликусу. Лопасть U – глубокая, лопасть U¹ – мелкая.

С р а в н е н и е . От близкого по форме раковины и лопастной линии *Succoceras bonae-vistae* [13] отличается большей шириной раковины и более выраженными вентральными перегибами в приустьевой части жилой камеры, снабженными намечающимися бугорками.

Р а с п р о с т р а н е н и е . Анзийский ярус (средняя часть) Южного Приморья.

М а т е р и а л . 1 экз. (голотип).

Надсемейство *Columbitaceae* Zakharov, 1978

Семейство *Columbitidae* Spath, 1934

Род *Tropigastrites* Smith, 1914

Tropigastrites? shituchense Zakharov, sp. nov.

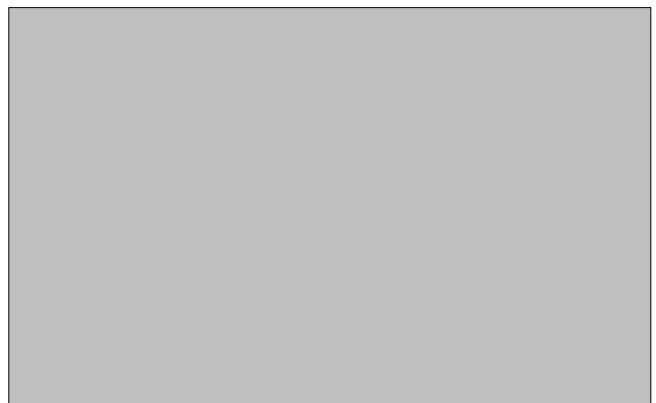
Видовое название от Шитухе, прежнего названия р. Петровки.

Tropigastrites? sp.: [4], с. 115, табл. 22, фиг. 2.

Г о л о т и п № ДВГИ 533/801): Южное Приморье, восточное побережье Уссурийского залива между мысами Голый и Чиган; анзийский ярус, зона *Leiophyllites pradyumna*.

Ф о р м а (рис. 3к-п). Раковина тонкодискоидальная, эволютная, с узкой округленной вентральной стороной. Боковые стороны слабо выпуклые. Умбиликальная стенка низкая, с округленным краем. Умбиликус широкий.

Размеры (мм) и соотношения:



С к у л ь п т у р а . Боковые стороны несут грубые прямые радиальные ребра, затухающие у вентрального перегиба.

Лопастная линия (рис. 4а). Вентральная лопасть разделена срединным седлом на две узкие острокопечные ветви. Лопасть U глубокая, зазубренная в основании; две последующие – короткие.

Сравнение. От сходного по скульптуре *Tropigastrites lahontanus* Smith [14] отличается существенно иным строением лопастной линии: узким первым боковым седлом и узкими остроконечными ветвями вентральной лопасти.

Распространение. Анизийский ярус (нижняя часть) Южного Приморья.

Материал. Помимо голотипа 10 экз. встречено на правом берегу р. Петровка (пол. № 912-1,2) и 1 экз. – в южной части карьера Большекаменского водохранилища (пол. № 908-1).

ЛИТЕРАТУРА

1. Бураго А.И., Бурий И.В., Берсенев И.И. Триасовая система // Геология СССР. Т. 32: Приморский край. Ч. 1. Геологическое описание. М.: Недра, 1969. С. 197–224.
2. Бурий Г.И. Нижнетриасовые конодонты Южного Приморья. М.: Наука, 1979. 143 с.
3. Бурий И.В. Стратиграфия триасовых отложений южного Приморья // Труды Дальневост. политехн. ин-та. 1959. Т.54, вып. 1. С. 3–34.
4. Захаров Ю.Д. Биостратиграфия и аммоноидеи нижнего триаса Южного Приморья. М.: Наука, 1968. 175 с.
5. Захаров Ю.Д. Раннетриасовые аммоноидеи Востока СССР. М.: Наука, 1978. 224 с.
6. Захаров Ю.Д., Рыбалка С.В. Эталоны перми и триаса Тетической области // Проблемы биостратиграфии перми и триаса востока СССР. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1987. С. 6–48.
7. Кипарисова Л.Д. Палеонтологическое обоснование стратиграфии триасовых отложений Приморского края. Ч. 1. Головоногие моллюски // Труды Всес. науч.-исслед. геол. ин-та, нов. сер. 1961. Т. 48. С. 1–278.
8. Коновалова И.В. Шитухинская свита // Стратиграфический словарь СССР. Триас, юра, мел. Л.: Недра, 1979. 478 с.
9. Маркевич П.В., Захаров Ю.Д., Ханчук А.И. Новые данные о формированиях нижнего и среднего триаса юго-западного Сихотэ-Алиня // Докл. АН. 2003. Т. 393, № 5. С. 652–655.
10. Окунева Т.М., Железнов А.А. О верхнетриасовом возрасте шитухинской свиты (Южное Приморье) // Докл. АН СССР. 1977. Т. 232, № 4. С. 879–882.
11. Окунева Т.М. Биостратиграфия морских юрских отложений восточного Забайкалья и некоторые вопросы корреляции нижнего мезозоя юго-востока России // Тихоокеан. геология. 2003. Т. 22, № 4. С. 64–82.
12. Решения IV Межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою юга Дальнего Востока и Забайкалья (Хабаровск, 1990 г.): Объясн. зап. к стратигр. схемам. Хабаровск, 1994. 123 с.
13. Сей И.И., Калачева Е.Д. Биостратиграфия нижнеюрских отложений Дальнего Востока // Геология и геофизика. 1974. № 4. С. 11–17.
14. Hyatt A., Smith J. The Triassic cephalopod genera of America // U.S. Geol. Surv. Profess. Paper, Ser. C. 1905. N 40. P. 1–394.
15. Smith J. The Middle Triassic invertebrate faunas of North America // U.S. Geol. Surv. Profess. Paper. 1914. N 83. P. 1–254.
16. Zakharov Y.D. Ammonoid evolution and the problem of the stage and substage division of the Lower Triassic // Мém. Géologie (Lausanne). 1997. N 30. P. 121–136.

Поступила в редакцию 15 августа 2004 г.

Рекомендована к печати Л.И. Попеко

Yu.D. Zakharov, A.M. Popov, G.I. Buriy, O.P. Smyshlyaeva

The problem of the Lower – Middle Triassic boundary within the Shimeuza sequence of the Petrovka River basin (South Primorye)

The new finds of ammonoids showed that the Shimeuza sequence in the Petrovka low reaches is represented by the Upper Olenekian and Lower and Middle Anisian (Triassic). It is suggested that the Lower and Middle Triassic section of the Petrovka River basin differs from other Triassic basic sections of South Primorye in the erosion of the Upper Olenekian *Subcolumbites multiformis* zone at the Olenekian–Anisian boundary. The new ammonoid taxa are described.

Key words: biostratigraphy, Triassic, Olenekian and Anisian stages, ammonoids, South Primorye, Petrovka River.

ПЕРВЫЕ НАХОДКИ СРЕДНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ КОНОДОНТОВ В ЗАПАДНОМ ПРИОХОТЬЕ

Л.П. Эйхвальд

Федеральное государственное унитарное геофизическое предприятие “Дальгеофизика”,
г. Хабаровск

Приведены результаты биостратиграфического изучения разрезов лантарской и улуйканской свит в стратотипической местности. Впервые выделены и монографически описаны конодонты, проведено сопоставление с конодонтовыми зонами Стандартной стратиграфической шкалы.

Ключевые слова: конодонты, силур, девон, Западное Приохотье.

ВВЕДЕНИЕ

В среднем палеозое в Западном Приохотье, представлявшем собой краевую часть Сибирского палеоконтинента, в Юдомо-Майской и Аянской зонах перикратонных погружений накапливались морские карбонатно-терригенные отложения. Наиболее полный разрез среднепалеозойских отложений наблюдается в Лантарском районе Аянской структурно-формационной зоны [9]. Среднепалеозойские образования здесь представлены силурийской лантарской свитой, ниже-среднедевонской улуйканской и верхнедевонскими танчинской и ийкандинской свитами.

Первые находки среднепалеозойской фауны в Лантарском районе были сделаны в 1936 г. К.В. Антоновым. На левобережье р. Лантарь в приустьевой части р. Улуйкан были установлены фаунистически охарактеризованные силурийские образования, представленные известняками с прослоями сланцев, с гравелитами в основании, несогласно перекрывающие зеленые сланцы предположительно протерозойского возраста. В составе силурийской фауны были определены кораллы и брахиоподы (определения Э.З. Бульванкер и Н.Е. Чернышевой) венлокского и лудловского возраста. В 1957 г. А.И. Гуськовой в этом же районе в алевролитах на левобережье р. Лантарь ниже устья р. Улуйкан была обнаружена фауна среднего девона.

Достаточно обоснованная схема стратиграфии среднего палеозоя Лантарского района, сохранившая свое значение до настоящего времени, была разработана в процессе геологосъемочных работ масштаба 1:200 000 сотрудниками ВАГТа [4, 5]. Не-

расчлененные отложения венлока и лудлова, распространенные в нижнем течении р. Лантарь и в верховьях рек Улуйкан и Мерикон, В.И. Гольденберг выделил в качестве лантарской свиты. Фаунистически охарактеризованные разрезы свиты изучены им по левобережью р. Лантарь, где в средней ее части в известняках, песчаниках и алевролитах выявлены брахиоподы (определения Н.В. Литвинович) и типичные для венлокского яруса кораллы (определения Т.Т. Шарковой и М.М. Смеловской), а в глинистых известняках и аргиллитах верхней части свиты собраны характерные для лудловского яруса брахиоподы (определения Н.В. Литвинович). Нерасчлененные эйфельские и живетские отложения в нижнем и среднем течении р. Лантарь и в верховьях р. Улуйкан Е.Г. Турченева и В.И. Гольденберг [4] выделили под названием улуйканской свиты (1000–1200 м). Свита представлена известняками, алевролитами, аргиллитами и конгломератами. Она трансгрессивно залегает на разных горизонтах силура и породах верхнего протерозоя–нижнего кембрия. В известняках низов средней части свиты на левом берегу р. Лантарь, в 1,0 км ниже устья р. Улуйкан, ими обнаружены *Pseudamplexus quadripartitus* Soshk., *P. ligeriensis* (Barrois), *Diplochone* sp. (опр. В.А. Сытовой и М.М. Смеловской), в известняках верхов в той же части свиты по левому притоку р. Улуйкан встречены *Placocoenites monostichus* (Frech.), *P. cf. jbesus* Schark., *Pachyfavosites polymorphus* (Goldf.), *Spongophyllum sedgwicki* Edw. et H., *Neostriphophyllum waltheri* (Yoh),

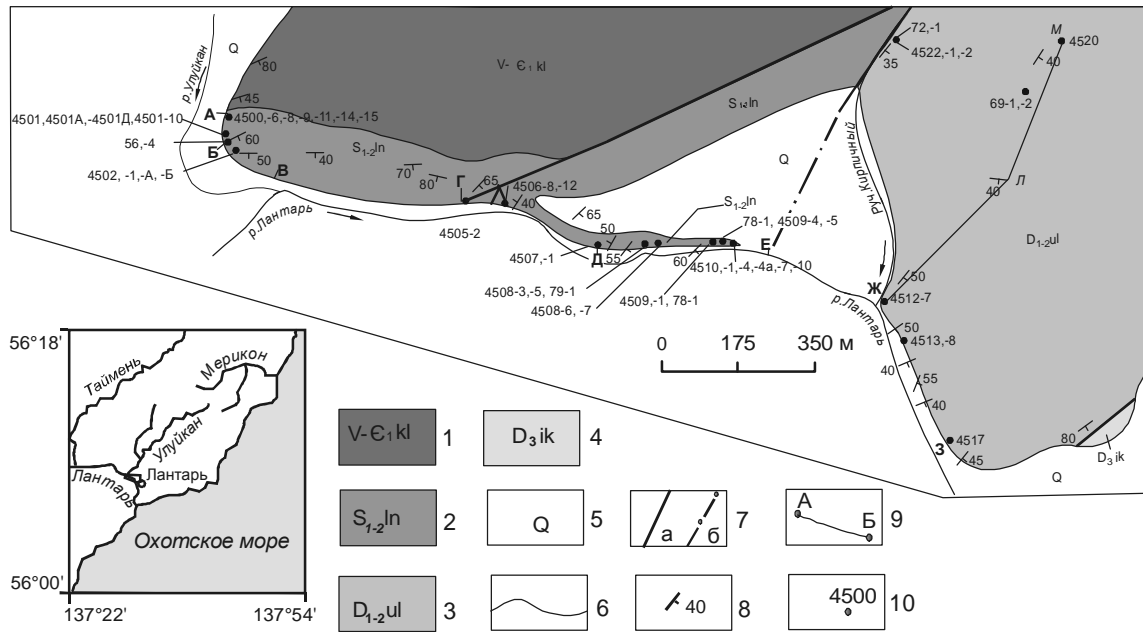


Рис. 1. Схема расположения разрезов лантарской и улуйканской свит (геологические контуры по материалам М.К. Жевержеевой, 1994 г.)

1 – венд–нижний кембрий, килькинская свита, 2 – нижний-верхний силур, лантарская свита, 3 – нижний-средний девон, улуйканская свита, 4 – верхний девон, ийкандинская свита, 5 – четвертичные отложения, 6 – геологические границы между разновозрастными подразделениями, 7 – разрывные нарушения: а – достоверные, б – скрытые под четвертичными отложениями, 8 – элементы залегания пород, 9 – геологические разрезы, 10 – местонахождение органических остатков и их номер.

Dialithophyllum sp., *Cupressocrinites crassus* Goldf. (определения Т.Т. Шарковой, М.М. Смеловской и Р.С.Елтышевой). Основываясь на заключениях палеонтологов, определявших фауну, В.И. Гольденберг относит низы средней части свиты к эйфельскому, а верхи – к живетскому ярусам.

В 1991 году автором было осуществлено изучение разрезов лантарской и улуйканской свит на левобережье нижнего течения р. Лантарь (рис. 1) с повторными сборами фаунистических остатков и отбором проб для микрофаунистического анализа. Для обоснования возраста среднепалеозойских отложений оказалось возможным привлечь новую для региона группу фауны – конодонтов. Ниже приводятся результаты этих работ и дается описание и изображение наиболее значимых для стратиграфического расчленения видов конодонтов (табл. 1; 2, фиг. 1–3, 6, 8–19). Для широко распространенных, но имеющих плохую сохранность, а потому определенных в открытой номенклатуре конодонтов приведены только изображения (табл. 2, фиг. 4, 5, 7; табл. 3). Коллекция хранится в г. Хабаровске, в Геологическом музее ФГУГП “Дальгеофизика” под номером 54М.

ОПИСАНИЕ РАЗРЕЗОВ

По данным крупномасштабных геологосъемочных работ, выполненных А.Д. Петуховым и М.К. Жевержеевой в 1990–1991 гг., отложения лантарской свиты распространены узкой полосой вдоль побережья Охотского моря, от нижнего течения р. Лантарь до верховьев р. Мерикон (рис. 1). Ширина выходов свиты изменяется от 300 до 1200 м, достигая максимума на левобережье руч. Улуйкан, левого притока р. Лантарь. Карбонатно-терригенные образования свиты с разрывом и базальными конгломератами в основании залегают с угловым несогласием на отложениях килькинской (венд–нижний кембрий) и нячинской (нижний кембрий) свит и, в свою очередь, перекрываются с разрывом отложениями улуйканской свиты. На фоне моноклинального залегания свиты наблюдаются редкие пологие складки с северо-восточным простиранием осей и падением крыльев под углами от 15 до 60°.

Отложения улуйканской свиты занимают незначительные площади, протягиваясь в виде прерывистой полосы северо-восточного простирания от руч. Амподокан на правом берегу р. Лантарь до верховьев руч. Улуйкан на левобережье нижнего тече-

ния р. Лантарь. Ширина выходов свиты колеблется от 100 до 1000 м. Она с размывом залегает на отложениях лантарской свиты и перекрывается танчинской свитой с базальными конгломератами в основании. В составе свиты преобладают алевролиты известковистые слоистые, аргиллиты, известняки, в меньшем объеме присутствуют песчаники и конгломераты с известковым цементом. Отложения свиты обладают повсеместно моноклиальным падением к юго-западу под углом 40–50°. Мощность улуйканской свиты достигает 670 м. По простиранию мощность уменьшается за счет размыва и перекрытия танчинской свитой. В районе заброшенного поселка Лантарь М.К. Жевержеевой зафиксировано наложение на размытую поверхность известковистых алевролитов улуйканской свиты валунно-галечных конгломератов, относимых к танчинской свите, в гальках и валунах которых наблюдаются известняки нячинской (нижний кембрий?), лантарской и улуйканской свит, кварциты и жильный кварц. Отложения, относимые к танчинской свите и представленные преимущественно конгломератами, переходящими по простиранию в песчаники, распространены в виде линейной полосы вдоль Удского вулканогена от среднего течения р. Лантарь до среднего течения р. Мерикон. Они трансгрессивно налегают на отложения килькинской, нячинской, лантарской и улуйканской свит и согласно перекрываются ийкандинской свитой. Мощность танчинской свиты здесь составляет 580 м.

В составе ийкандинской свиты, закартированной в бассейне руч. Хвойного и верхнем течении руч. Амподокан, преобладают алевролиты, песчаники, гравелиты, конгломераты и аргиллиты. В песчаниках на левобережье руч. Хвойного Г.Н. Прокопенко собраны брахиоподы *Cyrtospirifer* ex gr. *verneuili* (Murch.), а в известковистых алевролитах на левобережье нижнего течения р. Лантарь – *Cyrtospirifer* sp., *Tylothyris* cf. *posterus* (H. et Cl.), характерные для фаменского яруса верхнего девона. Отложения свиты с угловым несогласием перекрываются вулканогенной верхнеюрской джелонской свитой.

Наиболее полный разрез лантарской свиты изучен по коренным обнажениям на левобережье р. Лантарь, прослеживающимся вниз по течению от устья р. Улуйкан (рис. 2, 3), где выше аргиллитов килькинской свиты наблюдаются (снизу вверх, мощность в м):

Пачка 1

1. Конгломераты среднегалечные, переходящие в валунно-галечные, с известковым цементом, содержащие в гальках подстилающие породы (аргиллиты зеленоватые и фиолетовые 0,5–1,2

2. Переслаивающиеся (через 5–10 см) песчаники мелко-среднезернистые, полимиктовые, зеленовато-серые и известковистые гравелиты 1,5

3. Конгломераты мелкогалечные, серые, с песчанитым заполнителем, с прослоями песчаников среднезернистых (0,3 м) и мелкозернистых (2–10 см) серых и коричневатых 1,0

4. Песчаники неравномернозернистые (от мелкозернистых до гравийных), зеленовато-серые, с четкими (0,3 м) или размывными слоями песчаников среднезернистых, зеленовато-серых, в верхней части слоя – крупнозернистые 3,7

5. Песчаники литокластические, гравийные, зеленовато-серые, в средней части с несколькими маломощными (1–9 см) линзовидными прослоями брекчированных мелкозернистых серых известняков и алевролитов песчанитых с известковым цементом. В известняках остатки *Dalmanella* sp. indet., *Pentamerus* ex gr. *oblongus* (Sow.), *Zygospiraella* cf. *duboisii* (Vern.), кораллов, мшанок, строматопорат, криноидей, трилобитов, единичных конодонтов *Panderodus* aff. *gracilis* (Br. et M.) и полихет 16,3

6. Конгломераты мелкогалечные, серые 0,75

7. Песчаники известковистые, мелкозернистые, светло-серые, с маломощными прослоями (0,5–1,5 см) брахиоподового ракушняка с редкими остатками кораллов, мшанок и криноидей. В брахиоподовом ракушняке определены *Dalmanella* cf. *neocrassa* (Nikif.), *Pentamerus* ex gr. *oblongus* (Sow.), *Eospirigerina* (?) sp. В кровле слоя также отмечаются прослойки брахиоподового ракушняка с *Pentamerus* ex gr. *oblongus* (Sow.) 0,8

8. Конгломераты мелкогалечные, постепенно переходящие в средней части слоя в песчаник полимиктовый, среднезернистый (0,7 м) 6,0

9. Песчаники мелкозернистые, зеленовато-серые, постепенно переходящие в гравелиты 2,0

10. Песчаники мелкозернистые, зеленовато-серые, с прослоем (0,3 м) песчаника среднезернистого, коричневатого-серого 2,0

11. Конглобрекчия валунно-галечная с известковым цементом, сложенная обломками аргиллитов 4,0

12. Алевролиты известковистые, серые, с остатками брахиопод *Hesperorthis* sp., *Atrypida*, *Pentamerus* ex gr. *oblongus* (Sow.), *Alispira* sp., *Zygospiraella* sp., кораллов, мшанок, криноидей, частично перекристаллизованных, гастропод и фрагментами головных щитов трилобитов ... 1,5

13. Песчаники мелко-среднезернистые, постепенно переходящие в гравелиты с *Resserella* sp., *Brachyprion* sp., *Pentamerus* ex gr. *oblongus* (Sow.), *Protatrypa* cf. *septentrionalis* (Nikif.) и остатками кораллов 2,0

14. Алевролиты известковистые, с тонкими прослоями аргиллитов, с остатками *Hesperorthis* sp., *Resserella* sp., *Brachyprion* sp., *Pentamerus* ex gr. *oblongus* (Sow.), *Atrypida* (фрагменты), *Zygospiraella* ex gr. *duboisii* (Vern.), кораллов, криноидей, мшанок и трилобитов 1,3

15. Песчаники известковистые, алевролитистые, мелкозернистые, коричневатые-серые, с единичными прослоями (10–20 см) песчаников средне-крупнозернистых до граве-

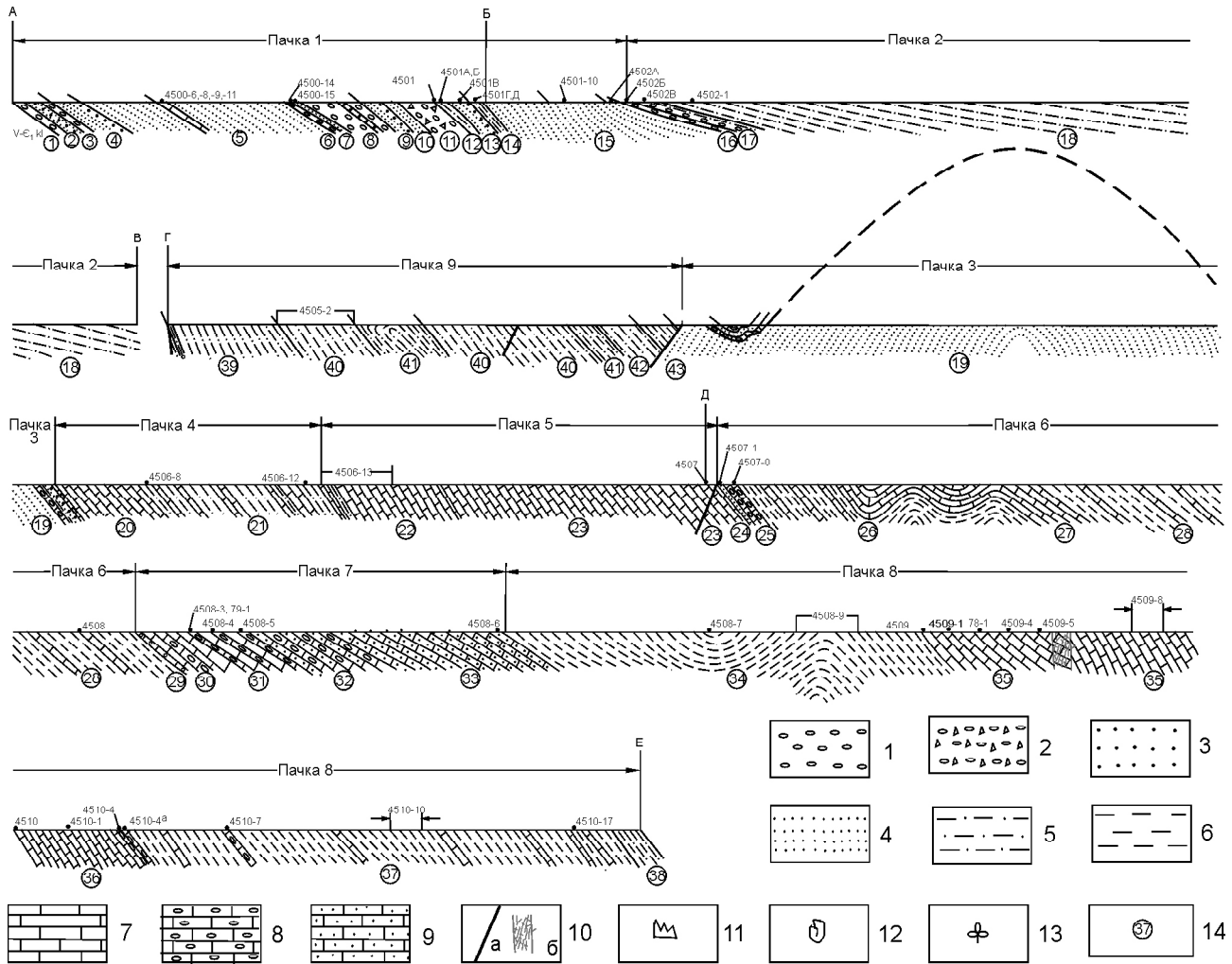


Рис. 2. Разрез отложений лантарской свиты.

1 – конгломерат, 2 – конглобрекция, 3 – гравелит, 4 – песчаник, 5 – алевролит, 6 – аргиллит, 7 – известняк, 8 – известняк органогенный, 9 – известняк песчанистый, 10 – а) разрывное нарушение, б) зона дробления, 11 – микрофауна, 12 – макрофауна, 13 – флора, 14 – номер слоя.

литов, с *Hesperorthis* sp. indet., *Dalmanella* cf. *neocrassa* (Nikif.), *Brachyprion* sp., *Pentamerus* ex gr. *oblongus* (Sow.), *Zygospiraella* sp. и остатками кораллов, мшанок, криноидей и трилобитов 14,5
 16. Конгломераты мелкогалечные, с фрагментами, остатками кораллов и мшанок 0,2
 Мощность пачки около 59 м.

Пачка 2

17. Переслаивающиеся конгломераты мелкогалечные и алевролиты известковистые, мелкоалевритовые, серые, зеленовато-коричневые, содержащие *Dalmanella* cf. *neocrassa* (Nikif.), *Resserella* sp., *Brachyprion* sp., *Pentamerus* ex gr. *oblongus* (Sow.), *Plectatrypa* cf. *imbricata* (Sow.), *Zygospiraella* cf. *duboisii* (Vern.), остатки кораллов, мшанок, криноидей, трилобитов и ядра гастропод 0,5
 18. Алевролиты известковистые, серые, в нижней части с *Dalmanella* cf. *neocrassa* (Nikif.), *Resserella* sp.,

Brachyprion sp., *Pentamerus* ex gr. *oblongus* (Sow.), *Zygospiraella* ex gr. *duboisii* (Vern.), *Protatrypa* (?) sp., остатками кораллов, трилобитов, редкими ядрами гастропод и пелелипод 100

Мощность пачки более 100 м.

Отложения обеих пачек содержат один и тот же комплекс брахиопод, позволяющий датировать их поздним лландовери.

Пачка 3

19. Песчаники известковистые, мелкозернистые, серые, в верхней части переслаивающиеся с алевролитами известковистыми, органогенными криноидными и коралловыми известняками, гравелитами 31,5

Взаимоотношения песчаников с алевролитами пачки 2 не ясны, их выходы разобщены обнажениями пород с граптолитами позднего лудлова (пачка 9).

СИСТЕМА	ОТДЕЛ	ЯРУС	№ ОБРАЗЦОВ С ОРГАНИЧЕСКИМИ ОСАТКАМИ	№ ПАЧЕК	МОЩНОСТЬ, м		
С И Л У Р И Й С К А Я	В Е Р Х Н И Й	Л У Д Л О В С К И Й	4505-2	9	39,5		
			Взаимоотношения не ясны				
			4510-17				
			4510-10				
			4510-7				
			4510-4а 4510.4	8	128,5		
			4510-1 4510 4509-8				
			4509-5 4509-4 78-1 4509-1 4509 4508-9 4508-7				
			4508-6	7	31,2		
			4508-5,79,78-10 4508-4 4508-3,79-1				
				6	49,7		
			4507-0 4507-0				
				5	55		
			4506-13 4506-12				
			4506-8	4	35		
	3	31,5					
Взаимоотношения не ясны							
	2	100,5					
П Л А Н Д О В Е Р И Й С К И Й	Н И Ж Н И Й	В Е Ш Н О Е	4502-1 4502Б 4502С 4502А 4501-10				
			4501ГД 4501В 4501,4501-А,Б	1	58,8		
			4500-14,4500-15				
			4500-6,-8,-9,-11				

V-Є,kl

Пачка 4

20. Известняки мелкозернистые, алевролитистые, линзовидно-слоистые, темно-серые 10

21. Известняки алевролитистые, темно-серые, переслаивающиеся с алевролитами известковистыми, темно-серыми. По плоскостям напластования в алевролитах многочисленные граптолиты *Monograptus* (s.l.) sp. indet. (опр. Н.В. Сенникова), в известняках обломки стержневидных конодонтов широкого возрастного диапазона *Ozarkodina* sp., *Plectospathodus* sp., *Hindeodella* sp., *Paltodus* sp. 25

Мощность пачки 35 м.

Пачка 5

22. Известняки зеленовато-серые, с тонкими прослоями алевролитов тонкослоистых, с отпечатками граптолитов 15

23. Известняки коричневатозеленые, с прослоями (1–10 см) алевролитов известковистых, тонкослоистых, темно-серых 40

Мощность пачки 55 м.

Пачка 6

24. Песчаники известковистые, коричневатые, с конодонтами *Trichonodella* sp., *Panderodus unicastatus* (Br. et M.), *Ozarkodina excavata excavata* (Br. et M.) – аппарат, *Spathognathodus* sp.1 и sp.2, *Neoprioniodus bicurvatus* (Br. et M.), *Plectospathodus* sp., *Paltodus dyscritus* Rexr., *Ligonodina silurica* Br. et M., *Ligonodina* sp. 0,5

25. Известняки органогенные, кораллово-строматопоровые, серые, с прослоями мелкогалечных конгломератов 1,7

26. Переслаивающиеся (0,1–0,5 м) аргиллиты известковистые, тонкослоистые и известняки серые и коричневатые, редкие прослой (10–15 см) песчаников известковистых, тонкослоистых 12,5

27. Известняки пелитоморфные, тонкослоистые, зеленовато-серые 5,0

28. Переслаивающиеся известняки желтовато-серые и аргиллиты известковистые, черные 30

Мощность пачки около 50 м.

Отсутствие видовых определений кораллов, недостаточно полные сборы граптолитов, широкий возрастной диапазон распространения конодонтов позволяют определить возраст отложений пачек 3–6 не точнее, чем силурийский.

Пачка 7

29. Известняки криноидные, белые, с гальками коралловых известняков 0,2

30. Известняки криноидные и глинистые серые ... 3,0

31. Известняки серые, зеленовато-серые, с маломощными (10–20 см) прослоями органогенных известняков с фрагментами брахиопод, перекристаллизованными остат-

Рис. 3. Стратиграфическая колонка к разрезу лантарской свиты. Условные обозначения см. на рис. 2.

ками криноидей, мшанок, обломками конодонтов *Panderodus unicostatus* (Br. et M.), *P. gracilis* (Br. et M.), *Spathognathodus* sp. 6,0

32. Переслаивающиеся (через 1–10 см) известняки песчаные и известняки органогенные с остатками кораллов, криноидей и мшанок перекристаллизованных и конодонтами *Panderodus gracilis* (Br. et M.), *Acodus* sp. (aff. *A. unicostatus* Br. et M.), Gen. et sp. nov. 8,0

33. Известняки песчаные, серые, с остатками брахиопод *Dolerorthis* aff. *rustica* (Sow.), *Dalmanella* ex gr. *crassa* (Lindstr.), *Brachiprion* aff. *polaris* Andr., *Gypidula* cf. *galeata* (Dalm.), *Stegerhynchus* cf. *borealis* (Schloth.), *Sphaerhynchia* cf. *wilsoni* (Sow.), *Delthyris elevatus* (Dalm.), кораллов, криноидей и мшанок, в основном перекристаллизованных, и конодонтов *Panderodus gracilis* (Br. et M.), *Ozarkodina* sp. (aff. *Oz. media* Wall.), *Plectospathodus extensus* Rh. 14

Мощность пачки более 31 м.

Комплекс ископаемых органических остатков пачки указывает на венлок-лудловский возраст отложений.

Пачка 8

34. Аргиллиты известковистые, светло-серые, с остатками кораллов, криноидей, мшанок перекристаллизованных, фрагментами брахиопод и конодонтов *Panderodus unicostatus* (Br. et M.), известных из отложений широкого возрастного диапазона (от среднего ордовика по ранний девон включительно) 20

35. Известняки глинистые, светлые, зеленовато-желтые, с прослоями (2–3 см) желваковых известняков серых, с остатками брахиопод *Dolerorthis* sp. indet., *Dalmanella* ex gr. *crassa* (Lindstr.), *Resserella* cf. *canalis* (Sow.), *Brachiprion* aff. *polaris* Andr., *Strophonella* sp., *Gypidula* ex gr. *galeata* (Dalm.), *Stegerhynchus borealis* (Schloth.), *Sphaerhynchia* cf. *wilsoni* (Sow.), *Sibirispira* sp., *Eospirifer* ex gr. *radiatus* (Sow.), *Delthyris* cf. *elevatus* (Dalm.), кораллов, мшанок, криноидей, в основном перекристаллизованных, отпечатками пелеципод, головными и хвостовыми щитами трилобитов, граптолитов *Dictyonema* sp. (опр. Н.В. Сенникова) и конодонтов *Neoprioniodus* sp. indet., *Spathognathodus* sp. indet., *Paltodus* aff. *deboliti* Rexr., *Paltodus* sp. 30

36. Известняки пелитоморфные, массивные, серые, с брахиоподами *Dalmanella* ex gr. *crassa* (Lindstr.), *Resserella canalis* (Sow.), *Brachiprion* aff. *polaris* Andr., *Strophonella* ex gr. *euglypha* (Dalm.), *Protochonetes* sp., *Alispira* aff. *gracilis* Nikif., *Eospirifer* ex gr. *radiatus* (Sow.), граптолитами *Monograptus* sp. 1, *Monograptus* sp. 2, *Dictyonema* sp. . 12.5

37. Аргиллиты известковистые, серые, желтовато-серые, с прослоями (3–8 см) плотных органогенных известняков с *Dalmanella* ex gr. *crassa* (Lindstr.), *Brachiprion* aff. *polaris* Andr., *Mesodouvillina* sp., *Strophochonetes* sp., *Gypidula* ex gr. *galeata* (Dalm.), *Sublepidina* ex gr. *sublepidina* (Vern.), *Eospirifer* ex gr. *radiatus* (Sow.), остатками кораллов, мшанок, строматопорат, криноидей различной сохранности, граптолитов *Monograptus* sp. и конодонтов

Pelekysgnathus sp., *Pterospathodus* (?) sp., *Panderodus unicostatus* (Br. et M.), *Ozarkodina excavata excavata* (Br. et M.), *Oz. crispa* (Wall.), *Oz. sp. aff. Oz. eosteinhornensis* (Wall.), *Ozarkodina* sp., *Spathognathodus* sp., *Acodus* (?) sp., *Paltodus* sp. В верхней части слоя собраны единичные остатки беззамковых брахиопод и отпечатки флоры (?) ... 62

38. Переслаивающиеся аргиллиты и алевролиты известковистые, тонкослоистые, темно-серые 4

Присутствие в комплексе брахиопод представителей рода *Mesodouvillina*, *Sublepidina* ex gr. *sublepidina*, конодонтов *Pelekysgnathus* sp. и *Ozarkodina crispa*, вероятнее всего, указывает на лудловский возраст отложений.

Мощность пачки более 128 м.

Пачка 9

39. Алевролиты известковистые, крупноалевритовые, серые, в основании (0,2 м) прослой алевролита песчанистого с галькой известняка 16

40. Алевролиты, аналогичные слою 39, с редкими маломощными (1–20 см) прослоями аргиллитов известковистых, грязно-зеленого цвета, с граптолитами *Pristiograptus dubius* (Suess), *Monograptus* cf. *dalejensis* Boucek, *Saetograptus leintwardinensis* (Hork.), *Bohemograptus bohemicus* (Lapw.), *B. tenuis* (Boucek), *Linograptus* sp. indet., *Dictyonema* sp. indet., *Dendrograptus* sp. indet. (опр. Т.Н. Корень) 10

41. Переслаивающиеся (от 0,2–3 до 10–20 см) алевролиты известковистые и аргиллиты 3,5

42. Алевролиты известковистые, крупноалевритовые, серые, аналогичные слою 39 5,0

43. Алевролиты тонкослоистые (доли мм), коричнево-серые, с редкими маломощными прослоями (1–5 см) аргиллитов серых 5,0

Взаимоотношения этой пачки с вышеописанными не установлены (она обнажается в тектоническом блоке среди отложений нижней части разреза). Граптолиты, по мнению Т.Н. Корень, соответствуют началу позднего лудлова.

Мощность пачки около 40 м.

Общая мощность лантарской свиты около 530 м.

Таким образом, в приводимом разрезе фаунистически обосновано выделение отложений верхнего лландовери (слои 1–18), венлока–лудлова (слои 29–36) и лудлова (слои 37–43). Пачки 3–6, судя по заключенным в них органическим остаткам и положению в разрезе, скорее всего, соответствуют венлоку. Стратиграфический объем лантарской свиты в целом определяется интервалом верхний лландовери–лудлов.

Фрагменты разрезов улуйканской свиты изучены М.К. Жевержеевой в верховьях р. Улуйкан и Л.П. Эйхвальд по коренным обнажениям на левом берегу р. Лантарь, вниз от устья руч. Кирпичного и на водоразделе руч. Кирпичного и р. Лантарь (рис. 1,

4). Выявлены фаунистические комплексы, характеризующие определенные стратиграфические уровни девонской системы. По конодонтам установлены: в верховье р. Улуйкан – верхний лохков–прага, на правом берегу руч. Кирпичного – прага–ранний эмс, на водоразделе Кирпичный–Лантарь – поздний эмс, на левом берегу руч. Кирпичного (по разрозненным коренным выходам) – эйфель; по псилофитам и водорослям – на левом берегу р. Лантарь, вниз от устья руч. Кирпичного – прага–эмс. В верховье р. Улуйкан отмечаются:

1. Известняки серые с брахиоподами *Schizophoria* sp. indet., *Areostrophia* ex gr. *distorta* (Barr.), *Gypidula* sp., *Stenorhynchia* ex gr. *nympha* (Barr.), *Spirigerina* cf. *supramarginalis* (Khalf.), *Spinatrypina* sp., *Karpinskia* ex gr. *conjugula* Tschern., *Cyrtina* sp., криноидеями *Cupressocrinites* sp., конодонтами *Panderodus uniostratus* (Br. et M.), *Belodella triangularis* Stauffer, *B. resima* (Ph.), *Acodina* sp. A, *Lonchodina* cf. *greilingi novogreilingi* Dr., *Haplobelodella?* sp., тентакулитами, остатками кораллов, мшанок, строматопорат, головными и хвостовыми щитами трилобитов, ядрами гастропод... 5

2. Известняки с хорошо окатанными гальками (до 1 см), постепенно сменяющиеся вверх по разрезу конгломератами мелко-среднегалечными с известковым заполнителем 2

3. Известняки темно-серые, коралловые 30

4. Известняки с тонкими прослоями аргиллитов известковистых, темно-серых 20

Всего 57 м.

Приведенный комплекс брахиопод, по мнению Г.Р. Шишкиной, свидетельствует о раннедевонском, скорее всего, позднелохковско–раннеэмском возрасте отложений. Конодонты также раннедевонские, наличие среди них *Lonchodina* cf. *greilingi novogreilingi* вероятнее свидетельствует об их позднелохковско–пражском возрасте.

В органогенных известняках, обнажающихся на правом берегу руч. Кирпичного, наряду с остатками кораллов, мшанок, криноидей, фрагментами брахиопод, обнаружена микрофауна – акантоды *Nostolepis* sp. и конодонты *Icriodus* ex gr. *huddlei* Kl. et Zieg., *I.* ex gr. *angustoides* Carls et Gandl, *Icriodus* sp., *Vjaloviodus* sp. (aff. *V. marinae* Tarab.), *Polygnathus* cf. *pannonicus* Mashk. et Apek., *Pandorinellina* aff. *optima* (Mosk.), *Eognathodus sulcatus* Ph. *theta-morph* Murphy, Matti et Wall., *Ozarkodina pandora a-morph* Murphy, Matti et Wall., *Ozarkodina* spp., характерные для раннего девона (прага–ранний эмс).

Интервалу прага–эмс, скорее всего, соответствует возраст органических остатков в разрезе на левом берегу р. Лантарь, вниз от устья руч. Кирпичного, где наблюдаются:

1. Алевролиты неясно-линзовидно-тонкослоистые, с редкими прослоями песчаников известковистых, мелкозернистых. В алевролитах – водорослевый детрит и отпечатки псилофитов, по мнению Н.М. Петросян, скорее всего, раннедевонских (прага–эмс) 65

2. Алевролиты известковистые, однородные, темно-серые, с тонкими (1 см) слойками песчаников мелкозернистых, серых. В средней части – прослойки песчаников мелкозернистых, линзовиднослоистых, с единичными створками брахиопод. В алевролитах единичные отпечатки псилофитов *Psilophyton* cf. *burnotense* (Gilk.) Kr. et W., *Taenioocrada decheniana* (Goepf.) Kr. et W., *Aphillopteris* sp., много изолированных спорангиев, водорослей *Pachytheca* sp. Среди псилофитов и водорослей Н.М. Петросян предполагает наличие представителей *Blasaria* sp., характерных для эмского яруса 90

3. Алевролиты известковистые, тонкослоистые, черные и темно-серые, с линзами аргиллитов и растительным детритом 50

4. Известняки голубовато-зеленовато-серые, в нижней части с прослоем (1–1,5 см) криноидного известняка с единичными неопределимыми створками брахиопод. В известняках многочисленные растительные остатки *Trimerophyton* sp., *Baragwanatia* sp., *Sciadophyton* sp. (опр. Н.М. Петросян), отпечатки граптолитов *Monograptus* ex gr. *uncinatus* Tullb. (опр. Т.Н. Корень), редкие *Leptaena* sp. indet. и створки пелеципод 10

Суммарная мощность разреза 215 м.

В частном разрезе свиты на водоразделе руч. Кирпичный – р. Лантарь наблюдаются:

1. Известняки криноидные, крупнозернистые, серые 10

2. Известняки среднезернистые, серые, с гальками (1–5 см) алевролитов и известняков. В известняках конодонты *Icriodus* aff. *angustus* Stewart et Sweet, *Polygnathus serotinus* Telf., *P.* cf. *cracens* Kl., Zieg. et Mashk., *Pandorinellina expansa* Vyeno et Mason, *Panderodus* sp., *Ozarkodina* sp. 10

3. Алевролиты известковистые, однородные, с примесью песчаного материала, с редкими прослоями (1–2 см) песчаников известковистых, мелкозернистых. В верхней части слой (10–15 см) седиментационных известняковых брекчий 70

4. Тонкое переслаивание (через 0,2–0,5 см) песчаников известковистых, мелкозернистых, серых и алевролитов известковистых темно-серых 10

Хотя количество выявленных конодонтов невелико, комплекс их достаточно представительен и позволяет уверенно определить принадлежность вмещающих его отложений верхнему эмсу (зона *serotinus*).

На левом берегу руч. Кирпичного известняки однородные плитчатые серые, зеленовато-серые (15 м), с остатками кораллов, мшанок, строматопорат, брахиопод *Brachyprion* sp. indet., *Strophonella* sp. indet., *Gypidula* sp., *Sibirispira* (?) sp., *Delthyris* sp., криноид-

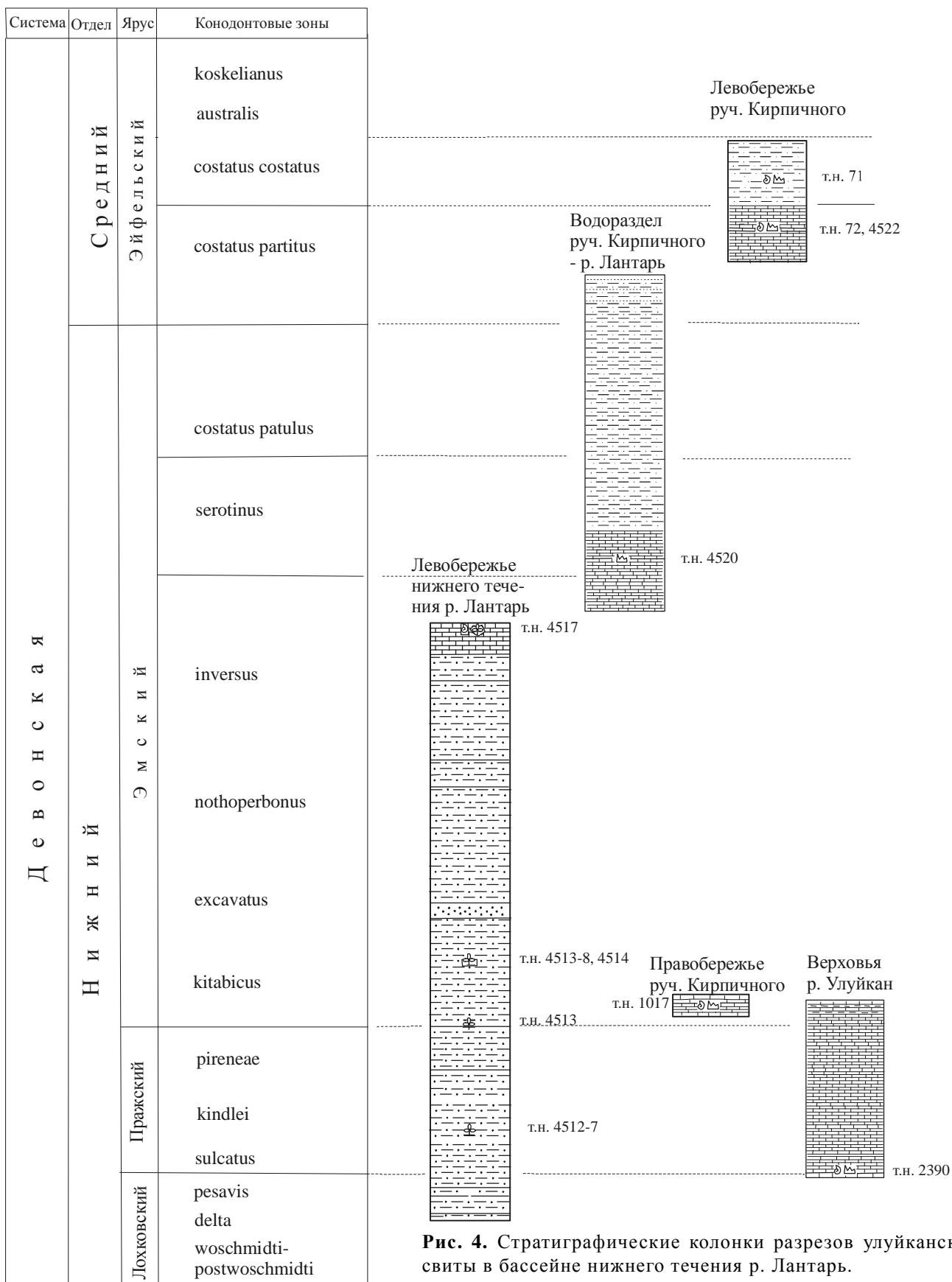


Рис. 4. Стратиграфические колонки разрезов улуйканской свиты в бассейне нижнего течения р. Лантарь.

Условные обозначения см. на рис. 2.

дей *Cupressocrinites* sp., фрагментами гастропод и трилобитов и единичными конодонтами *Hindeodella* sp. indet. сменяются вверх по разрезу аргиллитами известковистыми, темно-серыми, с остатками кораллов, мшанок, криноидей *Cupressocrinites* sp., брахиопод *Spinatrypa* sp. indet. и микроорганизмов – полихет, тентакуллитов, остракод, рыбными остатками и конодонтами *Polygnathus costatus oblongus* Wedd., *P. costatus partitus* Kl., *P. costatus* aff. *costatus* Kl., *P. cf. foliformis* Snig., *P. ex gr. linguiformis – semicostatus*, *Pandorinellina expansa* Vyeno et Mason, *Ozarkodina* sp., *Plectospathodus* sp., *Hindeodella* sp.

Наибольшее значение для определения возраста имеет комплекс конодонтов, характерный для эйфельских отложений (зона *costatus*).

К сожалению, кораллы из сборов автора и сотрудников Лантарской партии остались не изученными. По табулятам и ругозам *Placocoenites obesus* Shark., *Dialythophyllum* sp., *Neostrophophyllum waltheri* (Yoh) и др., собранным предшественниками [4, 5] в нижнем течении р. Лантарь, выделены живецкие отложения. Стратиграфический объем улуйканской свиты в целом определяется интервалом ранний–средний девон.

ОПИСАНИЕ КОНОДОНТОВ

Тип *Conodonta* Pander, 1856

Класс *Conodonta* Pander, 1856

Отряд *Conodontophorida* Eichenberg, 1930

Надсемейство *Polygnathacea* Bassler, 1925

Семейство *Polygnathidae* Bassler, 1925

Род *Polygnathus* Hinde, 1879

Типовой вид: *Polygnathus dubius* Hinde, 1879, верхний девон, Сев. Америка.

Polygnathus costatus Klapper, 1971

Polygnathus costatus oblongus Weddige, 1977

Табл. 1, фиг. 13, 14, 18, 19.

Polygnathus costatus oblongus n. ssp. – Weddige, 1977, p.309, taf. 4, fig. 71-72; Mawson et Talent, 1989, pl. 3, fig. 6; Халымбаджа, 1990, табл. III, фиг. 18, 19, 25, табл. XI, фиг. 19; Барсков и др., 1991, с. 17, табл. I, фиг. 3, 4.

Polygnathus cf. *webbi* Stauffer –Bultynck, 1970, pl. XIII, fig. 7-8.

Голотип. *Polygnathus costatus oblongus*, SMF XVI 1974; Weddige, 1977, taf. 4, fig. 3,4, средний девон, эйфель, Германия.

Материал. 2 экземпляра удовлетворительной сохранности.

Описание. Платформа узкая, слабо асимметричная, сильно изогнутая вовнутрь. Передний

край полуокруглый. Боковые стороны платформы высоко подняты на всем ее протяжении. В передней части платформы параллельные друг другу стороны сужаются и создают впечатление ростра, в задней половине внутренняя сторона остается узкой, край ее почти прямой, а наружная – лопастеобразно расширяется. Задний конец заостренно-округлый, резко опущен вниз. Осевой гребень дугообразно изогнут, достигает заднего конца конодонта. Свободный лист обломан. Карина по высоте сравнима с краями платформы, состоит из слившихся в основании бугорков. Бугорки более крупные в средней части, к заднему концу постепенно уменьшаются. Платформа орнаментирована четкими поперечными ребрами, в передней части более короткими. Трoги неглубокие. Базальная ямка небольшая, округло-линзовидная с четкими узкими флангами, расположена в передней трети платформы. Базальная полость продолжается в виде щели к свободному листу. В задней части прослеживается тонкий киль, изогнутый соответственно изгибу платформы.

С р а в н е н и е . От филогенетически родственных форм *P. costatus costatus* Klapper, *P. costatus patulus* Klapper, *P. costatus partitus* Klapper, Ziegler et Mashkova отличается сужением боковых краев платформы в виде ростра и более сильным изгибом платформы внутрь. По очертанию передней части более схож с *P. costatus costatus*, заостренной задней трети платформы – с *P. costatus partitus*.

Р а с п р о с т р а н е н и е . Средний девон, эйфельский ярус, зоны *costatus*–*australis* Европы, Австралии, Азии.

М е с т о н а х о ж д е н и е . Хабаровский край, Аяно-Майский район, левобережье верхнего течения руч. Кирпичного, левого притока нижнего течения р. Лантарь, т.н. 71. Средний девон, эйфельский ярус, улуйканская свита.

Polygnathus costatus partitus Klapper, Ziegler et Mashkova, 1978

Табл. 1, фиг. 1 – 4.

Polygnathus costatus partitus: Klapper, Ziegler et Mashkova, 1978, pl. 2, fig. 1-5, 13; Апекина, 1984, с. 78, табл. XXIII, фиг. 6; Mawson et Talent, 1989, pl. 3, fig. 4; Халымбаджа, 1990, табл. III, фиг. 7-13; табл. XI, фиг. 11; Барсков и др., 1991, табл. 16, фиг. 4-6; Артюшкова, 2000, рис. 1, фиг. 8.

Polygnathus cf. *partitus*: Сапельников и др., 1981, табл. II, фиг. 6.

Голотип. *Polygnathus costatus partitus*, 44964, Klapper, Ziegler et Mashkova, 1978, pl. 2, fig. 5; паратипы: 44962, 44963 и 44970, pl. 2, fig. 1,2,3,4 и

13; нижний девон, далее, зоны *patulus*–*costatus*, Баррандиен, Чехословакия.

М а т е р и а л . 2 экземпляра удовлетворительной сохранности, 1 обломок заднего конца конодонта.

О п и с а н и е . Платформа узкая, слабо асимметричная, листовидной формы, незначительно изогнута вбок. Боковые стороны приподняты на всем протяжении, в передней половине они параллельны, в задней – наружная сторона лопастеобразно расширяется. Задний конец острый, резко опущен вниз, так, что платформа в задней трети приобретает стреловидное очертание. Осевой гребень дугообразно изогнут, достигает заднего конца конодонта. Свободный лист короткий, составляет около 1/5 длины конодонта, несет 4 зубчика. Карина состоит из слившихся в основании бугорков, по высоте сравнима с краями платформы, а в задней трети возвышается над ними в виде “волнистого” ребра. Платформа орнаментирована хорошо выраженными поперечными ребрами и равновеликими им бороздками. От карины их отделяют глубокие, узкие, доходящие до заднего конца трогги. Базальная ямка небольшая, округло-линзовидная с четкими узкими флангами, расположена в конце первой четверти платформы, кзади от нее прослеживается острый, увеличивающийся киль.

С р а в н е н и е . Отличается от *P. costatus oblongus* Weddige более глубокими и длинными троггами и стреловидным очертанием задней трети платформы.

Р а с п р о с т р а н е н и е . Средний девон, эйфельский ярус, зоны *partitus*–*costatus* Европы, Австралии, Азии.

М е с т о н а х о ж д е н и е . Хабаровский край, Аяно-Майский район, левобережье верхнего течения руч. Кирпичного, левого притока нижнего течения р. Лантарь, т.н. 71. Средний девон, эйфельский ярус, улуйканская свита.

Polygnathus costatus costatus Klapper, 1971

Табл. 1, фиг. 9–12.

Polygnathus costatus costatus: Weddige, 1977, taf. 4, fig. 75, 76; Klapper, Ziegler et Mashkova, 1978, pl. 2, fig. 10-12; Johnson, Klapper et Trojan, 1980, pl. 4, fig. 13, 15, 17; Апекина, 1984, табл. XXIII, фиг. 5; Mawson, 1987, pl. 1, fig. 5; Mawson et Talent, 1989, pl. 3, fig. 5; Lazreq, 1990, pl. 1, fig. 10; Халымбаджа, 1990, табл. II, фиг. 4, 10; табл. III, фиг. 14, 17; табл. VII, фиг.13; табл. VIII, фиг. 1; табл. XI, фиг.15-18; табл. XIV, фиг. 30; Барсков и др., 1991, с. 16, табл.1, фиг. 7-9; Аргюшкова, 2000, рис. 1, фиг. 10.

Polygnathus costatus patulus: Bultynck et Hollard, 1979, pl. III, fig. 7, 9; Халымбаджа, 1990, табл. III, фиг. 1.

Г о л о т и п . *Polygnathus costatus costatus* Klapper ; Барсков и др., 1991, табл.1, фиг. 7 (из Klapper, 1971, табл. 2, фиг. 5-7), средний девон, эйфельский ярус. Сев. Америка.

М а т е р и а л . 3 экземпляра (правая и левая формы) удовлетворительной сохранности.

О п и с а н и е . Платформа удлинённая, слегка асимметричная, слабо изогнутая вовнутрь. Передний край прямой. Боковые стороны приподняты на всем протяжении платформы, при этом наружная сторона в задней трети несколько выполаживается. В передней трети платформы боковые стороны постепенно сужаются, а затем, слегка расширяясь, почти под прямым углом сочленяются со свободным листом, что придает платформе характерный силуэт. Наружная сторона несколько шире внутренней, плавно расширяется к задней трети и затем дугообразно сужается. Внутренняя сторона лопастеобразно расширяется в средней части платформы, сужаясь в задней трети. Задний кончик платформы у всех экземпляров обломан. Осевой гребень дугообразно изогнут, достигает заднего конца конодонта. Свободный лист короткий, составляет чуть менее 1/3 длины платформы, состоит из пяти высоких, слившихся, довольно крупных зубчиков с остроконечными вершинками. Карина высокая, в передней части представлена плотно слившимися зубчиками, а в задней – зубчики разобщенные, отделены понижениями. Платформа орнаментирована четкими длинными поперечными ребрами. От карины ребра отделяются узкими, чуть более широкими в передней трети, неглубокими троггами, доходящими в виде адкаринальных борозд до заднего конца. Базальная ямка небольшая, округло-линзовидная, с отчетливо выраженными слабо асимметричными флангами, расположена в конце передней трети платформы, кзади от нее прослеживается невысокий киль.

С р а в н е н и е . От приведенных в синонимике *P. costatus costatus* наши экземпляры отличаются контуром внутреннего края платформы. От родственных форм *P. costatus partitus* и *P. costatus oblongus* отличается меньшей “прогнутостью” конодонта и контуром платформы. Платформа *costatus costatus* шире, чем у названных подвидов, характерно сужается в передней трети. Задние концы у *costatus partitus* и *costatus oblongus* более острые, поперечные ребра более короткие. От подвида *P. costatus patulus* отличается более узкой и длинной платформой, имеющей плавно закругляющийся ко-

нец, и характерным сужением ее в передней трети, в то время как у *costatus patulus* внешний и внутренний края почти субпараллельны.

Распространение. Средний девон, эйфельский ярус, зона *costatus* Европы, Закавказья; зоны *costatus-australis* (основание) Сев. Америки, Азии, Сев. Африки.

Местонахождение. Хабаровский край, Аяно-Майский район, левобережье верхнего течения руч. Кирпичного, левого притока нижнего течения р. Лантарь, т.н. 71. Средний девон, эйфельский ярус, улуйканская свита.

Polygnathus cf. serotinus Telford, 1975

Табл. 1, фиг. 15 – 17.

Материал. 2 экземпляра (правая и левая формы) удовлетворительной сохранности, 1 обломок заднего конца конодонта.

Описание. Платформа аркообразно изогнута, корытообразная, удлиненная, в задней трети резко изогнута вовнутрь. Свободный лист обломан. Передний край прямой. Стороны платформы на 2/3 ее длины параллельны, приподняты, причем наружная выше внутренней и вдвое шире ее. В задней трети наружная сторона резко, под прямым углом, поворачивает вовнутрь, образуя лопасть. Задний конец заострен и обособлен в виде язычка, составляющего 1/3 длины платформы. Осевой гребень низкий, сравним по высоте с внутренним краем платформы (вначале чуть ниже, а затем равен его высоте), бугорчатый, прямой либо слегка изогнут, заканчивается в начале задней трети платформы. Между осевым гребнем и боковыми краями платформы заложены асимметричные желоба (троги). Наружный, более глубокий и широкий, доходит до изгиба конодонта; внутренний протягивается на 1/3 платформы, затем выражен слабо, так что осевой гребень соединяется с боковой стороной, и в начале задней трети поперечные ребра внутренней стороны сливаются с бугорками осевого гребня. Скульптура представлена короткими поперечными ребрами по краям платформы и тонкими поперечными ребрами на язычке.

Базальная полость расположена в средней части платформы, крупная, с асимметричными флангами, наружный имеет характерную форму в виде “протуберанца”. В задней части базальная полость переходит в резкий, оттянутый вниз киль; в передней части – в желобок.

Изменчивость. Осевой гребень прямой или слабо изогнут.

Сравнение. От схожих по форме платформы *P. foliformis* Snigireva и *P. totensis* Snigireva, образующих филогенетическую линию *totensis – serotinus – foliformis* (Изох, 1998), отличается более резко выраженной скульптурой, уплощением задней части платформы, более коротким и спрямленным осевым гребнем, не доходящим до заднего конца платформы; срединным положением базальной ямки. Кроме того, от *P. foliformis* его отличает более резкое различие в высоте боковых сторон (внутренняя сторона значительно ниже), а от *P. totensis* – меньший размер базальной ямки.

Местонахождение. Хабаровский край, Аяно-Майский район, водораздел руч. Кирпичного, левого притока р. Лантарь, и р. Лантарь, т.н. 4520. Нижний девон, эмский ярус, улуйканская свита.

Polygnathus cf. cracens Klapper, Ziegler et Mashkova, 1978

Табл. 1, фиг. 7, 8.

Материал. Один левый конодонт удовлетворительной сохранности, с обломанным свободным листом и передней частью.

Описание. Платформа удлиненная, асимметричная, аркообразно изогнута. Стороны платформы у переднего края приподняты, заужены и постепенно расходятся, создавая максимальную ширину платформе в начале задней трети. Затем левая наружная сторона округло-угловато резко изгибается внутрь, образуя приподнятую боковую лопасть, и под тупым углом поворачивает к заднему концу. Правая внутренняя сторона почти прямая, лишь в задней трети слегка плавно изгибается вовнутрь. Сходятся они на заднем конце, образуя слабо заостренный язычок.

Осевой гребень низкий, прямой, несет редкие, с широкими понижениями между ними, бугорки, доходит до начала задней трети, т.е. до язычка и выполаживания платформы. Между осевым гребнем и боковыми сторонами платформы развиты трогги. Наружный шире, длиннее и глубже внутреннего, особенно в начале задней трети.

Скульптура по краям платформы представлена короткими ребрами с широкими бороздками между ними. На внутренней стороне ребра выражены слабее. Язычок пересекают длинные, с более узкими бороздками, поперечные ребра, причем вначале они округлые, огибают трог и карину, а на конце язычка становятся прямыми.

Базальная полость небольшая, с узкими симметричными флангами, линзовидная, расположена в передней трети платформы. Киль острый, четкий.

Сравнение. По своим морфологическим особенностям описываемый экземпляр не отличается от *Polygnathus cracens*, известного из отложений эмского и эйфельского ярусов (зоны *serotinus-partitus*) Европы и Азии (Ю. Тянь-Шань, восточный склон Сев. Урала).

Polygnathus cracens от сходного с ним *Polygnathus linguiformis bultynki* Weddige отличается очертанием внешнего края, широким внешним трогом.

Местонахождение. Водораздел руч. Кирпичного, левого притока р. Лантарь, и р. Лантарь, т.н. 4520. Нижний девон, эмский ярус, улуйканская свита.

Polygnathus cf. pannonicus Mashkova et Apekina, 1980

Табл. 1, фиг. 5, 6

Материал. Один экземпляр удовлетворительной сохранности (обломан свободный лист и задний конец).

Описание. Платформа плоская, сравнительно узкая, изогнутая вбок. В передней трети боковые края платформы субпараллельны. Внутренняя сторона немного уже внешней, которая расширяется, формируя наибольшую выпуклость примерно в средней части платформы, затем стороны равномерно сужаются к заднему концу. Сбоку платформа имеет вид неправильной арки, с точкой перегиба позади передней трети. Осевой гребень, дуговидно изогнутый вовнутрь, не достигает заднего конца платформы. В первой трети ее (до перегиба) он представлен гладким срединным ребром, задний гребень состоит из цепочки изолированных бугорков (до 6). Платформа орнаментирована поперечными ребрами. В передней половине они прерывистые, субрадиальные, в задней – сплошные, субпараллельные, “захватывающие карину” (сливаются с ее бугорками) в последней трети платформы. Трoghi мелкие, наружный протягивается до середины, а внутренний, более глубокий и резко выраженный, прослеживается до задней трети платформы в виде узкой адкаринальной бороздки. В передней части платформы развиты ростральные гребни: наружный выражен слабее, представлен слившимися бугорками по краю платформы, внутренний – в виде сглаженного ребра. Базальная полость в виде сводообразного расширения с глубокой ямкой спереди занимает большую часть платформы. Базальная борозда щелевидная. Фланги полости асимметричны, широкие, с наибольшей шириной у базальной ямки, слегка выступают за края платформы.

Сравнение. Наличие ростра и ростральных гребней является ярко выраженным отличием

вида от схожих *Polygnathus dehiscens* Philip et Jackson и *P. hindei* Mashkova et Apekina. От *P. dehiscens* описываемый вид отличается прерывистостью осевого гребня, более широкой и асимметричной базальной полостью. От *P. hindei* (особенно схожи геронгические формы) – поперечными рядами прерывистых ребер.

Местонахождение. Междуречье р. Улуйкан – руч. Кирпичный, бассейн нижнего течения р. Лантарь, т.н. 1017. Нижний девон, эмский ярус, улуйканская свита

Род *Eognathotus* Philip, 1965

Типовой вид: *Eognathotus sulcatus* Philip, 1965, нижний девон, Австралия.

Eognathotus sulcatus Philip, 1965

Табл. 2, фиг. 16–19.

Eognathotus sulcatus: Philip, 1965, p. 100, pl. 10, fig. 17, 18; Treatis..., 1981, p. 163, fig. 111,3; Москаленко, Чегодаев, 1988, табл. XX, фиг. 1-10; Bischoff et Argent, 1990, pl. 2, fig. 1-31, pl. 3, fig. 1-13; 15-19; Sorentino, 1989, pl. 5, fig. 18.

Eognathotus sulcatus sulcatus early=morph. theta: Murphy, Matti et Wallizer, 1981, pl. 2, fig. 10-12; Murphy, 1989, p. 62-63, figs. 1.10-1.12; Wilson, 1989, pl. 12, fig. 7.

Eognathotus sulcatus Philip *eta morph.*: Mawson et al., 1988, fig. 21 (1, 2).

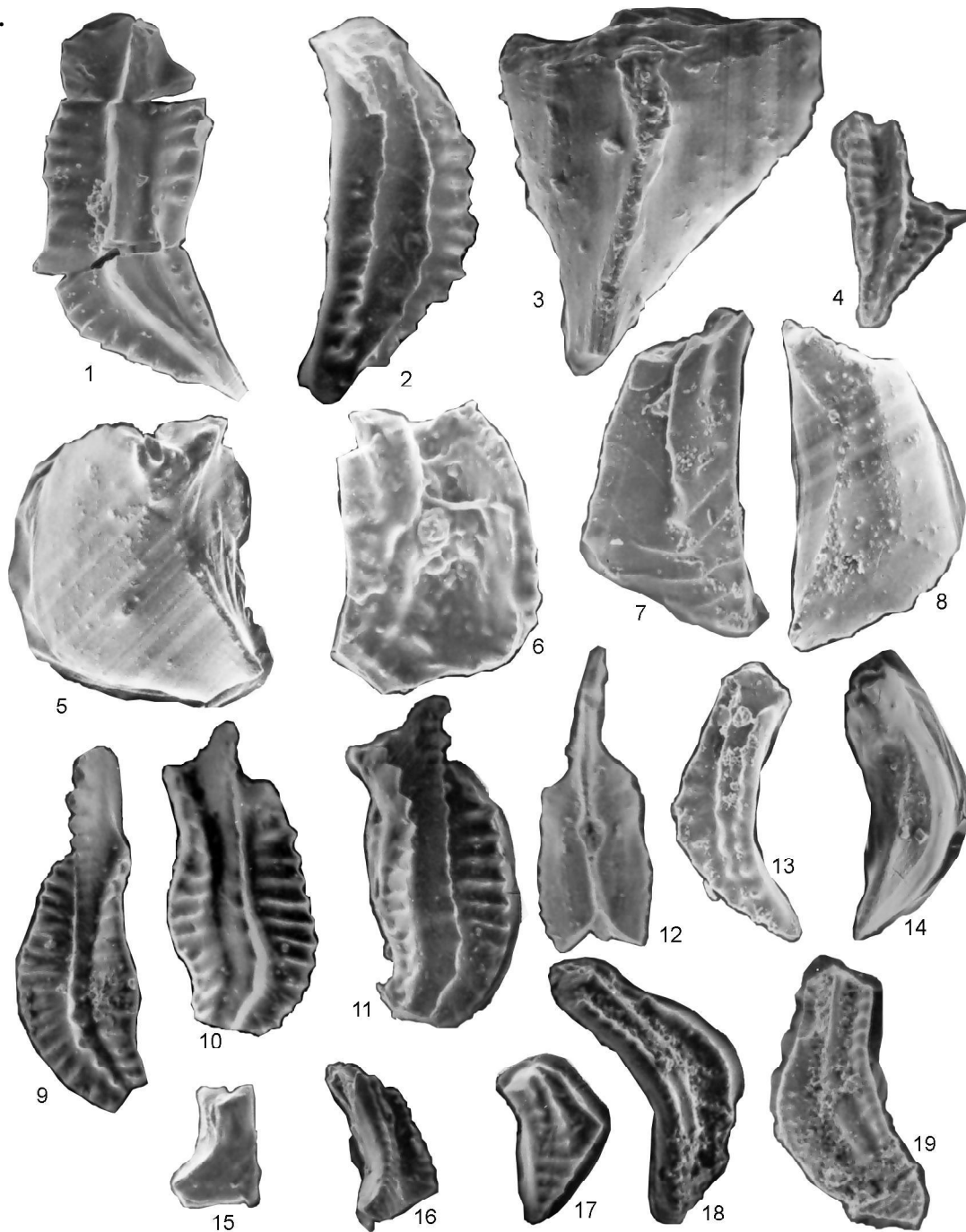
Голотип. *Eognathotus sulcatus*, 8797/28; Philip, 1965, pl. 10, fig. 20, 25, нижний девон, Юго-Восточная Австралия.

Материал. 1 экземпляр удовлетворительной сохранности.

Описание. Конодонт едва заметно изогнут в плане. Передний лист высокий, сжатый с боков, составляет примерно третью часть длины элемента и несет пять прямостоящих, прилегающих друг к другу зубчиков с разобшенными заостренными вершинками. Наиболее высокие зубчики располагаются посередине. Продольный гребень сравнительно узкий по длине. Средняя и задняя часть продольного гребня несет два ряда зубчиков, слившихся на всю высоту, которые постепенно уменьшаются и утолщаются, превращаясь в бугорки, и длинную мелкую, слегка углубленную в центре, срединную бороздку (*sulcus*). Сулькус волнистый, постепенно расширяется к заднему концу конодонта, где резко ограничивается зубчиком.

Базальная полость, представляющая собой базальное расширение, широко открытая, сердцевидная, составляет $\frac{1}{2}$ конодонта, занимая его заднюю

Таблица 1.



Фиг. 1–4. *Polygnathus costatus partitus* Klapper, Ziegler et Mashkova. 1 – Экз. 7100/4, ($\times 100$), 3 – экз. 7100/4, ($\times 200$), 2 – экз. 7100/5, ($\times 100$), 4 – экз. 7100/6, ($\times 60$). Руч. Кирпичный, левый приток р. Лантарь, улуйканская свита, эйфельский ярус, зона *costatus*. Фиг. 5–6. *Polygnathus* cf. *pannonicus* Mashkova et Arekina. Экз. 101701/1, ($\times 75$). Междуречье р. Улуйкан – руч. Кирпичный, бассейн нижнего течения р. Лантарь, улуйканская свита, эмский ярус, зона *kitabicus*. Фиг. 7, 8. *Polygnathus cracens* Klapper, Ziegler et Mashkova. Экз. 452000/4, ($\times 150$). Водораздел руч. Кирпичный–р. Лантарь, улуйканская свита, эмский ярус, зона *serotinus*. Фиг. 9–12. *Polygnathus costatus costatus* Klapper. 9 – экз. 7100/7, ($\times 75$), 10, 11 – экз. 7100/8, ($\times 75$), 12 – экз. 7100/9, ($\times 75$). Руч. Кирпичный, улуйканская свита, эйфельский ярус, зона *costatus*. Фиг. 13, 14, 18, 19. *Polygnathus costatus oblongus* Weddige. 13, 14 – экз. 7100/1, ($\times 100$), 18 – экз. 7100/3, ($\times 75$), 19 – экз. 7100/2, ($\times 75$). Руч. Кирпичный, улуйканская свита, эйфельский ярус, зона *costatus*. Фиг. 15–17. *Polygnathus* cf. *serotinus* Telford. 15 – экз. 452000/1, ($\times 60$), 16 – экз. 452000/2, ($\times 60$), 17 – экз. 452000/3, ($\times 100$). Водораздел руч. Кирпичный–р. Лантарь, улуйканская свита, эмский ярус, зона *serotinus*.

часть. Один из ее флангов обломан. Начинаясь под сулькусом в виде борозды, базальная полость резко расширяется в средней части конодонта, достигая максимальной ширины и глубины в задней его трети, и постепенно суживается к заднему концу, слегка выступая за его основание.

С р а в н е н и е . Данный экземпляр более всего отвечает ранним формам вида *Eognathotus sulcatus*, выделенным Матти, Марфи и Валлизером как *Eognathotus sulcatus sulcatus Philip theta* – морфотип, для которых характерно “сонахождение сулькуса средней части листа с двумя рядами зубчиков (или гребней и зубчиков) и задней части листа с одним рядом зубчиков”. От приведенных в синонимике *E. s. s. theta-morph.* наш экземпляр отличается наличием в задней части гребня всего одного зубчика, а не ряда их, а также либо более протяженным сулькусом, либо более широкой базальной полостью в задней части конодонта. От близких морфотипов его отличает форма и размеры сулькуса и базальной полости: более узкий и короткий сулькус, чем у *E. s. s. iota-morph.*; менее глубокий, расширяющийся к заднему концу сулькус в сравнении с *E. s. s. kappa-morph.* Максимальное расширение и глубина базальной полости у этих морфотипов наблюдается в центральной части конодонтов. Отличие от *E. s. eosulcatus* = (*E. s. morph.-eta*), рассматриваемого как предковая форма *E. s. sulcatus*, заключается в форме и размерах базального расширения. Отсутствие у описываемого экземпляра дополнительных боковых гребней возможно объяснимо неполной сохранностью конодонтового элемента. Следует также отметить, что не все приводимые в синонимике экземпляры имеют дополнительные гребни.

Р а с п р о с т р а н е н и е . Нижний девон (верхняя часть лохковского и пражский ярусы) Австралии, Сев. Америки, Сев. Кавказа.

М е с т о н а х о ж д е н и е . Хабаровский край, Аяно-Майский район, междуречье Улуйкан – Кирпичный, бассейн нижнего течения р. Лантарь, т. н. 1017. Нижний девон, пражский ярус, улуйканская свита.

Род *Ozarkodina* Branson et Mehl, 1933

Типовой вид. *Ozarkodina typica* Branson et Mehl (Branson et Mehl, 1933б, с. 51–52, т. 3, ф. 43–45), силур, Сев. Америка.

Ozarkodina excavata excavata (Branson et Mehl), 1933

Табл. 2, фиг. 9–15.

Ozarkodina excavata excavata: Mawson, 1986, pl. 4, fig. 1–22; Sorrentino, 1989, pl. 1, fig. 1–19.

Ozarkodina excavata: Москаленко, Чегодаев, 1988, табл. XXIII, фиг. 1–19; Walliser, Wang, 1989, pl. 2, fig. 32–37.

Ozarkodina cf. excavata: Weddige, 1990, pl. 2, fig. 11, 12, 14, 15 (Pa, Pb, Pa, Sb – элементы, соответственно).

Hindeodella excavata: Walliser, Wang, 1989, p. 118, pl. 1, fig. 17–24.

Л е к т о т и п . *Ozarkodina excavata excavata* (Branson et Mehl, 1933), Pa element AMF 65884, QU 227; Pb element AMF 65885, QU 171; M element AMF 65889, QU 229; Sa element AMF 65898, QU 233; Sc element AMF 65902, QU 233, Mawson, 1986, pl. 4, figs. 4, 5, 9, 11, 19, 22; ранний девон (лохков), Юго-Восточная Австралия.

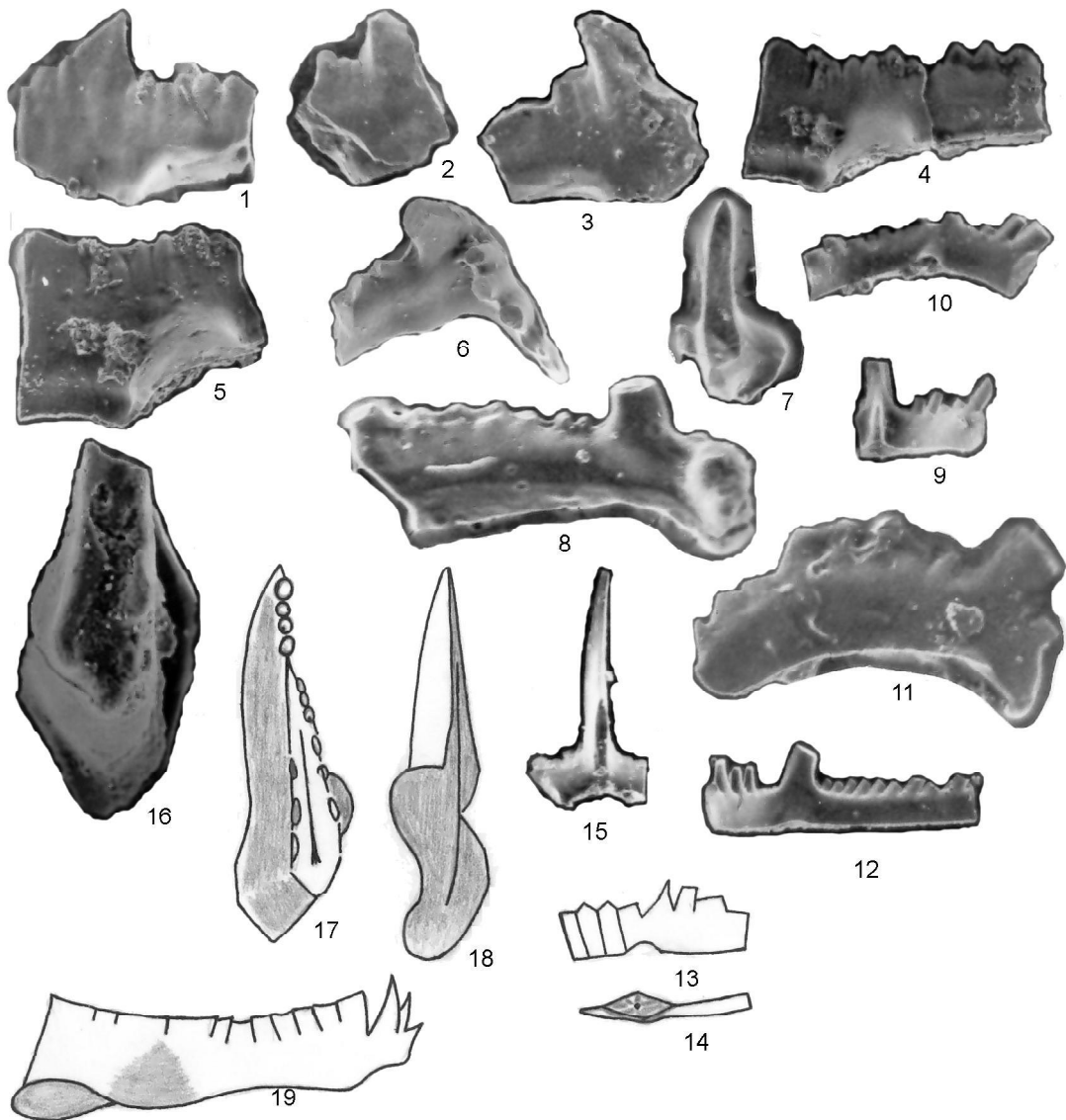
Д и а г н о з . Аппарат содержит элементы: Pa (спатогнатодусовый) – *Spathognathodus inclinathus* (Rhodes, 1953); Pb (озаркодиновый) – *Ozarkodina media* Walliser, 1957; M (неоприониодусовый) – *Neoprioniodus excavatus* (Branson et Mehl, 1933); Sc (хиндеоделловый) – *Hindeodella equidentata* Rhodes, 1953; Sb (плектоспатодусовый) – *Plectospathodus extensus* Rhodes, 1953; Sa (трихонделловый) – *Trichonodella excavata* (Branson et Mehl, 1933). Характерными элементами являются спатогнатодусовый и озаркодиновый.

М а т е р и а л . По 1–2 экземпляра каждого элемента хорошей и удовлетворительной сохранности.

О п и с а н и е . Элемент Pa (спатогнатодусовый) – вытянутый в длину, с прямым нижним краем конодонт. Основание относительно низкое, уменьшается в заднем направлении, с валикообразным утолщением в верхней части, несет восемь невысоких зубчиков, прилегающих друг к другу в нижней части, с притупленными разобщенными вершинками, наклоненных назад. Главный зубец не выделяется. Базальная полость небольшая, веретенообразной формы, асимметричная за счет большей ширины одного фланга, смещена к заднему концу. Базальная ямка неглубокая.

Элемент Pb (озаркодиновый) – конодонт с невысоким тонким (в нижней части до килевидного) изогнутым основанием, образованным более длинным передним и обломанным задним листами. Передний лист более высокий, несет девять неравномерно наклоненных назад (первые четыре почти вертикальны) зубчиков с разобщенными, умеренно заостренными вершинками. Задний лист несет шесть неравномерно наклоненных назад зубчиков с обломанными вершинками. Все зубчики плотно прилегают друг к другу и имеют примерно равные размеры. Главный зубец резко выделяется среди них, превос-

Таблица 2.



Фиг. 1–3. *Pandorinellina expansa* Uyeno et Mason. 1 – экз. 7100/11, ($\times 75$), 2 – экз. 7100/12, ($\times 60$). Руч. Кирпичный, левый приток р. Лантарь, улуйканская свита, эмский ярус, зона *costatus*. 3 – экз. 452000/5, ($\times 60$). Водораздел руч. Кирпичный–р. Лантарь, улуйканская свита, эмский ярус, зона *serotinus*. Фиг. 4, 5. *Pandorinellina* aff. *optima* Moskalenko. Экз. 101701/14, ($\times 60$, $\times 75$). Междуречье р. Улуйкан – руч. Кирпичный, бассейн нижнего течения р. Лантарь, улуйканская свита, пражский – эмский ярусы. Фиг. 6. *Ligonodina silurica* Branson et Mehl. Экз. 450701/7, ($\times 100$). Левобережье нижнего течения р. Лантарь, лантарская свита, силур. Фиг. 7. *Ozarkodina crispa* (Wallizer). Экз. 451004a/1, ($\times 100$). Левобережье нижнего течения р. Лантарь, лантарская свита, лудловский ярус. Фиг. 8. *Lonchodina greilingi novogreilingi* Drygant. Экз. 2390/2, ($\times 75$). Верховья р. Улуйкан, улуйканская свита, лохковский ярус. Фиг. 9–15. *Ozarkodina excavata excavata* (Branson et Mehl). 9 – *Sb*-элемент – *Plectospathodus extensus* Rhodes. Экз. 450701/5, ($\times 100$). 10 – *Pb*-элемент – *Ozarkodina media* Wallizer. Экз. 450701/2, ($\times 100$). 11 – *M*-элемент – *Neoprioniodus excavatus* (Branson et Mehl). Экз. 450701/3, ($\times 150$). 12 – *Sc*-элемент – *Hindeodella equidentata* Rhodes. Экз. 450701/4, ($\times 75$). 13, 14 – *Pa*-элемент – *Spathognathodus inclinatus* (Rhodes). Экз. 450701/1, ($\times 150$). 15 – *Sa*-элемент – *Trichonodella excavata* (Branson et Mehl). Экз. 450701/6, ($\times 75$). Левобережье нижнего течения р. Лантарь, лантарская свита, силур. Фиг. 16–19. *Eognathodus sulcatus* Philip. Экз. 101701/2, ($\times 100$). Междуречье р. Улуйкан – руч. Кирпичный, улуйканская свита, пражский ярус.

ходя их примерно в 3-4 раза; наклонен назад и загнут внутрь. Базальная ямка, расположенная под ним, маленькая, линзовидная, открытая вовнутрь.

Элемент М (неоприониодусовый) – конодонт с длинным дуговидно изогнутым задним стержнем, несущим многочисленные обломанные зубчики. Передний стержень очень короткий, несет всего один зубчик. Зубчики примерно одинаковые, прямые, близко сидящие. Главный зубец очень крупный, трехгранный в поперечном сечении. Базальная полость под главным зубцом представлена глубокой, широко открытой базальной ямкой линзовидной формы, переходящей в постепенно суживающуюся борозду, распространенную под стержнями.

Элемент Sc (хиндеоделловый) – конодонты с длинным тонким задним стержнем и коротким, плавно изогнутым во внутреннюю сторону передним стержнем. Главный зубец высокий, крупный, слегка наклонен назад. Задний стержень несет отдельные, тонкие, примерно равные по величине зубчики, наклоненные назад. Передний стержень более высокий и несет более крупные по размерам зубчики, отдельные, прямые или слегка наклоненные вперед на конце стержня. Базальная ямка расположена под главным зубцом, небольшая, линзовидной формы.

Элемент Sb (плектоспатоидусовый) – несимметричные конодонты с широко расходящимися, дугообразно изогнутыми на внутреннюю сторону стержнями. Основание невысокое, сравнительно толстое, несет на себе равновеликие зубчики, отдельные, слабо наклоненные к концам стержней. Главный зубец несколько крупнее или соизмерим с отдельными из них, с острой вершинкой, прямо стоящий или наклоненный назад и слегка изогнутый внутрь. Базальный край внутренней стороны под главным зубцом изгибается вверх, образуя сильно открытую на внутреннюю сторону базальную ямку. У некоторых экземпляров базальный край изгибается резко и ямка значительно вытянута вдоль зубца (табл. 2, фиг. 15)

Элемент Sa (трихониделловый) – симметричный конодонт с плавно изогнутыми на внутреннюю сторону короткими (обломаны ?) стержнями и высоким прямо стоящим главным зубцом. Основание невысокое, с плотно прилегающими друг к другу зубчиками, отдельные лишь их притупленные вершинки. Главный зубец клиновидный, уплощенный с внешней стороны и с боков. Внутренний базальный край образует под ним резкий изгиб вверх, базальная полость здесь сильно вытянута вверх (примерно на $\frac{1}{2}$ высоты зубца) и открыта на внутреннюю сторону.

С р а в н е н и е . В изученном материале представлены все предполагаемые элементы аппарата *Ozarkodina excavata*. Кроме того, имеются два экземпляра, представляющие *Pa-элемент*. По своим признакам один из них отвечает подвиду *Ozarkodina excavata inflata* (Walliser): со вздутой базальной полостью, другой определен из-за плохой сохранности лишь как *Spathognathodus* sp.

Р а с п р о с т р а н е н и е . Силур, верхний лландовери–нижний девон Европы, Сев. Америки, Австралии, Африки, Азии.

М е с т о н а х о ж д е н и е . Хабаровский край, Аяно-Майский район, левобережье нижнего течения р. Лантарь, т.н. 4507. Силур, поздний лландовери–лудлов, лантарская свита.

Под *Pandorinellina* Muller et Muller, 1957

Т и п о в о й в и д : *Pandorina insita* Stauffer, 1940, верхний девон, Сев. Америка.

Pandorinellina expansa Uyeno et Mason, 1975

Табл. 2, фиг. 1 – 3.

Ozarkodina expansa (Uyeno et Mason). O element of multielement *Pandorinellina* sp.: Orchard, 1978, pl. 108, fig. 2g.

Pandorinellina expansa Uyeno et Mason: Picket, 1978, pl. 1, figs. 1, 2, 3; Mawson, 1987, pl. 3, figs. 1-10; Mawson et Talent, 1989, pl. 7, figs. 13-15; Халымбаджа, 1990, табл. II, фиг. 16, 21, табл. X, фиг. 1, 2, табл. XI, фиг. 5.

С и н т и п : выбран экземпляр В 133/37, изображенный в работе Mawson, 1987, pl. 3, figs. 1, 2.

М а т е р и а л : несколько обломков и 2 экземпляра хорошей сохранности.

О п и с а н и е . Лист короткий, высокий, плоский. Нижний край дугообразно изогнутый, образует с передним краем почти прямой угол. Верхний край несет более десятка прямо стоящих, тесно прилегающих друг к другу зубчиков, так, что свободными остаются только их умеренно заостренные вершинки. Четыре зубца передней трети значительно крупнее последующих, их размеры постепенно возрастают от переднего края к центру. Четвертый зубец наиболее широкий и высокий, клиновидной формы, иногда с заостренной вершинкой, он резко опускается до низких, практически равновеликих зубчиков задних двух третей листа. Базальная полость довольно симметричная и широкая, каплевидной либо линзовидной формы, расположена под задними $\frac{2}{3}$ конодонта. Начинается она под самым высоким зубцом, резко расширяется и углубляется под первыми низкими зубчиками, затем сужается к заднему концу.

Сравнение. От родственных подвидов *Pandorinellina expansa philipi* Klapper и *Pandorinellina exigua exigua* Philip отличается расположением и симметрией базальной полости в первом случае и очертанием базальной полости во втором. От схожего вида *Spathognathodus postoptimus* Timofeeva отличается формой зубцов передней трети и изогнутым нижним краем; от *Sp. salairicus* Timofeeva со сходным расположением базальной полости отличается ее формой.

Распространение. Нижний–средний девон (эмс–средний эйфель) Канады, Европы, Австралии, Азии, (эмс–нижний эйфель) Салаира. Нижний девон (эмс) Урала, Якутии.

Местонахождение. Хабаровский край, Аяно-Майский район, водораздел руч. Кирпичного, левого притока р. Лантарь, и р. Лантарь, т. н. 4520, левобережье руч. Кирпичного, т. н. 71, нижний девон, поздний эмс–средний девон, средний эйфель, улуй-канская свита.

Семейство *Incertae sedis*

Род *Ligonodina* Bassler, 1925

Типовой вид: *Ligonodina pectinata* Ulrich et Bassler, 1926, верхний девон, Сев. Америка.

Ligonodina silurica Branson et Mehl, 1933

Табл. 2, фиг. 6.

Ligonodina silurica Branson et Mehl: Pollock, Rexroad et Nicoll, 1970, pl. 114, figs. 7, 8; Дрыгант, 1984, табл. 5, фиг. 15-17; Walliser, Wang, 1989, pl. 2, fig. 2.

Oulodus siluricus (Branson et Mehl): Москаленко, Чегодаев, 1988, табл. XXIV, фиг. 1, 8.

Синтип. Выбран экземпляр 29/5а: 34761, изображенный в работе Дрыганта, 1984, табл. 5, фиг. 17.

Материал. Один экземпляр хорошей сохранности.

Описание. Рамиформный конодонтовый элемент с зубцом и двумя зубчатыми ветками, расходящимися под тупым углом. Главный зубец массивный, резко загнутый назад, слегка уплощенный с боков. Задняя ветка обломана (но, очевидно, была не очень длинная), толстая, с волнистым базальным краем, несет три наклоненных назад, плотно расположенных зубца. Передне-боковая ветка также массивная, толстая, короткая, прямая, резко опущена вниз, базальный край ее прямой. Она несет на себе пять прямостоящих, слегка изогнутых назад, плотно расположенных зубцов. Средние зубцы более массивные, округлые в поперечном сечении, два крайних – уплощены с боков, менее крупные. Базальная полость расположена асимметрично: под задней вет-

кой она широкая, сравнительно глубокая; под главным зубцом имеет наибольшую глубину и слегка открывается в стороны, под передне-боковой веткой прослеживается в виде неглубокой базальной борозды, доходящей до конца ветви.

Сравнение. От приведенных в синонимике экземпляров отличается большей загнутостью главного зубца и, вероятно, судя по описаниям, более глубокой и асимметричной базальной полостью. От других видов *Ligonodina* прежде всего отличается массивностью, более крупными зубцами, широкой базальной полостью.

Распространение. Верхний лландоверри–лудлов Западной Европы, Сев. Америки, лудлов Китая, лландоверри–пржидол Вольно-Подолии; венлок–ранний девон Северного Кавказа.

Местонахождение. Хабаровский край, Аяно-Майский район, левобережье нижнего течения р. Лантарь, т. н. 4507. Силур, поздний лландоверри–лудлов, лантарская свита.

Род *Lonchodina* Bassler, 1925

Lonchodina greilingi Walliser, 1957

Lonchodina greilingi novogreilingi Drygant, 1984

Табл. 2, фиг. 8.

Lonchodina greilingi Walliser: Ziegler, 1960, taf. 114, fig. 15, 16, 18; Philip, 1965, pl. 9, fig. 22; Pollock, Rexroad et Nicoll, 1970, pl. 113, fig. 28; Pedder, Jackson et Philip, 1970, pl. 37, fig. 14, 15, 18; Walliser, Wang, 1989, pl. 2, fig. 1, 20.

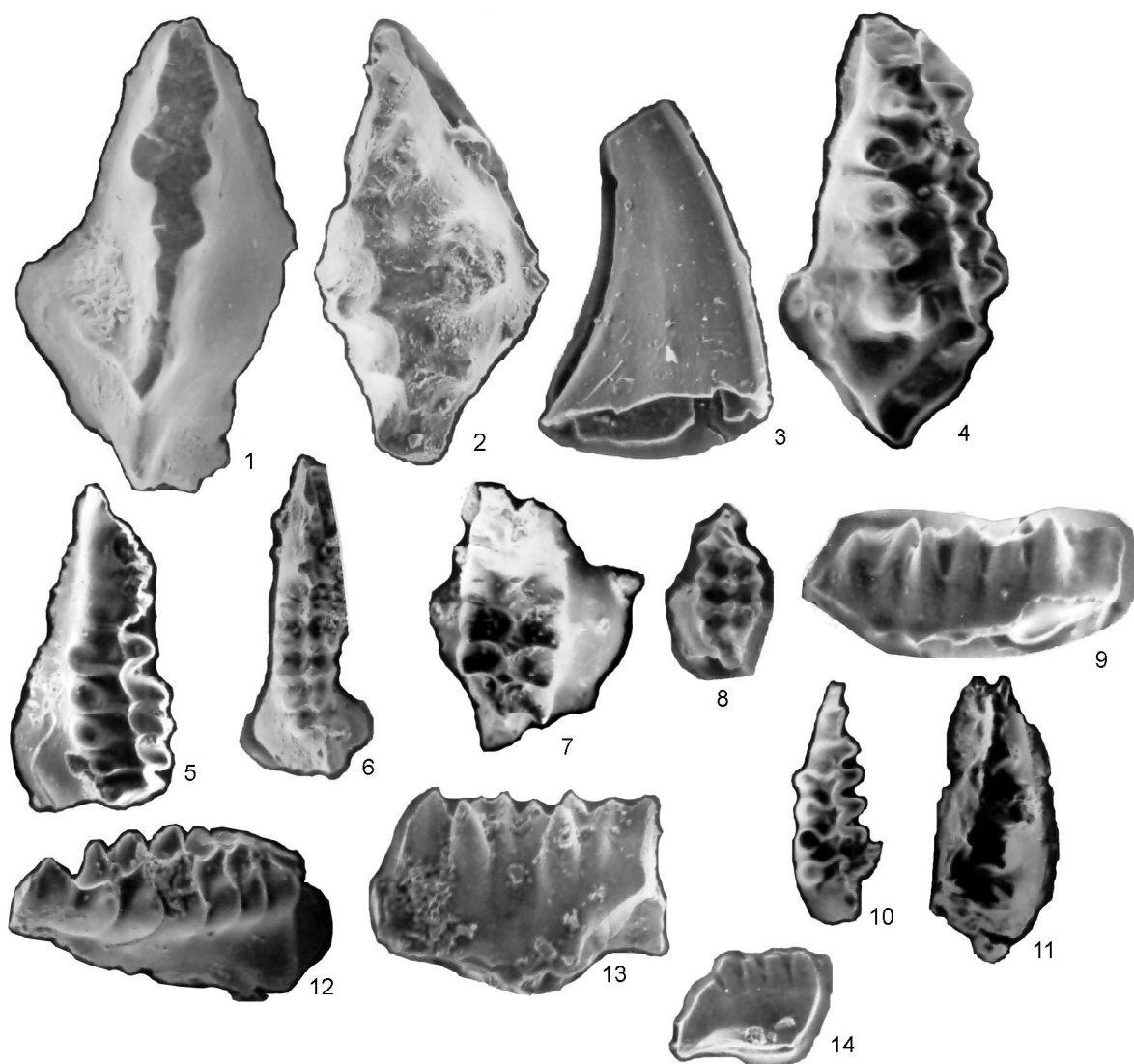
Lonchodina greilingi novogreilingi Drygant: Дрыгант, 1984, табл. 6, фиг. 9, 10.

Голотип: *Lonchodina greilingi novogreilingi* Drygant, экз. 16/3: 34778, Дрыгант, 1984, табл. 6, фиг. 9, китайгородский горизонт и нижеборщовский подгоризонт Подолии.

Материал. Один экземпляр удовлетворительной сохранности.

Описание. Рамиформный асимметричный аркообразно изогнутый конодонт с двумя лежащими в разных плоскостях обломанными ветками, одна из которых наклонена вниз. Основание конодонта толстое, низкое, широкое под зубчиками и сильно сжатое с боков в нижней части, так, что нижний край становится острым, килеобразным и перегиб основания и спереди, и сзади подчеркивается ребром. Главный зубец крупный, округлый в поперечном сечении, слегка загнут назад, основание его также слегка выступает назад. Остальные зубцы примерно вдвое меньше главного, разобщенные, округлые в поперечном сечении (вершинки их обломаны), разновели-

Таблица 3.



Фиг. 1. *Pterospathodus* (?) sp. Экз. 451004а/2, ($\times 200$). Левобережье нижнего течения р. Лантарь, лантарская свита, силур. Фиг. 2. Gen. et sp. nov. Экз. 450805/1, ($\times 150$). Левобережье нижнего течения р. Лантарь, лантарская свита, силур. Фиг. 3. *Haplobelodella*? sp. Экз. 2390/3, ($\times 150$). Верховья р. Улуйкан, улуйканская свита, пражский ярус. Фиг. 4–6. *Icriodus* cf. *huddlei* Klapper et Ziegler. 4 – экз. 101701/3, ($\times 100$), 5 – экз. 101701/4, ($\times 75$), 6 – экз. 101701/5, ($\times 60$). Фиг. 7, 8, 13. *Icriodus* sp. 7 – экз. 101701/7, ($\times 100$), 8 – экз. 101701/8, ($\times 60$), 13 – экз. 101701/9, ($\times 100$). Фиг. 9, 10. *Icriodus* ex gr. *angustoides* Carls et Gandl. 9 – экз. 101701/10, ($\times 100$), 10 – экз. 101701/11, ($\times 75$). Фиг. 11. *Vjaloviodus* sp. Экз. 101701/12, ($\times 75$). Фиг. 12. *Icriodus* ex gr. *huddlei* Klapper et Ziegler. Экз. 101701/6, ($\times 75$). Междуречье р. Улуйкан – руч. Кирпичный, бассейн нижнего течения р. Лантарь, улуйканская свита, пражский – эмский ярусы. Фиг. 14. *Ozarkodina* sp. aff. *Ozarkodina eosteinhornensis* (Wallizer). Экз. 451004а/3, ($\times 75$). Левобережье нижнего течения р. Лантарь, лантарская свита, лудловский ярус.

кие. Задняя ветвь несет 7, передняя – 4 зубца; причем ближайшие к главному зубцу два зубца каждой ветви в свою очередь вдвое меньше остальных. Главный зубец расположен не в центре аркообразного перегиба, а несколько смещен в направлении задней ветви. Базальная полость неглубокая, маленькая, ромбовидно-овальной формы, слегка вытянутой в направлении ветвей, расположена под главным зубцом.

С р а в н е н и е . От выделенного Д.М. Дрыгантом подвида *Lonchodina greilingi novogreilingi* отличается лишь наличием разновеликих зубчиков на ветках и смещением главного зубца в заднем направлении.

Р а с п р о с т р а н е н и е . Нижний силур (лландовери–венлок) и нижний девон Подолии, нижний девон (нижний жедин) Германии, Канады, Австралии.

М е с т о н а х о ж д е н и е . Хабаровский край, Аяно-Майский район, верховья р. Улуйкан, бассейн нижнего течения р. Лантарь, т. н. 2390. Нижний девон, лохковский ярус, улуйканская свита.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Впервые в среднепалеозойских отложениях Западного Приохотья собраны граптолиты и конодонты, приведено монографическое описание последних.

В результате изучения органических остатков (бентосных, пелагических и флоры), собранных из разрезов силурийских и девонских образований между речья Лантарь–Мерикон, анализа и обобщения всей биостратиграфической информации удалось выделить фаунистические комплексы разных стратиграфических уровней, позволившие увязать отдельные разрезы между собой.

В разрезе лантарской свиты на левобережье нижнего течения р. Лантарь установлены 4 фаунистических комплекса: позднелландовериийский (пачки 1 и 2), предположительно венлокский (пачки 3–6), венлокско-лудловский (пачка 7 и нижняя часть пачки 8) и позднелудловский (верхняя часть пачки 8–пачка 9).

В улуйканской свите нижнего течения р. Лантарь установлены 5 фаунистических ассоциаций, из них 4 конодонтовые: верхнелохковско-пражская (верховье р. Улуйкан), пражско-раннеэмская (зона *sulcatus*–основание зоны *kitabicus*, правобережье руч. Кирпичного), позднеэмская (зона *serotinus*, водораздел Кирпичный – Лантарь), пражско-эмская (левобережье р. Лантарь, ниже устья руч. Кирпичного), эйфельская (зона *costatus*, левобережье руч. Кирпичного). Три конодонтовых комплекса из четырех соответствуют конодонтовым зонам Стандартной стратиграфической шкалы.

Полученные материалы позволили детализировать стратиграфическую схему среднепалеозойских отложений Аянской зоны.

БЛАГОДАРНОСТИ

Автор считает своим долгом выразить искреннюю признательность геологам М.К. Жевержеевой и А.Д. Петухову, материалы которых использованы в данной работе, Н.М. Кореньковой, принявшей участие в полевых работах, палеонтологам Т.Н. Корень, Н.Г. Сенникову, Н.М. Петросян, давшим заключения о таксономическом составе и возрастном диапазоне граптолитов и флоры, Н.В. Мендель за изготовление фотографий, Меньшиковой О.М. за техническую помощь при оформлении статьи и Л.И. Попеко за ценные советы и консультации. Особую благодарность выражаю Г.Р. Шишкиной за биостратиграфический анализ брахиопод и всестороннюю помощь в работе.

ЛИТЕРАТУРА

1. Апекина Л.С. Конодонты и биостратиграфия девона Заврашано-Гиссарской горной области. Ташкент: ФАН, 1984. С. 73–7.
2. Аргюшкова О.В. Конодонтовые комплексы эмса – среднего девона Магнитогорского мегасинклинария и их стратиграфическая приуроченность // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2000. Т. 75, вып. 2. С. 16–23.
3. Барсков И.С., Воронцова Т.Н. и др. Определитель конодонтов девона и нижнего карбона. М.: МГУ, 1991. 182 с.
4. Гольденберг В.И. Стратиграфия среднепалеозойских отложений западного побережья Охотского моря в районе Аяна // Сов. геология. 1968. № 11. С. 37–46.
5. Гольденберг В.И., Пугачева И.П. Геологическая карта СССР. 1:200 000. Серия Приохотская. Лист О-54-XXV: Объясн. зап. М.: Недра, 1978. 108 с.
6. Дрыгант Д.М. Корреляция и конодонты силурийских и нижнедевонских отложений Вольно-Подолии. Киев: Наук. думка, 1984. 90 с.
7. Изох Н.Г. Конодонты и зональное расчленение эмских отложений Салаира: Автореф. дис. Новосибирск, 1998. 25 с.
8. Москаленко Г.А., Чегодаев Л.Д. Конодонты // Граптолиты, конодонты и стратиграфия силура, нижнего девона Северного Кавказа. Новосибирск: Наука, 1988. С. 132–168.
9. Решения IV Дальневосточного регионального межведомственного стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою юга Дальнего Востока и Забайкалья. Хабаровск: ХГГГП, 1995. Схемы 14, 16.
10. Сапельников В.П., Мизенс Л.И., Снигирева М.П. Брахиоподы и конодонты зоны *zdimir* (девон) северной части Среднего Урала // Биостратиграфия и фауна среднего палеозоя Урала: (сб. ст.). Свердловск: УНЦ АН СССР, 1981. С. 75–91.
11. Халымбаджа В.Г. Конодонты эйфельского яруса СССР. Казань: Изд-во Казан. ун-та, 1990. 86 с.
12. Bischoff G.C.O. et Argent J.C. Lower Devonian (Late Lochkovian-Pragian) Limestone Stratigraphy at Conodont Distribution, Waratah Bay, Victoria // Cour. Forsh. inst.

- Senckenberg, CFS. 1990. V. 118. P. 441–472.
13. Bultynck P. Revision stratigraphique et paleontologique (Brachiopodes et Conodontes) de la caupe type du Couvinien // Mem. Inst. Geol. Univ., Louvain, 1970. V. 26. P. 1–152.
 14. Bultynck P., Hollard H. Distribution comparee de Conodontes et Goniatites devoniens des plaines du Dra, du Ma'Der et du Tafilalt (Maroc). Aardkundig Medelingen Univ. Press, 1979. V. 1. 75 p.
 15. Johnson J.G., Klapper G. et Trojan W.R. Brachiopod and conodont successions in the Devonian of the northern Antelope Range, central Nevada // Geol. et Paleont. 1980. V. 14. S. 77–116.
 16. Klapper G., Ziegler W., Mashkova T.V. Conodont and correlation of Lower-Middle Devonian boundary beds in the Barrandian area of Czechoslovakia // Geol. et Paleont. 1978. V. 12. P. 103–115.
 17. Lazreq N. Devonian conodonts from Cynral Morocco // Cour. Forsh. inst. Senckenberg, CFS. 1990. V. 118. P. 65–80.
 18. Mawson R. Early Devonian (Lochkovian) conodont faunas from Windellama, New South Wales // Geol. et Paleont. 1986. V. 20. P. 39–71.
 19. Mawson R. Documentation of Conodont Assemblages across the Early Devonian-Middle Devonian Boundary, Broken River Formation, North Queensland, Australia // Cour. Forsh. inst. Senckenberg, CFS. 1987. V. 92. P. 251–273.
 20. Mawson R., Talent J. et al. Conodont data in relation to resolution of stage and zonal boundaries for the Devonian of Australia // Devonian of the World. Canadian Soc. Petrol. Geol. Mem. 1988. V. III. P. 485–527.
 21. Mawson R. et Talent J.A. Late Emsian-Givetian Stratigraphy and Conodont Biofacies – Carbonate Slope and Offshore Shoal to Sheltered Lagoon and Nearshore Carbonate Ramp – Broken River, North Queensland, Australia // Cour. Forsh. inst. Senckenberg, CFS. 1989. V. 117. P. 205–260.
 22. Murphy M.A. Lower Pragian Boundary (Lower Devonian) and its Application in Nevada // Cour. Forsh. inst. Senckenberg, CFS. 1989. V. 117. P. 61–70.
 23. Murphy M.A., Matti J.C., Walliser O.H. Biostratigraphy and evolution of the Ozarkodina remcheidensis – Eognathodus sulcatus lineage (Lower Devonian) in Germany and Central Nevada // Journ. Paleontol. 1981. V. 55. N4. P. 747–772.
 24. Orchard M.J. The conodont biostratigraphy of the Devonian Plymouth Limestone, South Devon // Paleontology. 1978. V. 21. Part 4. P. 907–955.
 25. Pedder A.E.H., Jackson J.H., Philip G.M. Lower Devonian biostratigraphy in the Wee Jasper Region of New South Wales // Journ. Paleont. 1970. V. 44. N2. P. 206–251.
 26. Philip G.M. Lower Devonian conodonts from Tyers Area, Gippsland Victoria // Proc. Roy. Soc. Victoria, 1965. V. 79. P. 95–117.
 27. Picket J.W. Conodont faunas from the Mount Frome Limestone (Emsian-Eifelian), New South Wales // Reprinted from BMR Bulletin. 1978. V. 192. P. 97–101.
 28. Pollock C.A., Rexroad C.B., Nicoll A.S. Lower Silurian conodonts from northern Michigan and Ontario // Journ. of Paleont. 1970. V. 44. N 4, P. 743–764.
 29. Sorentino L. Conodont assemblages Spanning the Lochkovian-Pragian (Lower Devonian) Boundary at Eurimbla Central South Wales // Cour. Forsh. inst. Senckenberg, CFS. 1989. V. 117. P. 81–116.
 30. Treatise on invertebrate paleontology. Pt. W Miscellanea. Suppl. 2 Conodonta // Lawrence. Kansas. Geol. Soc. America and Univ. Kansas Press, 1981. 202 p.
 31. Walliser O.H., Wang C.Y. Upper Silurian stratigraphy and conodonts from the Qujing District; East Yunnan, China // Cour. Forsh. inst. Senckenberg, CFS. 1989. V. 110. P. 111–121.
 32. Weddige K. Die Conodonten der Eifel-Stufe im Typusgebiet und in benachbarten Faziesgebieten // Senckenberg. Iethaea. 1977. Bd. 58, № 4–5. S. 271–419.
 33. Weddige K. Pathological Conodonts // Cour. Forsh. inst. Senckenberg, CFS. 1990. V. 118. P. 563–589.
 34. Wilson G.A. Documentation of Conodont Assemblages across the Lochkovian-Pragian (Early Devonian) Boundary at Wellington, Central New South Wales, Australia // Cour. Forsh. inst. Senckenberg, CFS. 1989. V. 117. P. 117–204.
 35. Ziegler W. Conodonten dem Rheinischen Unterdevon (Gedinnium) Des Remscheider Suttels (Rheinisches Schiefergebirge) // Paleo. Z., 1960. Bd. 34. N2. S. 169–201.

Поступила в редакцию 4 марта 2004 г.

Рекомендована к печати Л.И. Попеко

L.P. Eikhvald

The first finds of Middle Paleozoic conodonts in Western Priokhotye

The results of biostratigraphic study of the sections of the Lantarskaya and Uluikanskaya suites in a stratotype territory are presented. For the first time, conodonts have been distinguished and monographically described, and correlation has been made with conodont zones of the Standard Stratigraphic Chart.

Key words: conodonts, Silurian, Devonian, Western Priokhotye.

МЕЗОПРЕОБРАЗОВАНИЯ КАК ПРИЧИНА СТРУКТУРНЫХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ПЕРЕСТРОЕК

Е.Н. Диман

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

Рассмотрены вопросы мезопреобразований в геологии. Была выдвинута гипотеза (Диман, 2004), что причиной мезопреобразований в горных породах являются рои нанотрещин и небольшой температурный градиент. Распространение мезопреобразований происходит при фиктивном перемещении нанотрещины в область повышенных температур. Мезопреобразования предваряют и способствуют проявлению многих геологических событий (полосообразное нарушение прочности пород, землетрясения, образование даек и трубок, в том числе алмазоносных, продольное и поперечное перемещение слоев). Скорость перемещения мезопреобразований составляет несколько сот метров в секунду.

Для веществ определены минимальные температуры, при которых начинаются мезопреобразования без приложения внешних нагрузок. Делается вывод, что мезопреобразования широко распространены в породах земной коры.

В данной работе предлагается также модель структуры зоны мезопреобразований и рассматриваются различия мезопреобразований в металлах и силикатных породах (на примере гранита). Приводятся достаточные признаки того, что мезопреобразования – это результат поперечного перемещения нанотрещин.

Ключевые слова: мезопреобразование, нанотрещина, температурный градиент, горные породы.

ВВЕДЕНИЕ

В последние два десятилетия был открыт и исследован новый вид преобразований веществ – мезопреобразования [8]. Опыты в основном проводились на металлах и сплавах. От обычных разрушений, в широком понимании этого слова, вызванных линейными механическими силами на макромасштабном уровне [3], мезопреобразования отличаются рядом характерных свойств [9]. Преобразования на мезоуровне без внешнего приложения сил предполагают внутреннюю перестройку вдоль фронтальной границы полосы, распространяющейся с большой скоростью и малой диссипацией энергии [15, 17].

Было замечено, что линейное распространение полосы мезопреобразований, как правило, начиналось с краевых участков пластин металлов в сторону источника тепла при достижении определенных температур. Мезопреобразования сопровождалось выделением упругих волн (звук) [14]. Была выдвинута гипотеза [5], что мезопреобразования широко распространены в геологических структурах и предшествуют многим геологическим событиям, опережая их и циклически повторяясь, начиная от ступенчатого подъема магм и образования даек и штоков и кончая

разрядкой энергии в напряженных областях. Было высказано предположение, что начало мезопреобразованиям положено активизацией роя нанотрещин, которые движутся в сторону источника тепла (вдоль градиента температур), оставляя за собой ослабленную зону в породах, (подобие трещин, заполненных разрушенным материалом при предплавленных температурах), что, в свою очередь, уменьшает прочность пород в сотни и тысячи раз [2].

В данной работе уточнены скорости линейного распространения мезопреобразований, определены их минимальные температуры в отсутствие внешних сил (растяжения или сжатия) и предложена модель структуры зоны мезопреобразований. Рассматривается отличие мезопреобразований металлов и горных пород и приводятся дополнительные факты из геологической практики, подтверждающие возможность мезопреобразований в породах земной коры.

МЕЗОПРЕОБРАЗОВАНИЯ И ОБЫЧНЫЕ РАЗРУШЕНИЯ

Разрушение естественных образований происходит на разных масштабных уровнях. Масштабирование объектов в геологии можно свести, в основ-

ном, к трем обычно различаемым образованиям. Это, прежде всего, кристалл, как сочетание молекул, порода, состоящая из множества определенного типа кристаллов, и пачка пород, обладающих разными физико-химическими свойствами и потому имеющих поверхностные границы раздела друг с другом. Их разрушения можно подразделить на обычные разрушения, в широком понимании этого слова, и мезопреобразования, отличающиеся рядом характерных свойств.

Обычные разрушения вызваны в основном линейными механическими силами и приводят к разрушению кристаллов (разрыв связей между молекулами кристалла с образованием новых поверхностных границ), для пород – это смятие и деформации с образованием складок, разрывные нарушения с горизонтальным и вертикальным противоположным перемещением слоев вдоль разрывов [10] и тому подобное.

Преобразования на мезоуровне предполагают внутреннюю перестройку вдоль фронтальной полосы, распространяющейся с большой скоростью и малой диссипацией энергии [15]. Отличие от волн (например, сейсмических) заключается в линейном полосообразном распространении мезопреобразований. Это наводит на мысль, что причиной мезоуровневых преобразований является перемещение определенного типа дефектов, свойственных каждому уровню.

Дефекты кристалла хорошо известны – это, в основном, дислокации, вакансии, микровключения, микропустоты и микротрещины. Для породы, состоящей из кристаллов и межзернового цемента, характерны те же дефекты с большей концентрацией последних (разнородные включения, микропустоты и микротрещины) в межзерновом цементе. Для пачки пород дополнительно появляются поверхностные границы раздела с тем же сочетанием дефектов.

Ясно, что вакансии, ввиду их малой концентрации, даже при высоких температурах не могут служить источником перестройки структуры при мезопреобразованиях. Это можно сказать и о микропустотах и микровключениях – слишком мала скорость их перемещения.

Энергия дислокаций на единицу длины, W_d , всегда присутствующих в кристалле, приблизительно равна Gb^2 . Здесь b – вектор Бюргерса, G – модуль сдвига. Для создания новых дополнительных дислокаций требуются большие сдвиговые усилия, что отсутствует в опытах с пластинками металлов на подложках. Кроме того, перемещение дислокаций, требующее также определенных усилий, не приводит к

заметной перестройке, как это наблюдается в четко видимой полосе мезопреобразований в опытах. Восходящие дислокации обычно перемещаются с диффузионной скоростью ($\sim 10^{-4}$ см/с). Очень привлекательно, что скользящие и восходящие дислокации не распространяются в форме волны, но это не является достаточным аргументом в их пользу.

Рассмотрим оставшийся дефект – это трещины, присутствующие на всех трех масштабных уровнях. Ясно, что трещины и микротрещины способны влиять только на обычные разрушения, значительно понижая критический порог прочности кристаллов и пород [12]. Напряженные зоны расположены в устьях этих трещин. При значительном уменьшении их размеров напряженные зоны сливаются, окружая трещину, так что последняя оказывается полностью “погруженной” в напряженную зону. Назовем такие трещины нанотрещинами. Деформации кручения и сдвига, которые могут локально создаваться напряжениями вокруг нанотрещин при наличии температурного градиента, ΔT , по разные стороны нанотрещины, могут при повышенных температурах способствовать началу мезопреобразований. Так как амплитуда колебаний атомов с “горячей” стороны нанотрещины чуть больше, чем с противоположной, то произойдет перескок атома на менее нагретую поверхность трещины. Кроме того, он потянет за собой наиболее прочно связанные с ним атомы. То есть трещина на плоской стороне фиктивно двигается в сторону наибольшей температуры и является стоком, где гасятся вакансии и дислокации с выделением энергии, поддерживая высокую температуру на “горячей” стороне нанотрещины. В отличие от металлов, в гетерогенных объектах, силикатах и алюмосиликатах, единицей преобразований является не атом, а молекула, так как разрыв валентных связей происходит по наиболее слабым из них. Можно считать, что наиболее прочно связаны оксиды, входящие в формулу минерала, что необязательно, и единицей перемещений (для удобства расчетов) можно считать последовательность перемещений оксидов, хотя единица перемещений может быть и более сложной.

На рисунке 1а схематично показана нанотрещина, шириной $2b$, и матрица, состоящая из трех сортов атомов, где слабые связи показаны пунктиром. Предположим, что существует градиент температур и слабые связи между атомами (пунктир) разрываются по линии CD. Выберем единицу перемещения, обычно оксиды, как наиболее прочно связанные молекулы в сложном образовании (на рисунке 1 внизу). Разрыв слабых связей по достижении критической амплитуды молекулы приведет в конечном итоге к перемеще-

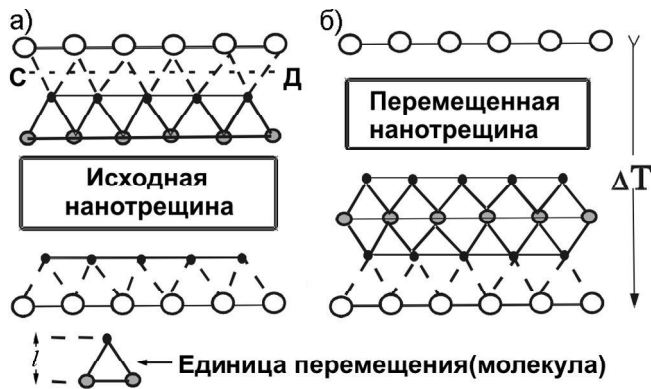


Рис. 1, а, б. Перемещение нанотрещины при мезопреобразованиях в гетерогенных средах.

нию слоя молекул на “холодную” сторону нанотрещины, и нанотрещина фиктивно займет новое положение (рисунок 1,б). В работе [5] было установлено, что скорость выхода молекулы в полость нанотрещины определяется уравнением:

$$V = 4 \pi^2 m / \chi E \tau_0^3. \quad (1)$$

Здесь m – масса молекулы, χ – числовая функция, E – модуль упругости, τ_0 – частота колебаний центра тяжести молекулы. Сравним результаты расчета со средней арифметической скоростью поступательного движения молекул идеального газа из закона Максвелла в замкнутой полости:

$$V_g = (8kT/(\pi m))^{1/2}, \quad (2)$$

можем выбрать χ и, соответственно, частоту колебаний и скорость выхода молекулы в равновесную газовую фазу (табл. 1).

Частота рассчитывается, исходя из уравнения (3):

$$\tau_0 = 2\pi(m/\chi El)^{1/2}, \quad (3)$$

где l – линейный размер молекулы.

Данные таблицы 1 рассчитаны для температуры 800 К. В закрытой полости линейная скорость молекул меди при $l = 3 \cdot 10^{-10}$ м, $T = 800$ К, $E \approx 10^7$ Н/см² составляет по уравнению (2) 516 м/с. Наиболее близко полученному значению скорости соответствует строка таблицы, выделенная жирным шрифтом. Это значит, что отклонение атома от узла кристаллической решетки на 14% (столбец 1) приведет к обязательному переходу его в газовую фазу. Частота колебаний составляет $5,77 \cdot 10^{-13}$, а безразмерный множитель χ равен примерно 0,417. Для температуры 1100 К (нижняя часть таблицы) увеличивается скорость выхода молекул в газовую фазу примерно на 100 м/с, тогда как отклонение ядра от положений равновесия и частота колебаний атома изменяются незначительно, что следует из классической физики. Действительно, произведение El при повышенных темпера-

Таблица 1. Минимальные амплитуды и скорости мезопреобразований веществ.

Амплитуда, в долях от 1	Межатомное расстояние, l, см	Числовая функция, $\chi > 0$	Частота колебаний молекулы, τ_0 , сек	Линейная скорость молекулы, м/с
T = 800K, Vg = 516 м/сек				
0.1	$1 \cdot 10^{-8}$	22.08	$1.3734 \cdot 10^{-13}$	727
0.1	$3 \cdot 10^{-8}$	0.8178	$4.1201 \cdot 10^{-13}$	727
0.1	$6 \cdot 10^{-8}$	0.1022	$8.2412 \cdot 10^{-13}$	727
0.135	$1 \cdot 10^{-8}$	12.1152	$1.85407 \cdot 10^{-13}$	539
0.135	$3 \cdot 10^{-8}$	0.448712	$5.5622 \cdot 10^{-13}$	539
0.135	$6 \cdot 10^{-8}$	0.056089	$1.11244 \cdot 10^{-12}$	539
0.14	$1 \cdot 10^{-8}$	11.2653	$1.92274 \cdot 10^{-13}$	519.6
0.14	$3 \cdot 10^{-8}$	0.417234	$5.76821 \cdot 10^{-13}$	519.6
0.14	$6 \cdot 10^{-8}$	0.0521542	$1.15364 \cdot 10^{-12}$	519.6
0.15	$1 \cdot 10^{-8}$	9.8133	$2.0601 \cdot 10^{-13}$	485
0.15	$3 \cdot 10^{-8}$	0.3634	$6.1807 \cdot 10^{-13}$	485
0.15	$6 \cdot 10^{-8}$	0.04543	$1.2361 \cdot 10^{-12}$	485
T = 1100K, Vg = 606 м/сек				
0.1	$1 \cdot 10^{-8}$	30.36	$1.17123 \cdot 10^{-13}$	853
0.1	$3 \cdot 10^{-8}$	1.12444	$3.56368 \cdot 10^{-13}$	853
0.1	$6 \cdot 10^{-8}$	0.14055	$7.02734 \cdot 10^{-13}$	853
0.135	$1 \cdot 10^{-8}$	16.5684	$1.58116 \cdot 10^{-13}$	632
0.135	$3 \cdot 10^{-8}$	0.616979	$4.74346 \cdot 10^{-13}$	632
0.135	$6 \cdot 10^{-8}$	0.0771224	$9.48692 \cdot 10^{-13}$	632
0.14	$1 \cdot 10^{-8}$	15.4898	$1.63972 \cdot 10^{-13}$	610
0.14	$3 \cdot 10^{-8}$	0.573696	$4.91915 \cdot 10^{-13}$	610
0.14	$6 \cdot 10^{-8}$	0.071712	$9.83829 \cdot 10^{-13}$	610

турах почти не изменяется, так как с повышением температуры E несколько уменьшается, а l чуть увеличивается, поэтому их произведение близко к постоянной величине. Здесь же отметим, что отклонение атома от узла кристаллической решетки на 14 процентов позволяет считать приведенные формулы пригодными для дальнейших оценок, так как в равновесных условиях при предплавильных температурах отклонение разного сорта атомов составляет 6 – 12 %. Значения параметров таблицы 1 примем как исходные, поскольку при их достижении весь приграничный слой перейдет в газовую фазу. Достижение критического отклонения обеспечивается напряженной зоной, полностью включающей в себя нанотрещину.

Здесь же отметим, что при температурах меньших, чем начальная минимальная температура, мезопреобразования в металлах возможны лишь при приложении внешних механических усилий, а также могут наблюдаться в напряженных зонах в условиях земной коры.

ПЕРВЫЙ “ТОЛЧОК”

Для активизации молекул и перехода их на другую сторону нанотрещины необходимо внешнее, по отношению к трещине, воздействие, внешнее по-

Таблица 2. Энергия атома меди при разных температурах.

Температура, К	300	600	800	1000	1100	1200	1357
Энергия, Н м, на один атом	$4.14 \cdot 10^{-17}$	$8.28 \cdot 10^{-17}$	$1.104 \cdot 10^{-16}$	$1.38 \cdot 10^{-16}$	$1.518 \cdot 10^{-16}$	$1.656 \cdot 10^{-16}$	$1.872 \cdot 10^{-16}$

ступление энергии. Последняя складывается из механической и тепловой энергии. Запасенная в напряженной зоне вокруг нанотрещины механическая энергия и тепловая энергия в момент нагрева образца, когда разница температур “горячей” и “холодной” стороны нанотрещины может быть в три-четыре раза больше (зависит от теплопроводности материала, мощности источника тепла и размеров (площади и ширины) нанотрещины), чем при установившемся динамическом равновесии. В таблице 2 приведена полная энергия ядра атома меди, из которой видно, что энергия, приходящаяся на один атом, в первоначальный момент нагрева с “горячей” и “холодной” стороны трещины может отличаться на полпорядка (максимальная разница температур на противоположных сторонах нанотрещины). По этой причине движение нанотрещины по достижении критической активизации молекул поверхности “горячей” стороны нанотрещины начинается в сторону источника тепла.

Если энергии, запасенной в напряженной зоне вокруг нанотрещины, недостаточно, то требуется дополнительное внешнее динамическое нагружение материала для активизации мезопреобразований, ведущее к пластической деформации и микроразрушению. В этом случае мезопреобразования носят локальный характер типа скольжения или с образованием ламельной структуры мезополос (двойных спиралей) [7, 8].

Если ширина трещины имеет размер в несколько Бюргерсов, то при первом перескоке молекул на “холодную” сторону уменьшится первоначальный температурный градиент. Поэтому после первого “толчка” изменится и режим мезопреобразований.

ПРОЦЕССЫ, ПРОИСХОДЯЩИЕ В ПОЛОСТИ НАНОТРЕЩИНЫ

Конкретизируем расчеты к какому-либо определенному объему. Пусть размеры трещины будут $1 \text{ см} \times 1 \text{ см} \times 10b$, где b – вектор Бюргерса, в данном случае равный межатомному расстоянию, $3 \cdot 10^{-8}$ см. Примем $P_0 = 10^{-9}$ (Тор) = $(1/760) \cdot 10^{-9}$ (атм) = $1,316 \cdot 10^{-8}$ Н/м² (рис. 2). Масса газа в полости на один атомный объем составит $M = \mu PV / (RT)$, где μ – молекулярный вес меди, $R = 8,31441$ (Дж/моль К) – газовая постоянная. Тогда $M = 3,77113 \cdot 10^{-25}$ г, а $n = NM/(\mu V) = 6,022 \cdot 10^{23} \cdot 3,77113 \cdot 10^{-25} / (63,546 \cdot 3 \cdot 10^{-7}) = 1.19 \cdot 10^4$ молекул в одном сантиметре кубическом.

При первом толчке, когда молекулы на плоскости “горячей” стороны трещины полностью активизируются для выхода в газовую фазу, их концентрация в данном объеме составит $1/(l^2 \cdot 10b) = 1/(9 \cdot 10^{-16} \cdot 3 \cdot 10^{-7}) = 3,7037 \cdot 10^{21}$ молекул на см³.

С большой скоростью (500–600 м/с, табл. 1), сметая все на своем пути, эта огромная масса молекул хаотически присаживается на “холодной” стороне нанотрещины и нанотрещина занимает новое положение, при более высокой температуре, отличающейся от прежней на ΔT молекулярного слоя, рис. 1.

Можно логически показать, не прибегая к сложным расчетам, что температура поверхности T_2 “холодной” стороны нанотрещины при перескоке слоя молекул с противоположной стороны увеличится лишь на ΔT молекулярного слоя, рис. 3.

Действительно, представим полость в равновесных условиях с определенным давлением паров внутри нее. Вбрызнув в нее определенное количество молекул с меньшей кинетической энергией, чем равновесная, другими словами, введя хладоагент, мы понизим температуру, которая за счет теплообмена будет повышаться. Напротив, если введем более горячие молекулы, то тем самым повысим температуру, которая стремится к снижению до равновесной. Если введено такое же количество молекул с равновесной энергией, то температура не должна измениться. Во всех трех случаях введение избыточного количества молекул связано с изменением давления в полости, но в последнем случае, приняв, что не происходит присадки молекул на стенки, увеличение давления будет связано не с увеличением температуры, а с увеличением массы газовой фазы, $\mu: NPV = \mu RT$ (выделено жирным шрифтом). Таким образом, в динамических условиях при смещении нанотрещины на один шаг (рис. 1) новые значения температур T''_2 и T''_1 увеличатся на ΔT нанотрещины (рис. 3): $T''_2 = T_1, T''_1 = T_1 + \Delta T$.

СТРУКТУРА, НЕПОСРЕДСТВЕННО ПРИЛЕГАЮЩАЯ К “ХОЛОДНОЙ” СТОРОНЕ НАНОТРЕЩИНЫ

Быстрая и хаотичная присадка слоя молекул на “холодной” стороне нанотрещины приведет к сложной, напряженной по своей природе, структуре с образованием значительного количества всевозможных дефектов, пустот, вакансий, дислока-

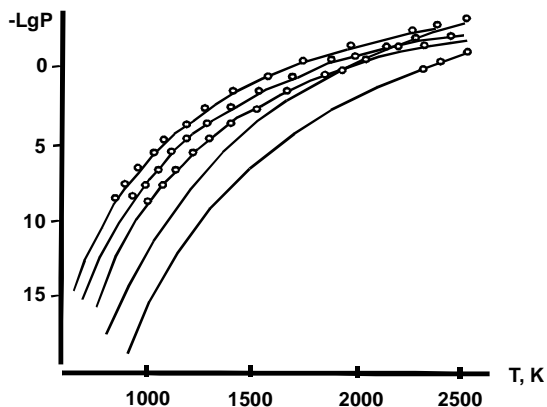


Рис. 2. Логарифм давления паров (слева – направо) алюминия, меди, золота, кварца (SiO_2) и корунда (Al_2O_3).

Давление – в миллиметрах рт. столба. Точки – опытные данные [16], кривые – расчетные данные:

$$\begin{aligned} \lg P_{\text{Al}} &= 8,679 - 1,5259 \cdot 10^4 / T + 3,8009 \cdot 10^5 / T^2 - 3,8774 \cdot 10^8 / T^3 - \\ & 1,1895 \cdot 10^6 / T^4, \lg P_{\text{Cu}} = 5,6568 - 4,850 \cdot 10^3 / T - 1,3833 \cdot 10^7 / \\ & T^2 + 5,016 \cdot 10^9 / T^3 + 1,3808 \cdot 10^7 / T^4, \lg P_{\text{Au}} = 8,0631 - \\ & 1,5183 \cdot 10^4 / T - 3,3063 \cdot 10^6 / T^2 + 9,4917 \cdot 10^8 / T^3 + 2,4616 \cdot 10^6 / \\ & T^4, \lg P_{\text{SiO}_2} = 13,0721 - 2,4099 \cdot 10^4 / T - 5,0487 \cdot 10^6 / T^2 + \\ & 3,6432 \cdot 10^9 / T^3 + 6,5387 \cdot 10^6 / T^4, \lg P_{\text{Al}_2\text{O}_3} = 11,2949 - 2,7311 \cdot 10^4 / \\ & T - 1,8957 \cdot 10^4 / T^2 + 2,0563 \cdot 10^7 / T^3 + 3,0508 \cdot 10^4 / T^4. \end{aligned}$$

ций, образование которых в нормальных условиях требует затраты энергии. Их концентрация должна быть намного больше равновесной, такой, чтобы их энергии хватило бы не только для подплавления вещества, но и на преобразование энергии в виде звуковых волн. Естественно, что происходит это должно за счет кинетической энергии ударных молекул “горячей” стороны нанотрещины. Концентрация дефектов будет наибольшей в первых слоях нанотрещины. Поэтому быстрая аннигиляция значительного избытка дефектов (напоминающая, образно говоря, мгновенную кристаллизацию из сильно пересыщенного раствора) приведет к преобразованию энергии в основном в звуковые колебания и началу теплового разогрева. Этот слой, непосредственно прилегающий к “холодному” краю нанотрещины, можно с полным основанием назвать “звуковым”. Дальнейшее преобразование слоя, который уже окажется вдали от края трещины (напомним, что трещина “перемещается”, а перемещенный объем вещества остается на месте, смещаясь лишь на ширину нанотрещины) будет сопровождаться (тепловые волны) дальнейшим выделением тепла от оставшихся в избытке против равновесного дефектов: разрядка напряженных зон, уменьшение дислокаций, сток вакансий до их равновесного количества. Поэтому эту зону можно на-

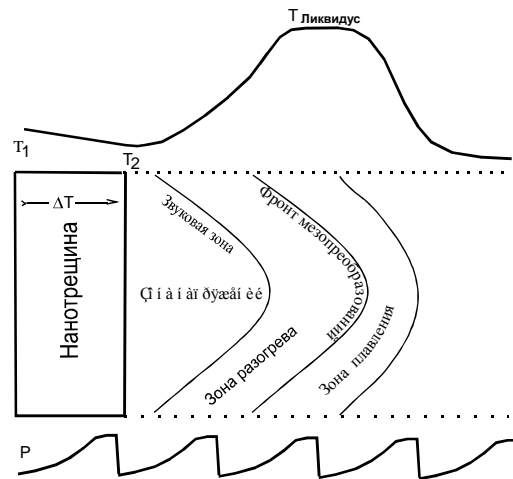


Рис. 3. Структура зоны преобразований.

Изменение температуры полосы по мере продвижения нанотрещины. Структура зоны преобразований за нанотрещиной: напряженная зона с высокой концентрацией дефектов (дислокации, пустоты, вакансии), состоящая условно из двух подзон – упругих колебаний (звуковая зона) и разогрева, – не имеющих четких границ и взаимно проникающих друг в друга; узкая полоска преобразования вещества при достижении ликвидусных температур. Нижняя кривая – пульсации давления в объеме движущейся трещины.

звать зоной разогрева вещества и перехода ее в более узкую зону подплавления вещества, когда температура достигнет солидусных значений, рис. 3.

ПОДПЛАВЛЕНИЕ ВЕЩЕСТВА НА “ХОЛОДНОЙ” СТОРОНЕ НАНОТРЕЩИНЫ

Достаточно ли кинетической энергии для переплавления вещества на “холодной” стороне нанотрещины, передаваемой с перемещаемым слоем молекул, когда температура должна повысится до температуры солидуса? Энергия на “горячей” стороне нанотрещины не должна превышать или быть равной энергии расплавленного вещества, иначе расплав, попросту говоря, заполнит трещину, на чем и закончится преобразование. Поэтому можно оценить минимальную температуру мезопреобразований, исходя из затрат энергии, необходимой для преобразования вещества.

Определить, насколько температура “горячей” стороны должна быть ниже температуры солидуса, можно следующим образом. Пусть T_1 – температура начала преобразований (температура “горячей” стороны), T_s – температура солидуса. Количество тепловой энергии Q от температуры T_1 до температуры T_s определится как $Q = -\Delta H = \int_{T_1}^{T_s} C_p dT$, где C_p – удельная теплоемкость при постоянном давлении. Равенство полной кинетической энергии ($W_p = 0$) и тепловой энергии

Таблица 3. Минимальная температура мезопреобразований некоторых веществ.

Вещество	T_{\min} , К	T_s , К	ΔT , К	$-H_1 \cdot 10^{-20}$ кал/атом	$-H_2 \cdot 10^{-20}$ кал/атом	$-\Delta H \cdot 10^{-20}$ кал/атом	$W_k \cdot 10^{-20}$ кал/атом
Алюминий, Al	745	932	184	0,4767	0,7138	0,2371	0,2441
Медь, Cu	1075	1357	285	0,8274	1,1730	0,3456	0,3529
Золото, Au	1055	1336	281	0,8134	1,1535	0,340	0,3463
Гранит и некоторые минералы в составе гранита							
Гранит	1265	1300	45	132,11	132,51	0,3981	0,3995
Кварц, SiO ₂	1170	(1300)	130	38,481	38,859	0,3777	0,3842
Корунд, Al ₂ O ₃	1230	(1300)	70	70,93	71,315	0,3842	0,4040
Микроклин KAlSi ₃ O ₈	1275	(1300)	25	168,83	169,22	0,3965	0,4189
Альбит, NaAlSi ₃ O ₈	1275	(1300)	25	167,178	167,57	0,3930	0,4189
Анортит, CaAl ₂ Si ₂ O ₈	1275	(1300)	25	178,733	179,14	0,4025	0,4188
Мусковит KAl ₃ Si ₃ O ₁₀ (OH) ₂	1285	(1300)	15	256,798	257,24	0,3768	0,4222
Диопсид [*] , CaMgSi ₂ O ₆	1270	(1300)	30	136,925	137,31	0,3787	0,4172

Примечание. Кварц рассчитан с учетом фазовых переходов, а мусковит – с учетом дегидратации при температуре 1000К. T_s – температура плавления, H – энтальпия, приходящаяся на один атом, W_k – кинетическая энергия. Для сложных веществ расчет проводился на усредненный размер атома. *) Диопсид – ксенокристалл в граните.

даст значение минимальной температуры $T_{\min} = T_1$, при которой начинаются мезопреобразования (табл. 3).

Каково должно быть количество дефектов, энергии которых достаточно, чтобы достичь необходимой минимальной температуры? Рассмотрим это на примере вакансий и дислокаций как наиболее распространенных дефектов кристаллической решетки. Энергия образования одной вакансии в меди $U_v \approx 1,5 \cdot 10^{-17}$ (Н м). Концентрация вакансий $C_v = \exp(U_v / kT)$, где k – постоянная Больцмана. Определим энергию образования дислокации, исходя из кинетической энергии дислокации единичной длины $W_{kd} = \rho b^2 v^2 / 2$, где ρ – плотность вещества, b – вектор Бюргерса. Произведение ρb^2 представляет собой “массу” дислокации на единицу длины. Дислокация движется в кристалле, теряет свою кинетическую энергию, которая при повышенных температурах переходит в энергию упругих и тепловых волн. Сокращение дислокационной линии на длину ΔL приведет к выделению энергии W_d на величину $W_d = \Delta L G b^2$, а на единичную длину, то есть на толщину перемещенного слоя, $W_d = G b^3$. Такая величина энергии приблизительно равна выделяемой энергии аннигилирующей вакансии, то есть $G b^3 \approx U_v$. Отсюда $G = U_v / b^3 \approx 1,5 \cdot 10^{-17} / (3 \cdot 10^{-10})^3 = 1,6 \cdot 10^{12}$ Н/м², что близко к табличным данным. Общее число вакансий и дислокаций в слое $n_{vd} = W_k \cdot (n_a / (a U_v) + n_a / ((1-a) G b^3))$, где a – доля вакансий из общего числа вакансий и дислокаций, n_a – число молекул в перемещаемом слое. Общая концентрация вакансий и дислокаций составит приблизительно $C_{vd} = \exp(U/W_k) \approx \exp(1,5 \cdot 10^{-17} / 1,9 \cdot 10^{-18}) = 2683$, что превышает равновесную приблизительно в 300 и более раз. Рас-

стояние между вакансиями составит около $9 \cdot 10^{-6}$ см, и на единицу длины одна вакансия приходится на 25–50 атомов. Кинетическая энергия дислокаций, так и вакансий перейдет в энергию упругих и тепловых волн. В таблице 3 приведены минимальные температуры, при которых начинаются мезопреобразования для металлов и минералов без приложения внешних нагрузок.

ОЦЕНКА ГРАДИЕНТА ТЕМПЕРАТУР В МАТРИЦЕ

Можно оценить и градиент температур, который существует в матрице, начиная от минимальной температуры, при которой осуществляются мезопреобразования, и до температуры ликвидуса. Разница ΔQ от минимальной температуры мезопреобразований до температуры солидуса в расчете на одну молекулу составит $\Delta Q / N$, где N – число Авогадро. Тогда, используя формулу из работы [5]:

$$\Delta T = \Delta Q \chi E \tau_0^2 / (N 4\pi^2 \rho l k), \quad (4)$$

где χ – числовая функция, E – модуль упругости, τ_0 – частота колебаний атома, ρ – плотность материала, l – линейный размер молекулы, L – единица длины, вдоль которой полностью проходит тепловая энергия ΔQ по сечению b^2 и длиной в 1 см, k – постоянная Больцмана.

Подставляя значения $\Delta Q = 15,14$ Ккал/моль, $\chi = 0,4172$, $\tau_0 = 5,7682 \cdot 10^{-13}$ сек, (табл. 1), $E = 4 \cdot 10^{11}$ Н/м², $N = 6,023 \cdot 10^{23}$, $\rho = 8,91$ г/см³, $l = 3 \cdot 10^{-8}$ см, $k = 3,298 \cdot 10^{-24}$ кал/К, определим $\Delta T = 4 \cdot 10^{-5}$ К на 1 см длины или $1,32 \cdot 10^{-13}$ К на ширину нанотрещины в 1 Бюргерс.

Отметим, что градиент температур будет значительно больше, так как не учитывались потери тепла в окружающую среду (воздух). Поэтому можно счи-

тать, что это минимальный градиент, при котором происходят преобразования меди.

Для силикатных минералов коэффициент теплопроводности примерно на два порядка меньше. Но количество тепла ΔQ на порядок–два больше. Поэтому градиент температур будет находиться в пределах $1 \cdot 10^{-3}$ – $1 \cdot 10^{-4}$ градуса на сантиметр. Так для SiO_2 в составе гранита (табл. 3) от температуры 1170 К до 1300 К $\Delta Q = 2275$ кал, $\chi \approx 0,6$, $\tau_0 \approx 4,5 \cdot 10^{-13}$ сек, $E \approx 5 \cdot 10^{11}$ Н/м², $\rho = 2,36$ г/см³, $l \approx 2,08$ см, $k = 3,298 \cdot 10^{-24}$ кал/К, градиент температур составит $3,6 \cdot 10^{-4}$ К/см или $7,2 \cdot 10^{-13}$ К для нанотрещины шириной 2b. В целом для гранита $\Delta T \approx 3,85 \cdot 10^{-4}$ К/см. В этом плане с учетом меньшего коэффициента теплопроводности и большего градиента температур мезопреобразования в породах предпочтительнее, чем мезопреобразования в металлах, так как создают больший градиент температур между “горячей” и “холодной” стороной нанотрещины, но требуют больших температур. В отличие от металлов в природной системе может происходить вынос тепла изнутри системы за счет диффузии летучих. Поэтому градиент температур в самой системе может быть значительно меньше, тогда как на границе с системой может наблюдаться повышенный градиент температур. Под системой в данном случае подразумевается магматический очаг, а его окружение ограничено в пределах изотермы минимальной температуры мезопреобразований (табл. 3). В областях со значительным выносом тепла вероятные образование месторождений полезных ископаемых.

МЕЗОПРЕОБРАЗОВАНИЯ В ПОРОДАХ

Отличие металлов от силикатных минералов заключается в хрупкости последних. Поэтому полоса мезопреобразований в породах может ограничиться разрушением минералов с частичным подплавлением (псевдотахиты?) или даже без подплавления. Наличие нанотрещин в силикатных минералах связано с распадом радиоактивных веществ (треки), с проявлением динамических подвижек (трещины), наличия пустот и твердых включений, температурный коэффициент расширения которых отличен от такового матрицы. Наиболее благоприятным для мелких трещин является межзерновой цемент с его включениями, пустотами и т.д. Формируясь из последних порций расплава, цемент содержит повышенные количества кремнезема и потому наиболее подвержен мезопреобразованиям.

Проверим, возможны ли мезопреобразования в породах. Так, для сухого гранита от 800К (то есть температуры, меньше минимальной, необхо-

димой для мезопреобразований, таблица 3) до температуры плавления, 1250К, количество энергии, требующееся для его переплавления, составляет 103 Ккал/моль, тогда как, исходя из полной кинетической энергии перемещаемого слоя молекул, $-Q \approx 80$ Ккал/моль, то есть цифры одного порядка. Все дело в наличии роя нанотрещин. Их легче получить в металлах, чем в кристаллах, за одним исключением, которым является межзерновой цемент. По своей природе он изначально может содержать законсервированные нанотрещины. Поэтому любые внешние воздействия могут привести к мезопреобразованиям по границам кристаллов, по границам пород. Единственное отличие – он имеет больший модуль упругости, наподобие стеклам, поэтому выделяемой энергии недостаточно для полного переплавления цемента, но достаточно для его разрушения, превращения в подобие “песочка” с отдельными глобулами стеклообразной фазы. Такое нарушение прочности пород может привести к прорыву магмы из магматического очага, землетрясениям, образованию даек, передвижению слоев в напряженных зонах земной коры и другим подобным следствиям [4]. В нашем случае, при $m = 6 \cdot 10^{-22}$ (г), модуле Юнга для межзернового цемента $E = 5 \cdot 10^{10}$ (Н/м²), для молекулы $\tau_0 \approx 10^{-12}$ сек и $\chi \approx 0.1$ (таблица 1, 3), L составит 4,73 км/с, что соизмеримо со скоростью сейсмволн. Можно поступить иным образом, учитывая, что для горных пород, в отличие от металлов, не обязательно достижение предплавильных температур при мезопреобразованиях, а достаточно их разрушения, то с полным основанием можно заменить в формуле (2) модуль упругости на значение критического напряжения, σ , при котором происходит разрушение пород, но σ несколько меньше модуля упругости и намного меньше (на несколько порядков) при фазовых превращениях минералов [12]. Так, для гранита в отсутствие видимых нарушений при 800 К $\sigma \approx 1,28 \cdot 10^{10}$ Н/м² [2]. Подставляя в формулу (2) вместо модуля Юнга значение критического напряжения σ , получим скорость, равную 3,2 км/с, то есть того же самого порядка.

При наличии магматического очага расширение вмещающих пород способствует росту и раскрытию макротрещин в направлении от магматического очага. Мезопреобразования, напротив, развиваются на некотором расстоянии в направлении магматического очага. В этом их принципиальное различие.

В конечном итоге мезопреобразования порождают макротрещину, заполненную разрушенным материалом, и уменьшают прочность пород. Подтверждением предварительного развития мезопреобразо-

ваний служат работы [13, 18], исследующие развитие Срединно-Атлантического хребта на основании геологических и минералогических данных. Авторы пришли к выводу, что распространение срединно-океанического рифта шло вслед за плюмом, которые были первоначально разьединены, и рифт скачкообразно двигался по направлению к плюму (продвижение нанотрещин–образование продольных трещин–ослабление прочности пород–образование рифта). Обобщающая работа по этому вопросу представлена на сайте В. Jordan, J. Winter, R. Hazlett, 2003.

Таким образом, процесс мезопреобразований состоит из следующих последовательных и взаимосвязанных действий:

а) При температурах, меньше начальных минимальных, необходимо внешнее силовое воздействие на систему для локального проявления мезопреобразований. При достижении начальной минимальной температуры нанотрещина, полностью находящаяся в напряженной области, способна без дополнительной внешней энергии подвергнуться мезопреобразованиям. При первом толчке, когда ΔT при первоначальном разогреве больше, чем в установившемся динамическом равновесии, разрядка напряженной области вокруг нанотрещины переводит основную массу слоя молекул “горячей” стороны в газовую фазу при температуре T_1 . С этого момента ΔT трещи-

ны значительно снижается, и движение нанотрещины происходит в сторону источника тепла. Отметим, что чем больше ΔT трещины, тем меньше требуется тепловых или механических усилий для возбуждения молекулярного слоя;

б) Кинетическая энергия слоя молекул при выходе в газовую фазу равна или больше кинетической энергии молекул в полости нанотрещины при равновесных условиях. Но ее количество на несколько порядков больше равновесного, что обеспечивается дополнительными затратами внешних (по отношению к полости, – напряженная зона вокруг нанотрещины) источников энергии. При этом температура в полости трещины остается равной температуре окружающей среды;

в) Изменение количества молекул в полости трещины при той же температуре T_1 приведет к повышению давления в объеме трещины: $P/P_{\text{равн.}} = n/n_{\text{равн.}}$, т.е. во столько раз, во сколько n молекул превышает $n_{\text{равн.}}$ (рис. 2, 3). Присадка же слоя молекул на “холодной” стороне трещины приведет к пульсации давления в объеме трещины с частотой, равной или кратной частоте выхода в газовую фазу молекул “горячей” стороны нанотрещины. Учитывая распределение Максвелла по скоростям молекул, пульсация давления будет меньше, то есть $P/P_{\text{равн.}} \ll n/n_{\text{равн.}}$;

г) При хаотичной присадке молекул на “холодной” стороне нанотрещины происходит преобразование избытка механической энергии (аннигиляция нанного больших, чем равновесные концентрации вакансий и дислокаций) с переходом в звуковую (с той же частотой) и тепловую энергии, ведущее в конечном итоге к полосе мезопреобразований, остающейся позади “движения” нанотрещины;

д) Дальнейшее движение нанотрещины после первого “толчка” обеспечивается за счет резонансных частот, в том числе пульсаций давления и упругих колебаний, частично передаваемых с “холодной” стороны трещины;

е) О том, что именно трещины шириной в первые единицы Бюргера являются источником мезопреобразований, можно судить по некоторым характерным чертам, которые можно ожидать при мезопреобразованиях в таких случаях. При значительном ΔT , которое в момент нагрева может оказаться наибольшим, и если трещина расположена невдалеке от края образца, работающего как “холодильник”, должна наблюдаться определенная структура этой области (рис. 4). Поэтому большинство мезополос начинается от края образца, служащего своеобразным холодильником. Но в этом случае между краем образца и началом полосы мезопреобразований должна оста-

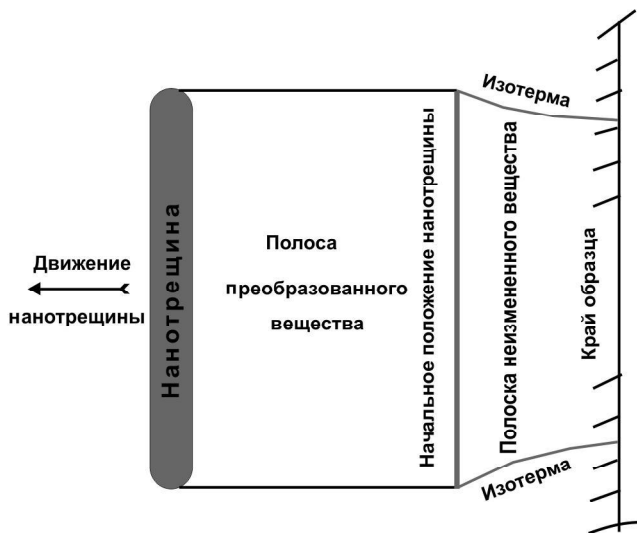


Рис. 4. Движение нанотрещины от края образца.

От края образца (выполняющего роль холодильника) до начального положения нанотрещины (жирная линия) остается узкая полоска неизмененного вещества. От начального положения до движущейся нанотрещины (темный цвет) остается полоса преобразованного вещества. Перемещение нанотрещины показано стрелкой в сторону источника тепла. В момент нагрева образца температуры края образца и вещества, соответствующего начальному положению трещины, могут различаться в 4–6 раз, таблица 2.

ваться тонкая полоска неизменного вещества. Если учесть, что для металлов должно быть, в отличие от силикатных минералов, плавление вещества, хотя бы частичное, то, включив скрытую теплоту плавления металлов в полном объеме, получим для Al, Cu и Au, что кинетической энергии перемещаемых молекул недостаточно для полного плавления этих металлов (в противном случае потребуются увеличить плотность вакансий и дислокаций – одна вакансия или дислокация будет приходиться на 3–10 атомов вещества). Поэтому вторым признаком при частичном плавлении будет более рыхлая структура полосы мезопреобразований и небольшое возвышение полосы над общей поверхностью металлов, возможно с небольшими наплывами (стеклообразное состояние металла в преобразованной полосе). Так, включение лишь половины скрытой теплоты плавления увеличивает минимальную температуру преобразований этих металлов и уменьшает разницу между температурой плавления и минимальной температурой, ΔT , которая для Al составит ~ 40, для Cu и Au ~ 100 градусов (сравните данные с таблицей 3). Поэтому для алюминия маловероятны или затруднены полосообразные преобразования по сравнению с медью и золотом, если принять во внимание “отпотевание” металла (наличие пленки жидкого металла по границам зерен ниже температуры плавления на несколько градусов) и затраты энергии на упругие колебания (звук). Это различие в поведении алюминия может явиться третьим дополнительным признаком, при котором мезопреобразование, раз начавшись, может завершиться на границе зерна, создавая локальное испускивание [11].

Таким образом, для мезопреобразований необходимы три условия: рой микротрещин, небольшой градиент температур, а спусковым крючком может служить тепловой удар с механическими преобразованиями и(или) ангармоничность колебаний молекул левой и правой стороны нанотрещины или ударные (шоковые) волны. Напомним одну важную особенность: полоса мезопреобразований движется в область повышенных температур.

Мезопреобразования в геологии могут быть обнаружены только по косвенным признакам.

1) Находки пелитоподобных образований с возможными оплавленными или полуплавленными включениями (образование последних при мезопреобразованиях связано с меньшими температурами плавления) в узких (в основном межзерновых) полосах. Например, псевдотахилиты, представляющие собой узкие полоски и линзы в милонитах тонкозернистого стекловатого облика, с криптокристалличес-

кой структурой, тонко измельченного материала без следов настоящего переплавления (по данным рентгенометрического анализа). Возможно, что и процессам милонитизации предшествовали мезопреобразования, циклически повторяясь.

2) Вступления (малая диссипация энергии) сейсмических волн на сейсмограммах землетрясений в областях повышенных напряжений (механическое возбуждение мезопреобразований или изменение теплового режима), и в зависимости от направления распространения мезопреобразований они могут иметь как отрицательные, так и положительные знаки (по принятой в геофизике терминологии). Вступлений может быть несколько, а может и не быть вовсе. Судя по длительности вступлений продольных волн (0,03–0,01 и менее), расстояние от начала мезопреобразований до источника возбуждений (зоны напряжений горных пород, магматический очаг, технические взрывы) может составлять 50–300 и более метров.

3) Петлеобразный характер источника последовательных землетрясений при наличии расплавленного батолита, его изотермные поверхности являются эллипсоидально-грушевидными.

4) Ступенчатый подъем магмы при извержении вулканов (тепловой удар по скоплению нанотрещин) при быстром поднятии магмы и очередной остановке.

5) Спровоцированные техническими взрывами землетрясения в напряженных зонах земной коры или разрядка аккумулированной на микроуровне энергии с высвобождением в виде упругих волн [6]. Интересно отметить, что при технических взрывах в напряженном горном массиве происходит значительное высвобождение энергии в виде горных ударов, толчков, зафиксированных по датчикам акустической и электромагнитной эмиссии на границах с разнородными средами (макроуровень). До горного удара на микроуровне наблюдаются наложенные друг на друга (?) вступления (локальные мезопреобразования?), ведущие к ослаблению прочности между напряженными блоками. Впервые такие наблюдения проведены на Таштагальском руднике [1].

6) Образование даек как в областях растяжения, так и в областях сжатия.

7) Образование алмазоносных трубок и даек, когда источник находится на большой глубине [4].

8) Для пачки пород разрушение межплоскостной границы приведет к своеобразной смазке между слоями пород, уменьшая коэффициент трения, что при наличии внешней продольной силы, приложенной к одному из слоев, вызовет перемещение слоя относительно других на значительные расстояния.

Здесь же отметим, что в напряженных зонах большой протяженности необязательно распространение мезопреобразований в сторону источника тепла, но обязательно распространение с целью наибольшего уменьшения напряженного состояния области, так как последнее энергетически выгодно при стремлении к равновесному состоянию.

9) При землетрясениях обычные механические разрушения и мезопреобразования с временным опережением могут работать совместно-последовательно (циклически), создавая зоны разломов, глубинных кимберлитовых трубок и даек. Одной из причин может быть коллапс вмещающих пород при кристаллизации магматической камеры на глубинах 20–40 км, более сильный для основных, чем кислых пород, и нарушение прочности вмещающих пород на глубинах 3–10 км ввиду появления сверхдавления [2]. К этим же отметкам приурочено большинство землетрясений.

Из рассмотрения этих проявлений с очевидностью следует, что и тепловой удар, и механические искажения решетки, и шок-волны являются лишь затравочными средствами, способствующими установлению резонансных частот и меняющими ангармоничное поведение плоскостей трещины таким образом, что будут осуществляться мезопреобразования (колебания в противофазе и резонанс?). Мезоангармоничное поведение будет поддерживаться неизменным в однородной среде и может быть прекращено (что необязательно) на границах перехода в другую среду или с плавным изменением состава и свойств среды.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таким образом, мезопреобразования в геологии, как и в общем случае, представляют собой поперечное смещение нанотрещин при достижении определенных температур для каждого вещества. Скорость перемещения составляет несколько сот метров в секунду.

Мезопреобразования предваряют многие геологические события и способствуют их проявлению по причине резкого понижения прочности пород. В общем случае полоса мезопреобразований перемещается в сторону источника тепла. Отличие от обычных трещин заключается в том, что обычные трещины развиваются в продольную сторону в направлении вершины трещины, где, как известно, расположена область наибольших напряжений, и примерно с той же скоростью, как и мезопреобразования, но направление развития определяется продольным пространственным расположением самой трещины.

В период развития обычных трещин и нанотрещин в полости первых вне зависимости от параметров всегда осуществляется броуновское движение паров материала, тогда как в полости нанотрещин оно находится в зачаточном состоянии. Исключение составляют лишь открытые с поверхности нанотрещины, в самой верхней открытой части которых возникающий крутильный момент (из-за неоднородности связей молекул в матрице и выходящей в полость молекулы) может привести к образованию наблюдаемых в опытах двойных спиралей (ламелл), при температуре, меньше начальной минимальной, и внешней нагрузке, часто наблюдаемых в опытах [7], что быстро приводит к закрытию трещины с поверхности и изменению движения по причине небольшого изменения наклона нанотрещины.

Отметим, что каждое из рассматриваемых в статье положений представляет собой довольно сложную теоретическую задачу. Например, какой вклад в резонансные частоты дальнейших преобразований будут вносить пульсации давления внутри полости и упругие колебания, передаваемые с “холодной” стороны трещины, для возбуждения нового слоя молекул, или когда трещину можно рассматривать как нанотрещину, другими словами, способную к поперечному движению, к образованию мезополосы по достижении определенных температур и без внешних механических нагрузок, или какова должна быть ширина нанотрещины, чтобы рассматривать давление в полости как однонаправленное, без броуновского движения. Все это требует глубокой теоретической проработки не только с позиций молекулярной физики, физики твердого тела и сплошных сред, но и геофизики и петрографии. Поэтому на данном этапе исследований полученные оценки достаточны для общего понимания процесса и описания мезопреобразований в горных породах.

Автор благодарит В.С. Шкодзинского и Б.М. Козьмина за просмотр рукописи и сделанные замечания.

ЛИТЕРАТУРА

1. Беспалько А. А., Суржиков А. П., Хорсов Н. Н., Яворович Л. В., Клишко В. К., Штирц В. А., Шипеев О. В. Наблюдение изменений напряженного состояния массива горных пород после массового взрыва по параметрам магнитной эмиссии // Физическая мезомеханика. 2004. № 7. Спец. вып., ч. 2. С. 253–256.
2. Гамянин Г. Н., Горячев Н. А. и др. Условия зарождения и эволюции гранитоидных золоторудно-магматических систем в мезозоидах северо-востока Азии. Магадан: МПО СВНЦ ДВО РАН, 2003. 196 с.
3. Дерюгин Е. Е., Панин В. Е. Мезомеханика формирования полосовых структур на мезо- и макромасштабном уровнях

- // Физическая мезомеханика. 2004. Т. 7. Спец.вып., ч.1. С. 101–104.
4. Диман Е. Н., Зельтман Р. Влияние давления на перенос расплавов к верхним уровням земной коры // Золотое ору-денение и гранитоидный магматизм Северной Пацифики. Магадан: СВНЦ ДВО РАН, 2001. С. 230–239.
 5. Диман Е. Н. Три мезоуровня в геологии // Физическая мезомеханика. 2004. Т. 7. Спец.вып., ч. 1. С. 120–123.
 6. Лавриков С. В., Ревуженко А. Ф. Структурно-неоднородный горный массив как среда с внутренними источниками и стоками энергии. 2004
 7. Панин А. В., Шугуров А. Р., Шрайбер Ю., Оскомов К.В. Особенности пластической деформации и разрушения тонких металлических пленок при термическом и механическом нагружении // Физическая мезомеханика. 2004. Т. 7. Спец.вып., ч. 1. С. 142–145.
 8. Панин В. Е., Гриняев Ю. В., Псахье С. Г. Физическая мезомеханика: достижения за два десятилетия развития, проблемы и перспективы // Физическая мезомеханика. 2004. Т. 7. Спец. вып., ч. 1. С. 25–40
 9. Панин С. В. Закономерности пластической деформации и разрушения на мезоуровне материалов с покрытиями и поверхностным упрочнением // Физическая мезомеханика. 2004. Т. 7. Спец.вып., ч. 1. С. 109–112.
 10. Ружич В. В., Псахье С. Г., Смекалин О. П., Шилко Е. В., Астафуров С. Ф. Изучение влияния водонасыщения и вибраций на режим смещения в зонах разломов // Физическая мезомеханика. 2004. Т. 7. Спец.вып., ч. 2. С. 257–260.
 11. Шугуров А. Р. Эволюция рельефа поверхностей тонких пленок в процессе их формирования и при внешних воздействиях. Фрактальный анализ: Дис.... канд. физ.-мат. наук. Томск: ИФПМ СО РАН, 2001. 179 с.
 12. Diman E. N. Calculation of rupture strength of country rock, 2001, Computer-aided design of advanced materials and technologies. VI International Conference. Tomsk: SB RUS, 2001. P. 31.
 13. Hardarson S., Fitton J.G. Mechanism of crustal accretion in Iceland // Geology. 1997. V. 25. P. 1043–1046.
 14. Koval A.V., Panin S.V., Bondar M.P. Investigation of the mesoscopic plastic deformation of copper specimens formed by explosive/collapsing and double-stage extrusion // Mesomechanics: foundations and applications (International Workshop), Tomsk, Russia: SB RUS, 2001. P. 91.
 15. Makarov P.V. Physical mesomechanics approach for simulation of deformation and fracture processes // International workshop, Mesomechanics foundations and applications. Tomsk, Russia: SB RUS, 2001. P. 31.
 16. Mineral Physics & Crystallography. A Handbook of Physical Constants, 1995, American Geophysical Union, Washington, Editor Thomas J.Ahrens, Reference Shelf 2. P. 354.
 17. Panin E.V. Physical mesomechanics as the basis of models for computer-aided-design of advanced materials // VI International Conference: Computer-aided design of advanced materials and technologies, Tomsk, SB RUS, 2001. P. 21.
 18. Saemundsson K. Outline of the geology of Iceland // J ökull. 1979. V. 29. P. 7–28.

Поступила в редакцию 14 августа 2004 г.

Рекомендована к печати Н.А. Горячевым

Ye.N. Diman

Mesotransformations as the cause of geological restructuring

Consideration is given to the problems of mesotransformations in geology. A new hypothesis was offered that both nanocrack swarms and a small temperature gradient are the cause of mesotransformations in rocks (Diman, 2004). The movement of mesotransformations occurs by fictitious conventional propagation of the nanocrack into the domain of high temperature. Mesotransformations precede and further many geological events, namely strip-like violation of rock strength, earthquakes, formation of dikes and pipes, including diamond pipes and dikes, and longitudinal and transverse dislocation of crystal layers. The mesotransformations rate reaches several hundreds of meters per second.

The minimum temperatures for substances are determined at which mesotransformations can begin without outward influence. An inference is made that mesotransformations are widely distributed in the rocks of the earth's crust.

This paper also offers a structure of the mesotransformations zone, and differences in mesotransformations are considered for both metals and silicate rocks (as exemplified by granite). Sufficient features are adduced for the mesotransformations as the product of the transverse motion of nanocracks.

Key words: mesotransformations, nanocracks, temperature gradient, rocks.

РЕЦЕНЗИИ

УДК 553.411:579

**О КНИГЕ "АККУМУЛЯЦИЯ И КРИСТАЛЛИЗАЦИЯ ЗОЛОТА
МИКРООРГАНИЗМАМИ, ВЫДЕЛЕННЫМИ ИЗ РУДНЫХ И РОССЫПНЫХ
МЕСТОРОЖДЕНИЙ"***

В.А. Степанов

Амурский комплексный научно-исследовательский институт ДВО РАН, г. Благовещенск

В издательстве «Дальнаука» вышла сравнительно небольшая, но прекрасно оформленная монография, посвященная новому и актуальному вопросу аккумуляции и кристаллизации золота микроорганизмами. Исследования проводились в лабораторных условиях с природными штаммами микроорганизмов, собранными из зоны гипергенеза рудных и из россыпных месторождений золота Приамурья. Работа выполнена, главным образом, в лаборатории молекулярной фитопатологии и микробиологии (ныне лаборатории микробиологии и биохимии) АмурКНИИ ДВО РАН, созданной по инициативе и при научном руководстве академика В.Г. Моисеенко. Основная задача монографии, по мнению ее автора, – показать возможное участие микроорганизмов в геохимических циклах концентрирования и рассеивания золота.

Первая и вторая главы являются компилятивными. Первая глава посвящена теоретическим вопросам поведения золота в экзогенных условиях. В ней рассматриваются формы миграции и перетложения золота в зоне гипергенеза. Показано, что золото мигрирует в форме хлоридов, комплексных и органических соединений, коллоидных растворов, тонких взвесей и суспензий. На геохимических и биогеохимических барьерах происходит осаждение из растворов и образование «нового» золота. Не исключено участие в этом процессе микроорганизмов. Детально рассмотрены особенности миграции золота в условиях таежно-мерзлотных ландшафтов, характерных для Приамурья. Отмечено, что большинство золото-сульфидных месторождений в этих условиях имеют зону окисления сульфатного типа, что может быть результатом деятельности микроорганизмов. В конце

главы описаны немногочисленные находки fossilized микроорганизмов, выполненные самородным золотом. Они обнаружены в россыпях золота разных регионов, в том числе и Приамурья. Эти находки позволили Р.А. Амосову выделить особую группу биогенного золота, образование которого происходило при участии микроскопических водорослей, бактерий и продуктов их метаболизма (Амосов, Васин, 1993).

Во второй главе рассмотрены кларки концентрации золота в растениях и животных. Большое внимание уделено принципиальной возможности миграции золота при помощи микроорганизмов (бактерий, водорослей и грибов) и продуктов их жизнедеятельности, аккумуляции ионного золота микроорганизмами, взаимодействию микроорганизмов с коллоидным золотом. В заключении главы подробно описаны методы получения коллоидного золота, его состав и структура.

В следующих главах рассматриваются результаты экспериментальных работ автора по аккумуляции и кристаллизации золота микроорганизмами. В третьей главе подробно рассмотрены комплексы микроорганизмов, выявленные в зоне окисления золоторудных месторождений и в россыпях. Установлено, что в обоих случаях выделены одни и те же таксономические группы микроорганизмов. В структуре бактериальных комплексов преобладают гамма-протеобактерии и актинобактерии, количество спорообразующих бактерий относительно невелико. Микрококки встречаются, главным образом, на отвалах отработанных россыпей. Комплекс микромицетов отличается небольшим разнообразием.

*Куимова Н.Г. Аккумуляция и кристаллизация золота микроорганизмами, выделенными из рудных и россыпных месторождений. Владивосток: Дальнаука, 2004. 135 с.

ем видов. Среди грибов наиболее распространен *Penicillium* sp. Однако в россыпях комплекс микроорганизмов отличается большей численностью и видовым разнообразием.

Типичные, часто встречающиеся штаммы бактерий и микроскопических грибов были выделены в чистые культуры. Проведено тестирование на активность их взаимодействия с коллоидным золотом. При этом установлено три типа взаимодействия микроорганизмов с золотом: флокуляция или укрупнение частиц коллоидного золота, гетерокоагуляция – осаждение золотобактериальной массы из раствора и адсорбция на поверхности клеточной стенки. Все три типа взаимодействия микроорганизмов с золотом подтверждены электронно-микроскопическими исследованиями и показаны на микрофотографиях.

Исследование процесса аккумуляции золота микроорганизмами показало, что способны накапливать золото от 30 до 80 % бактерий, выделенных из россыпей, и около 20 %, извлеченных из зоны окисления рудных месторождений. По сравнению с природными штаммами – музейные обладают гораздо более низкими аккумулятивными свойствами. Наиболее активными биосорбентами золота среди бактерий являются штаммы *Bacillus* sp., *Micrococcus luteus*, а среди грибов – представители рода *Penicillium*. Проведен сравнительный анализ аккумуляции золота природными штаммами указанных грибов и микроводорослей, известных наибольшим средством к ионному золоту. Анализ показал, что биомасса грибов *Penicillium chrisogenum* и *P. luteum* имеет большую емкость извлечения как ионного, так и коллоидного золота по сравнению с водорослями.

Механизмы аккумуляции тяжелых металлов микроорганизмами – бактериями, водорослями, грибами – подробно рассмотрены в гл. 4. Определены следующие основные механизмы аккумуляции металлов из растворов:

- биосорбция металлов клеточной стенкой;
- метаболизм-зависимый транспорт и локализация металлов внутри клетки;
- внеклеточное комплексообразование и осаждение продуктами метаболизма;
- трансформация металлов с помощью ферментных систем.

Явление аккумуляции рассматривается как защитный механизм клетки от токсичного действия тяжелых металлов. Клетки, аккумулирующие металлы в больших количествах, составляют лишь небольшую часть популяции и погибают, устраняя действие токсикантов и сохраняя возможность к репродукции остальных клеток. В отношении золота предполага-

ется, что микроорганизмы используют Au^{+3} как акцептор электронов, получая при этом энергию для роста и развития клеток.

Пятая глава посвящена явлению биосорбции коллоидного золота бактериями и микроскопическими грибами. В ней рассмотрены оптимальные параметры сорбции коллоидного золота биомассой бактерий и микроскопических грибов (*B. megaterium*, *B. subtilis*, *M. luteus*, *P. chrisogenum*), а также возможность селективного извлечения благородных металлов биомассой грибов из многокомпонентных растворов. Опытным путем установлено, что оптимальная биосорбция коллоидного золота бактериями *Bacillus* sp. происходит при температурах 25–28 °С и рН среды от 6 до 7, что отвечает наиболее благоприятным условиям их развития. В отличие от бактерий, максимум извлечения коллоидного золота микроскопическими грибами происходит при более низкой температуре 15–18 °С при рН, равном 5. Установлена двухфазная динамика биосорбции коллоидного золота: на первой стадии происходит быстрое связывание частиц дисперсной фазы клеточной стенкой бактерий и грибов, а затем идет медленный процесс отложения золота на биомассе или перенос его во внутриклеточное пространство.

Механизмы взаимодействия биомассы грибов с коллоидным и ионным золотом различаются. Наиболее вероятными центрами образования координационных связей с ионным золотом являются карбоксильные и гидроксильные группы структурных компонентов клеточной стенки, а связывание коллоидного золота обусловлено образованием координационных связей с карбоксильными и аминогруппами полиаминосахаридов клеточной стенки, наиболее активным центром взаимодействия являются карбоксильные группы. В конце главы показана возможность селективного извлечения золота и серебра биомассой микромицетов. При этом увеличению биосорбции золота способствует присутствие ионов железа.

Чрезвычайно интересный в научном и практическом плане процесс биогенной кристаллизации золота описан в гл. 6. Он происходит в результате длительного взаимодействия биомассы с коллоидным или ионным золотом. Для опытов использовались штаммы *Penicillium luteum* и *P. chrisogenum*. Электронно-микроскопические исследования позволили проследить на серии великолепно выполненных фотографий весь процесс аккумуляции и кристаллизации золота от сорбции частиц коллоидного золота на поверхности клеточной стенки до полной инкрустации мицелия металлом через 45–65 суток культиви-

рования. Полученное в результате опытов «биогенное» золото имеет губчатую, рыхлую структуру. Установленные в результате экспериментов факты низкотемпературного образования «биогенного» золота объясняют наличие подобного золота в россыпях. Можно предположить, что ажурные губчатые формы встречающегося в россыпях золота образовались в результате аккумуляции и кристаллизации коллоидного золота микроорганизмами, имеющими нитчатую форму (микроскопические грибы, цианобактерии).

В конце главы помещены результаты экспериментов по кристаллизации ионного золота на биомассе *P. luteum*. Длительность опыта составила 40 суток. За это время произошло осаждение и кристаллизация на биомассе золота в виде дисперсных кристаллов золотисто-желтого цвета. Они имеют форму плоских треугольников, усеченных треугольников и шестигранников, размером до 50 мкм в поперечнике

и толщиной до 1 мкм. При увеличении времени опыта на поверхности кристаллов отлагались тонкие коллоидные ажурные пленки и неправильной формы агрегаты золота.

В заключение отметим, что в монографии Н.Г. Куимовой убедительно доказана роль микроорганизмов в аккумуляции и кристаллизации нового «биогенного» золота как в зоне окисления золоторудных месторождений, так и в россыпях. Большое практическое значение для биотехнологии извлечения золота имеет вывод о том, что природные штаммы бактерий, живущие в пределах рудных и россыпных месторождений золота, гораздо более активны в биосорбции золота. Книга рассчитана на широкий круг специалистов разных специальностей – геологов, биологов и технологов, а также может быть использована в вузах геологической и биологической направленности.

Поступила в редакцию 4 апреля 2005 г.

ПОТЕРИ НАУКИ

ВЛАДИМИР МИХАЙЛОВИЧ БИРЮКОВ

(1937 – 2005)

27 января 2005 г. после тяжелой и продолжительной болезни ушел из жизни Владимир Михайлович Бирюков, доктор геолого-минералогических наук, консультант Института тектоники и геофизики ДВО РАН.

Владимир Михайлович родился 1 декабря 1937 г. в г. Чимкент (Юж. Казахстан) в многодетной семье садовника. С детства родители привили ему любовь к труду. В 1961 г. он закончил геологический факультет Ленинградского государственного университета по специальности “геологическая съемка и поиски месторождений полезных ископаемых” (геолог-съёмщик-поисковик). Еще в студенческие годы В.М. Бирюков принимал участие в поисках месторождений исландского шпата в Эвенкии (Экспедиция № 20 6-го Главка Министерства геологии и охраны недр СССР). После окончания университета он трудился там ст. техником-геологом в течение года. Затем перешел на работу в Южную Якутию (Южно-Якутская экспедиция Якутского ТГУ Мингео РФ), где в должности геолога, ст. геолога и начальника партии занимался крупномасштабным геологическим картированием гранулитогнейсовых толщ и поисками месторождений флогопита и золота.

В 1968–81 гг. Владимир Михайлович ведет в качестве ст. геолога и начальника партии тематические исследования, геологическое картирование разных масштабов и поиски асбеста, высокоглиноземистого сырья, вольфрама и молибдена в разновозрастных комплексах Западного Казахстана (Поисково-съёмочная и Опытно-методическая экспедиции Западно-Казахстанского ТГУ Мингео КазССР). Внедряет несколько рацпредложений по методике картирования и поисков. В 1980 г. он без отрыва от производства с блеском защитил в ЛГУ кандидатскую диссертацию “Петрология гнейсово-мигматитовых комплексов Восточно-Мугоджарского поднятия”.

С 1982 г. В.М. Бирюков полностью сосредоточился на научных исследованиях в Институте тектоники и геофизики в должности ст. научного сотрудника. После успешной защиты в 1998 г. докторской диссертации “Линейные и концентрические магматические комплексы: типизация, петрогенезис и геодинамика (на примере Урала и Востока России)” стал ведущим научным сотрудником.

Владимир Михайлович – известный специалист в области щелочно-ультраосновного магматизма, докембрийского метаморфизма и связанных с ними полезных ископаемых. Его исследования охватили Северную Азию. Им опубликована 121 научная работа, в том числе две персональные монографии и “Карта метаморфических формаций юга Дальнего Востока” масштаба 1:1 500 000 (в соавторстве).

В.М. Бирюков выявил две серии щелочных пород в щелочно-ультраосновных комплексах: с натриевым трендом и парагенетической связью с кимберлитами (кондерский тип); с калиевым трендом и парагенетичес-



кой связью с лампроитами (инаглинский и билибинско-мурунский типы). Были установлены закономерности размещения хромдиоксида, чароита, голубого нефрита и золота в метасоматической зональности, связанной с щелочно-ультраосновными комплексами. Первоисточником алмазов, по его построениям, являются магматические комплексы с офиолитами и анортозитами, а кимберлитовые и лампроитовые комплексы захватывают алмазы на разных глубинах. Он обнаружил проявления алмазов в нескольких новых районах, внедрил свои разработки в ПГО «Дальгеология» и ДВИМС.

Владимир Михайлович любил жизнь во всех ее проявлениях. В молодые годы его страстью была стрельба из спортивного оружия: в качестве спортсмена-разрядника он многократно участвовал в областных и республиканских соревнованиях. Много лет был донором. Как человек увлеченный, Владимир Михайлович забывал заботиться о своем здоровье. И оно подвело его на взлете исследований (у него были большие научные планы).

Владимир Михайлович был замечательным специалистом, жизнерадостным, веселым, отзывчивым человеком, всегда готовым прийти на помощь. Таким он навсегда останется в наших сердцах.

Редколлегия, соратники, друзья

РУСТЕМ БАРЕЕВИЧ УМИТБАЕВ

(1933-2005)

23 марта 2005 г. скоропостижно скончался Рустем Бареевич Умитбаев - доктор геолого-минералогических наук, известный специалист в области геологии и металлогении Северо-Востока России.

Рустем Бареевич Умитбаев родился 28 октября 1933 г. в г. Уфе Башкирской АССР. В 1957 г. он окончил Ленинградский горный институт и в январе 1958 г. прибыл по распределению в пос. Хасын Магаданской области, в Приморскую комплексную экспедицию Северо-Восточного геологического управления (СВГУ), которая в 1960 г. была преобразована в Центральную геолого-геофизическую экспедицию (ЦГГЭ). Основным направлением работы Рустема Бареевича стало изучение Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, главным образом его юго-западной, Охотской части. В течение 10 лет он занимался геологическим картированием и поисками месторождений полезных ископаемых в Охотском районе Хабаровского края (тогда это была территория деятельности ЦГГЭ СВГУ). Им составлены 3 листа Государственной геологической карты СССР масштаба 1:200 000, открыто Хаканджинское месторождение – одно из первых золото-серебряных месторождений в Охотско-Чукотском вулканогенном поясе.

Уже в то время Р.Б. Умитбаев уделял большое внимание структурному анализу вулканогенных толщ и, особенно, выделению субвулканических комплексов. В последних он увидел один из главных рудоконтролирующих элементов вулканогенных поясов. Перейдя в 1967 г. на работу в Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт АН СССР, Р.Б. Умитбаев продолжал целеустремленно заниматься изучением геологического строения Охотско-Чукотского вулканогенного пояса – его возраста структуры, металлогении. По этой проблеме им опубликовано более 100 научных работ. Наиболее значительными достижениями явилось выявление глубинных разломов в Северном Приохотье и выделение на этой основе Монголо-Чукотской палеосейсмофокальной зоны, конкретизация линейных и площадных рудоконтролирующих структур Охотско-Чукотского пояса, обоснование нового типа областей тектономагматической активизации – окраинно-континентальных, состоящих из вулканических поясов и перивулканических зон. С этими областями связан, по представлениям Р.Б. Умитбаева, и особый, окраинно-континентальный тип металлогенических провинций.

Р.Б. Умитбаев – автор фундаментального понятия в тектонике и металлогении “перивулканические зоны окраинно-континентальных вулканогенных поясов”. Вот уже в течение многих лет ни одна крупная работа, ни одно научное совещание по проблемам металлогении окраинно-континентальных структур не обходятся без обсуждения вопросов рудоносности перивулканических зон.

Исследования по этой проблеме Р.Б. Умитбаев завершил крупным обобщением – докторской диссертацией на тему “Охотско-Омолоно-Чукотская тектономагматогенная система и ее региональная ме-



таллогения”, которую защитил во ВСЕГЕИ в 1983 г. В 1986 г. вышла в свет его монография “Охотско-Чанунская металлогеническая провинция (строение, рудоносность, аналоги)”, которая для многих специалистов, занимающихся рудными месторождениями Северо-Востока Азии, является примером регионально-го металлогенического анализа.

В 1987 г. Р.Б. Умитбаев как ведущий специалист в области металлогении Северо-Востока СССР был приглашен на работу в Ленинград во ВСЕГЕИ, где он в течение многих лет, вплоть до выхода на пенсию, проводил металлогенические исследования по территории востока Азии.

Все, кто знал Рустема Бареевича, навсегда сохранят о нем память как о вдохновенном геологе-поле-вике, проницательном исследователе, как о добром и отзывчивом человеке, гостеприимный дом которого был всегда открыт для друзей.

*Н.А. Шило, В.И. Гончаров, А.А. Сидоров, Н.А. Горячев, В.Н. Смирнов, И.Л. Жуланова,
И.Н. Котляр, О.Ю. Глушкова, Н.Е. Савва, С.Г. Бялобжеский, А.Д. Чехов, редколлегия*