

**ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ И ОБСТАНОВКИ ФОРМИРОВАНИЯ КРЕМНИСТО-ВУЛКАНОГЕННЫХ ОБРАЗОВАНИЙ НИЖНЕУССУРИЙСКОГО СЕГМЕНТА КИСЕЛЕВСКО-МАНОМИНСКОГО ТЕРРЕЙНА (ЗАПАДНЫЙ СИХОТЭ-АЛИНЬ)**

*А.Н. Филиппов, Г.И. Говоров, А.А. Чащин, Т.А. Пунина*

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

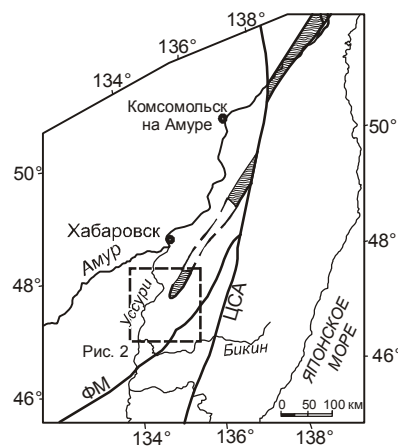
Поступила в редакцию 1 апреля 2008 г.

Приведены новые данные о минералого-петрографическом составе, генетических типах осадочных и геохимических особенностях эффузивных пород участка Снарский Нижнеуссурийского сегмента Киселевско-Маноминского аккреционного комплекса, развитого на правом берегу нижнего течения р. Уссури. Среднеюрско-аптские осадочные породы участка представлены пелагическими радиоляриевыми кремнями, гемипелагическими кремнисто-глинистыми отложениями и в незначительном количестве мелководными известняками и вулканомиктовыми конгломератами, а также турбидитовыми песчаниками. Базальты на участке щелочные, сходные с внутриплитными базальтами океанических островов, и толеитовые, которые сопоставляются с N-MORB базальтами. Выделены образования двух физико-географических и геодинамических обстановок: пелагической с внутриплитными щелочными вулканами и гемипелагической с вулканическими постройками спрединговых базальтов.

**Ключевые слова:** вещественный состав, геохимия, мезозой, обстановки формирования, Сихотэ-Алинь.

**ВВЕДЕНИЕ**

Террейны аккреционных комплексов широко распространены на восточной окраине Азии. Они имеют большое значение для сбора информации об особенностях седиментации и вулканизма в древних океанических бассейнах и занимают ключевое положение в геодинамических построениях [3, 5, 13, 23, 29 и др.]. Среди них составом и структурным положением выделяется Киселевско-Маноминский террейн [12]. Он расположен на северном Сихотэ-Алине, где прослеживается на расстояние около 600 км в виде узкой (5–15 км) полосы северо-восточного простирания (рис. 1). Террейн сложен юрскими и ранне-меловыми кремнями, кремнисто-глинистыми породами и основными вулканитами. Предполагается, что он формировался в конце раннего мела в результате субдукции океанической плиты Изагаги [4, 12]. Известны три его сегмента: северо-восточный Киселевский и оз. Удыль в нижнем течении р. Амур, центральный Маноминский в среднем течении р. Манома и юго-западный на правом берегу нижнего течения р. Уссури (Нижнеуссурийский). Нижнеуссурийский сегмент отличается наибольшим распростране-



**Рис. 1.** Географическое положение Киселевско-Маноминского террейна [по 4, 12] и района исследования.

Крупные разломы: ФМ – Фушунь-Мишаньский, ЦСА – Центрально-Сихотэ-Алинский.

нием основных вулканитов [4, 20]. Здесь вулканиты ассоциируются с кремнями, известняками и обломочными породами. Представления об обстановках формирования этих отложений различны. Ф.Р. Лихт [8, 9] отнес их к мелководным образованиям приуре-

зовых обстановок и фациям внутреннего шельфа бассейна котловинного типа. По мнению С.В. Зябрева и др. [4], это отложения океанической пелагиали и гемипелагиали, которые были аккретированы в результате субдукции. Различные точки зрения о происхождении осадочно-вулканогенных образований во многом обусловлены недостатком сведений об их вещественном составе и условиях формирования.

В статье приведены новые данные о минерало-петрографическом составе, генетических типах осадочных и геохимических особенностях эффузивных пород участка Снарский Нижнеуссурийского сегмента Киселевско-Маноминского террейна, которые позволили прояснить обстановки их формирования.

### ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

В Приуссурийском сегменте Киселевско-Маноминского террейна кремнисто-вулканогенные образования обнажены в тектонических блоках, которые полосой шириной 4–8 км протягиваются в юго-западном направлении от среднего течения р. 3-я Седьмая (восточнее г. Вяземский, гора Известковая) до пос. Добролюбово (рис. 2). Выделяется три участка: северо-восточный – район горы Известковая, центральный – верховья р. 2-я Седьмая и юго-западный – участок пос. Снарский. Осадочно-вулканогенные образования участка Снарский раньше рассматривались в составе позднеюрско-раннемеловой култухинской свиты [7], а сейчас отнесены к Снарскому кремнисто-вулканогенному тектоно-стратиграфическому комплексу [21]. Комплекс слагает тектонические пластины, блоки в междуречье Каменушка–Омутная и в районе пос. Добролюбово. Он имеет северо-восточное простирание и крутое падение слоев (рис. 3).

Строение отдельных фрагментов комплекса показано на рис. 4. В районе горы Глебово на базальтах залегают кремни мощностью 14 м с радиоляриями среднего оксфорда–раннего титона. Они вмещают слой (4 м) кремнистых туфоалевроаргиллитов с прослоем вулканомиктовых песчаников. На этом же участке в делювии встречаются глинистые кремни, вулканомиктовые песчаники и кремнистые туффиты. Глинистые кремни содержат позднеблатско-раннекелловейский комплекс радиолярий.

В районе высоты с отметкой 366.0 вулканиды представлены базальтами, диабазами и гиалокластитамы. Меньше распространены песчаники, конгломераты и брекчии, а также кремнистые туфоалевроаргиллиты. Кремни здесь красные, массивные. Они содержат прослои глинистых кремней, кремнистых аргиллитов и пласты диабазов. Из кремней и кремнис-

тых аргиллитов выделены радиолярии позднего титона–берриаса.

На северной окраине пос. Добролюбово обнажены туфоалевроаргиллиты с обломками до 20 см в поперечнике различных пород. В туфоалевроаргиллитах есть слои до 5 м кремнистых аргиллитов и глинистых кремней, а также пласты базальтов. Возраст этих отложений – валанжин-раннеготеривский.

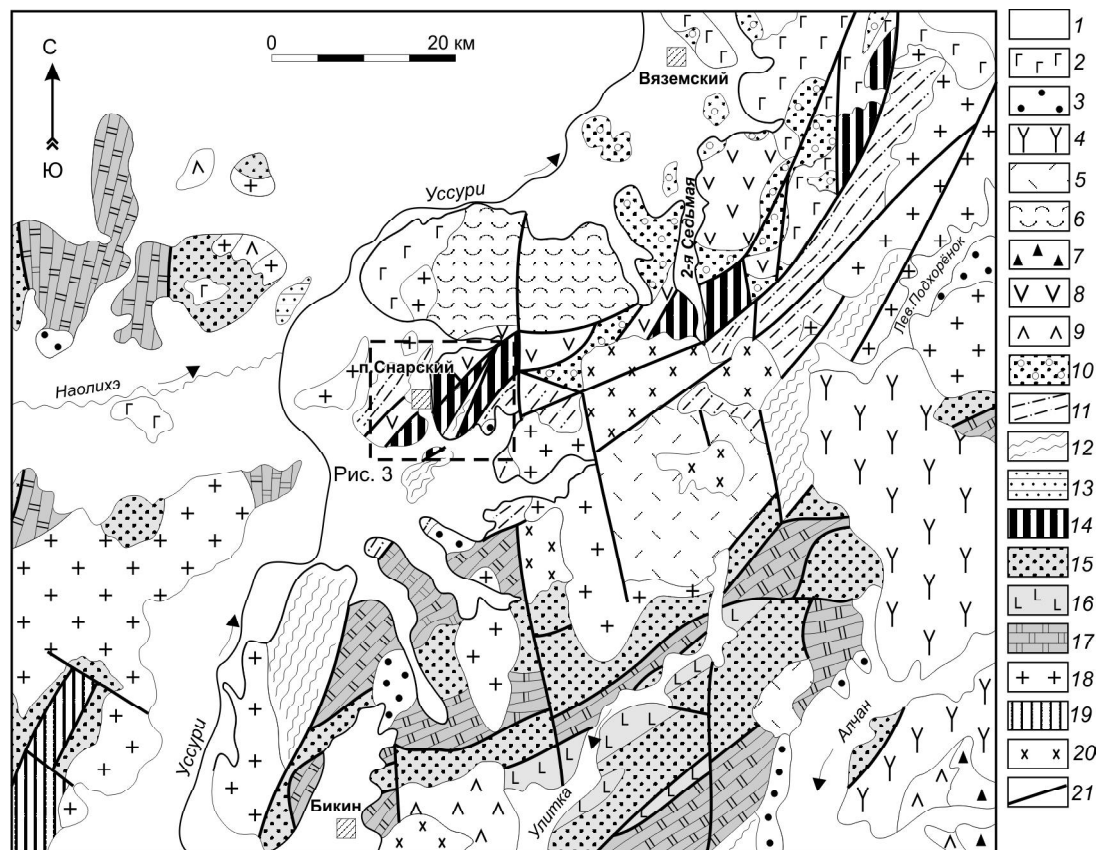
Около пос. Снарский среди базальтов и диабазов карьерами вскрыты тела известняков. Они имеют линзовидную форму, их мощность достигает 60 м, а длина 120 м. Известняки оолитовые, онколитовые и органогенно-обломочные. Самое крупное тело известняков вмещает слои (до 3 м) кремнистых туффитов с линзами до 20 см гематитовых руд. Формирование известняков происходило в поздней юре, вероятней всего, в титоне.

На профиле через гору Придорожная горными выработками вскрыты основные вулканиды, которые содержат слои до 20 м туфоалевроаргиллитов и глинистых кремней. В них С.В. Зябreyевым [4] обнаружены берриас-валанжинский, готеривский, раннебаремский и среднеаптский комплексы радиолярий.

В целом, по имеющимся датировкам, возрастной диапазон Снарского тектоно-стратиграфического комплекса – конец средней юры–среднеаптский подъярус раннего мела.

### МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Вещественный состав пород исследовался в шлифах с помощью поляризационного микроскопа, а также по пробам для химического анализа и анализа тяжелых минералов. Оксиды для валового химического состава определялись “мокрым” способом в лаборатории аналитической химии ДВГИ (аналитики Л.И. Алексеева, В.У. Крамаренко, А.И. Мамыкина). Аналитическое исследование концентраций микроэлементов в вулканидах проводилось методом ICP-MS в Иркутском Центре коллективного пользования на масс-спектрометре VG Plasmaquad PQ2+. Изотопные отношения стронция измерялись там же на масс-спектрометре Finnigan MAT262. Тяжелые минералы извлекались бромформом после дробления проб весом 0.2–1.0 кг до 0.25 мм и удаления фракции меньше 0.01 мм. Они определялись и подсчитывались в проходящем и поляризованном свете под микроскопом с помощью иммерсионных жидкостей. Химический состав некоторых тяжелых минералов определен на рентгеновском микроанализаторе JXA-8100 в ДВГИ ДВО РАН.



**Рис. 2.** Геологическая карта нижнего течения р. Уссури (составлена по материалам средне- и крупномасштабной геологической съемки А.Ф. Атрашенко, А.С. Гонохова, А.Т. Кандаурова, Ф.Р. Лихта, Ю.И. Максименко и Бюро геологии и минеральных ресурсов провинции Хэйлуцзян (КНР), 1990 г.).

1 – четвертичные отложения; 2 – неогеновые базальты; 3 – кайнозойские континентальные отложения; 4 – палеогеновые андезиты; 5 – позднемиоценовые риолиты и их туфы; 6 – позднемиоценовые туфы андезитов; 7 – позднемиоценовые вулканогенно-осадочные образования; 8 – кампан-маастрихтская(?) толща базальтов; 9 – позднеальбские вулканиты алчанской свиты; 10–13 – терригенные отложения: 10 – средне-позднеальбские грубообломочные, 11 – апт-альбские (?) песчанниковые, 12 – берриас(?)–валанжинские алевропелитовые, 13 – титон-ранневаланжинские алевролитопесчанниковые; 14 – кремнисто-вулканогенный комплекс Киселевско-Маноминского террейна; 15–17 – вулканогенно-осадочные образования юрской аккреционной призмы с преобладанием: 15 – обломочных, 16 – вулканогенных и 17 – кремневых пород; 18 – граниты; 19 – диориты; 20 – офиолиты Жаохэ; 21 – разломы.

### ЛИТОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ И ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ ОТЛОЖЕНИЙ

В Снарском тектоно-стратиграфическом комплексе развиты кремневые, кремнисто-глинистые породы, известняки и вулканогенно-осадочные образования.

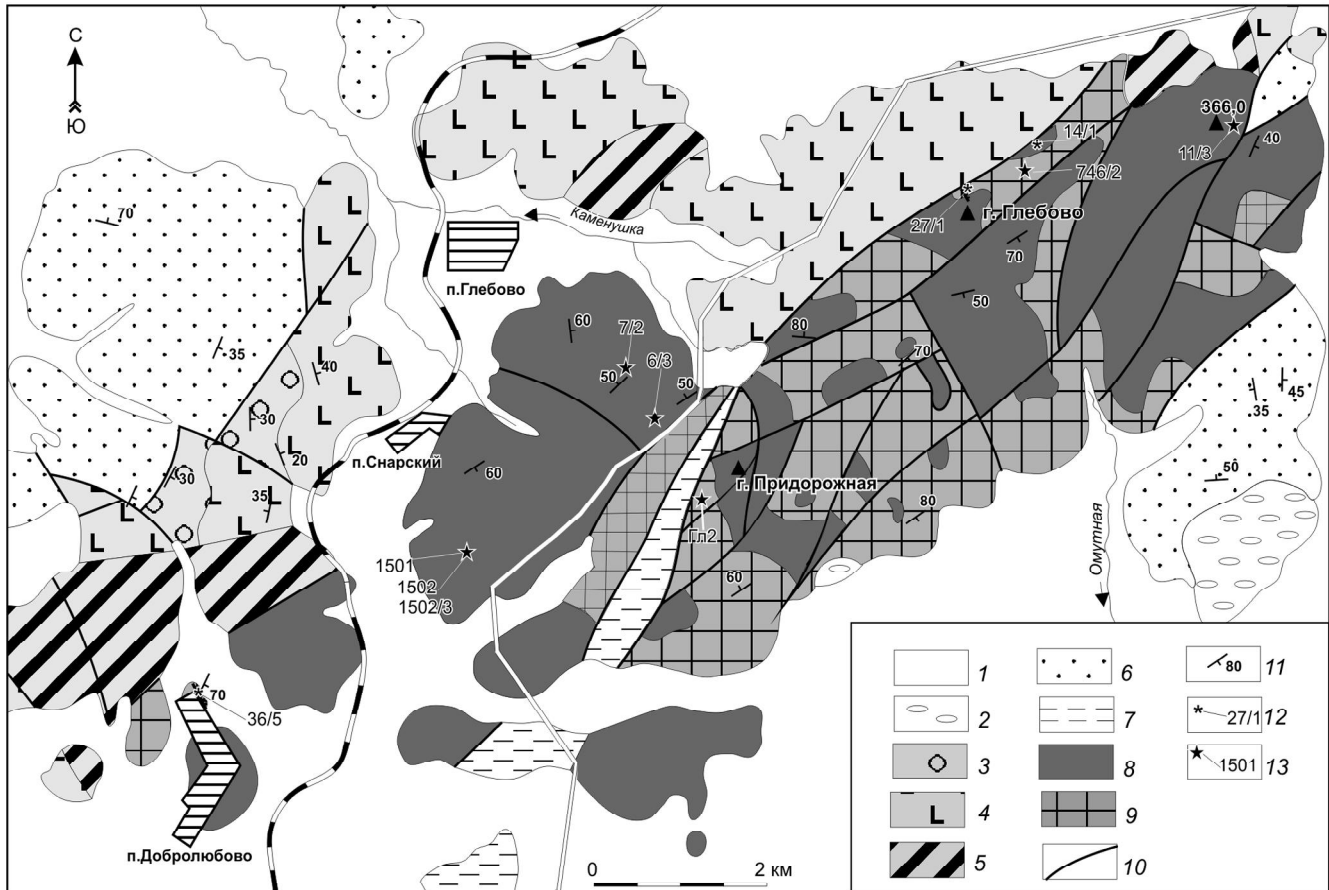
Кремневые породы представлены радиоляриевыми кремнями и их глинистыми разновидностями.

**Радиоляриевые кремни** – светло-красные, красные и коричнево-красные, массивные. Они сложены тонко-, мелкозернистым кварцем и халцедоном, насыщенными тонкими частицами гематита. Имеется небольшая (первые проценты) примесь глинистых минералов. Кремни содержат скелеты радиолярий (30–70 %). Часто наблюдается полосчато-слоистая

микротекстура из-за ориентированного расположения радиолярий, глинистых частиц и обогащения тонких (до 1 мм) слоев гематитом.

Обилие в кремнях остатков планктонных микроорганизмов, отсутствие примеси терригенных компонентов позволяют отнести их к пелагическим планктоногенным отложениям. Слоистая микротекстура указывает, что они накапливались под воздействием придонных течений.

**Радиоляриевые глинистые кремни** – темно-красно-коричневые, отличаются от кремней большим количеством железистого вещества и глинистого материала, а также присутствием алевритовых зерен плагиоклаза, пироксена и вулканического стекла. Скелетов радиолярий в них 30–70 % (рис. 5А).



**Рис. 3.** Геологическая карта правобережья участка Снарский, по [1], с положением проб для изучения обломочных минералов тяжелой фракции и петрогеохимических особенностей вулканитов.

1 – четвертичные отложения; 2 – олигоцен-миоценовые континентальные отложения; 3–5 – кампан-маастрихтская (?) толща базальтов: 3 – туфоконгломераты, туфогравелиты и туфопесчаники, 4 – базальты, андезибазальты и их туфы, 5 – экструзивные образования; 6 – апт-альбские (?) песчаники и алевролиты; 7 – валанжинские (?) алевроаргиллиты; 8–9 – среднеюрско-аптский кремнисто-вулканогенный комплекс с преобладанием: 8 – вулканитов и 9 – кремневых пород; 10 – разломы; 11 – элементы залегания; 12 – места отбора и номера проб для изучения обломочных минералов тяжелой фракции; 13 – места отбора и номера проб для геохимического изучения эффузивных пород.

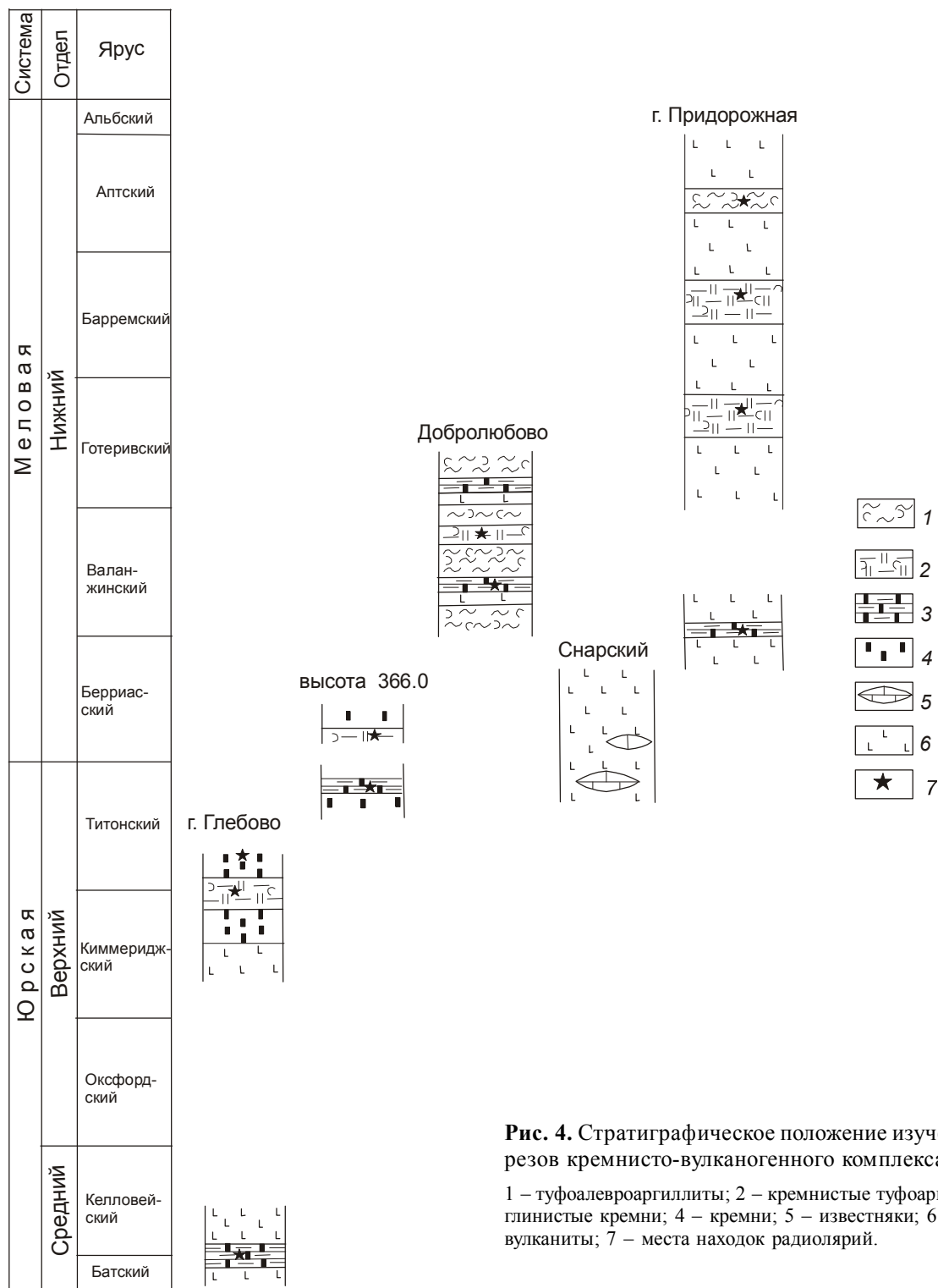
Обычна слоистая микротекстура. Они близки по составу и структурно-текстурным особенностям с кремнями, что указывает на сходные условия накопления. Присутствие зерен плагиоклаза, пироксена и вулканического стекла свидетельствует об их формировании под влиянием вулканизма.

**Кремнисто-глинистые породы** представлены оливково-серыми радиоляриевыми кремнистыми аргиллитами, красно-коричневыми кремнистыми туфоаргиллитами и близкими к ним по составу кремнистыми туфоалевроаргиллитами, а также темно-серыми радиоляриевыми туфоалевроаргиллитами и оливково-серыми туфоалевроаргиллитами с обломками пород.

**Оливково-серые радиоляриевые кремнистые аргиллиты** образуют слои среди вулканитов в междуречье Омутная–Каменушка и в туфоалевроаргил-

литах около пос. Добролюбово. Они сложены кварцево-глинистыми агрегатами и небольшим количеством (5–10 %) алевритовых зерен кварца и плагиоклаза. Обычны скелеты радиолярий.

**Красно-коричневые кремнистые туфоаргиллиты** встречаются среди основных вулканитов или вместе с вулканомиктовыми песчаниками среди кремней. Основная масса породы железисто-кварцево-глинистая. В ней неравномерно распределены алевритовые зерна кварца, плагиоклаза, пироксена, а также обломки, сложенные хлоритом и серицитом. Возможно, это продукты замещения пирокластике. Количество обломочного материала иногда достигает 40–50 %, и такие породы можно отнести к кремнистым туфоалевроаргиллитам. Радиолярий в этих породах немного. Некоторые кремнистые туфоалевро-



**Рис. 4.** Стратиграфическое положение изученных разрезов кремнисто-вулканогенного комплекса [21].

1 – туфоалевроаргиллиты; 2 – кремнистые туфоаргиллиты; 3 – глинистые кремни; 4 – кремни; 5 – известняки; 6 – основные вулканиты; 7 – места находок радиолярий.

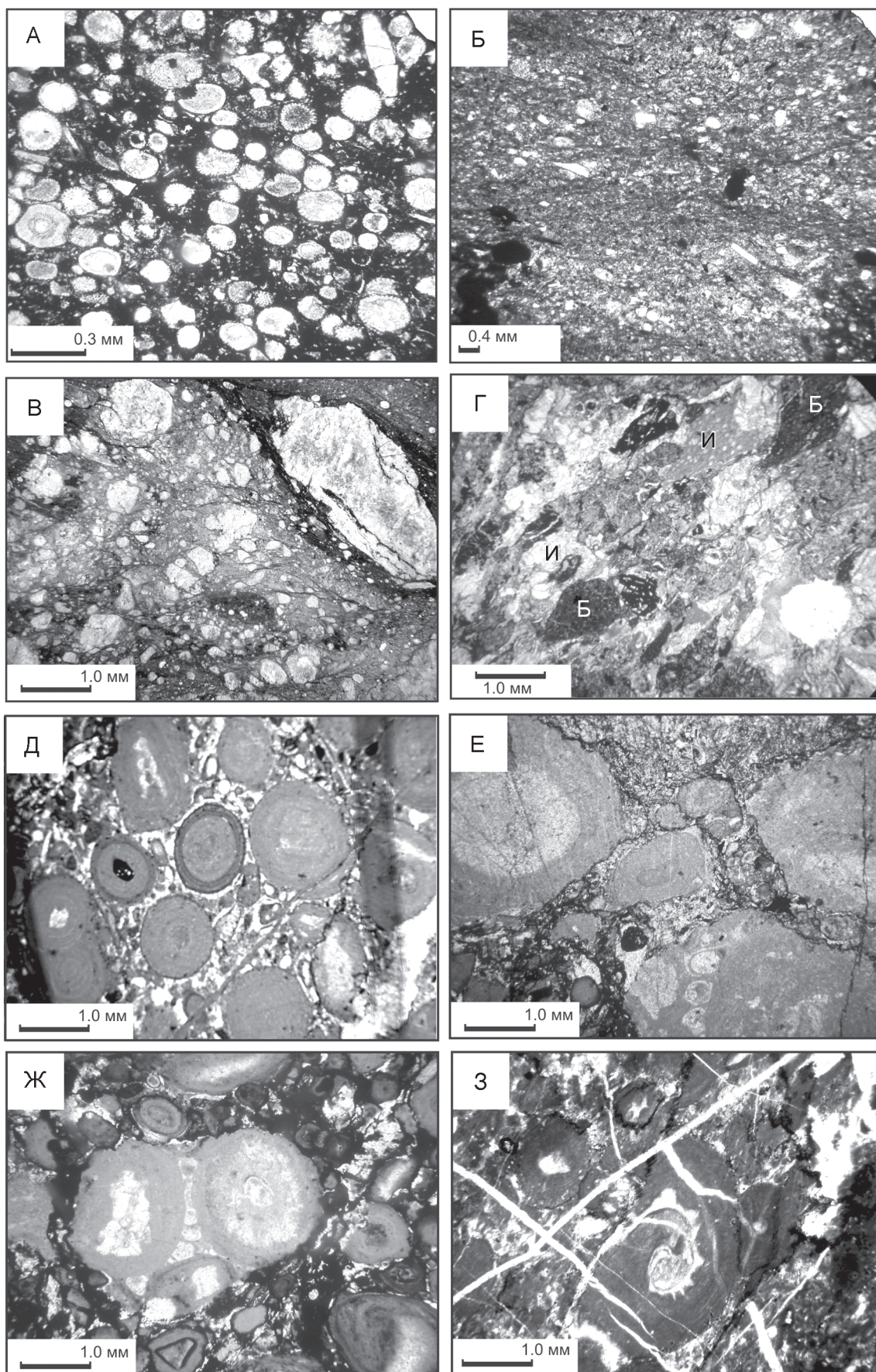
аргиллиты слоистые. В них одни слои мощностью до 2–3 мм – это кремнистые аргиллиты, а другие обогащены железистым веществом и содержат угловатые обломки кремнистых аргиллитов и пород, сложенных кварцем, альбитом и хлоритом (рис. 5В).

**Темно-серые радиоляриевые туфоалевроаргиллиты** встречаются среди базальтов верхней час-

ти комплекса. Они состоят из агрегатов хлорита, гидрослюда и угловатых зерен (20–40 %) кварца, реже плагиоклаза, пироксена, базальтов и вулканического стекла. Присутствуют скелеты радиолярий.

**Оливково-серые туфоалевроаргиллиты с обломками пород** развиты около пос. Добролюбово. Они содержат эллипсоидальные обломки до 20 см в







поперечнике вулканомиктовых песчаников, глинистых кремней, пелитоморфных известняков и базальтов, а также включения неправильной формы с нечеткими ограничениями размером до 2–3 см, которые сложены псаммитовыми обломками известняков, плагиоклаза и пироксена. Количество беспорядочно распределенных обломков – 20–30 %. Сами туфоалевроаргиллиты содержат (до 40 %) алевритовые зерна кварца, плагиоклаза, пироксена и вулканического стекла, которые иногда образуют неправильные скопления, отражая процессы смешения при течении пластичного осадка. Такие породы можно назвать галечно-глинистыми микститами.

Для большинства рассматриваемых пород характерны глинистый состав, остатки планктонных микроорганизмов, незначительное количество алевритовой терригенной и вулканической кластики. Эти признаки свойственны современным [11] и древним [32] гемипелагическим отложениям. На некоторых участках осадки накапливались под воздействием придонных течений, в результате которых формировались породы со слоистой текстурой. Хаотическое строение, отсутствие сортировки и слоистости, изобилие глинистого матрикса указывают на образование галечно-глинистых микститов при сползании смеси глины и обломков.

Среди известняков выделяются темно-серые пелитоморфные, встречающиеся как обломки в туфоалевроаргиллитах около пос. Добролюбово, а также оолитовые, онколитовые и органогенно-обломочные, образующие линзы в вулканитах около пос. Снарский.

**Пелитоморфные известняки** состоят из тонкокристаллического кальцита, в котором присутствуют округлые, эллипсоидальные и игольчатые формы крупнозернистого кальцита, вероятно, представляющие реликты планктонной микрофауны. Редки мелкие зерна кварца и плагиоклаза.

**Оолитовые известняки** – серые и красновато-коричневые, состоят из округлых и эллипсоидальных оолитов до 2–5 мм в диаметре. Концентрами служат комочки пелитоморфного кальцита, кристаллы каль-

цита, сгустки гематита, “обрывки” вулканического стекла, фрагменты криноидей, водорослей, раковин фораминифер и зерна плагиоклаза (рис. 5Д). Крупные оолиты имеют два-три концентра. Поверхность оолитов покрыта тонким слоем гематита. Цемент – мелкозернистый кальцит.

**Онколитовые известняки** – светло-серые, состоят из округлых или вытянутых “сфер” размером 0.5–5 мм. Они сложены пелитоморфным кальцитом и обычно окружены прерывистой пленкой гидроксидов железа. Большинство из них имеет концентрическое строение. Присутствуют обломки гастропод и обрывки водорослей (рис. 5З). Цемент – мелко- и крупнокристаллический кальцит.

**Органогенно-обломочные известняки** – темно-серые и бурые, псаммито-гравелистые, состоят из обломков водорослей, фораминифер, мелких двустворок, оолитов, онколитов и частиц неопределимых биокластических образований (рис. 5Е и 5Ж). Цемент – мелкокристаллический кальцит с гидроксидами железа. Оолиты образуются в мелководной обстановке при активной гидродинамике химическим путем, благодаря росту зерен карбоната вокруг различных концентров [15]. Онколиты фиксируют начальные стадии образования оолитов при слабой гидродинамике водной среды. Органогенно-обломочные известняки формируются при разрушении органогенных построек морскими волнами. Пелитоморфные известняки, очевидно, накапливались в глубоководной обстановке.

Вулканогенно-осадочные породы представлены вулканомиктовыми брекчиями, конгломератами, гравелитами, песчаниками, кремнистыми туффитами.

**Вулканомиктовые брекчии и конгломераты** развиты среди основных вулканитов в междуречье Омутная–Каменушка. Брекчии сложены обломками уплощенной формы размером 0.5–3 см, представленными различными базальтами и диабазами. Конгломераты состоят из окатанных галек размером 1–5 см массивных и миндалекаменных базальтов. Связующая масса – псаммитовая, сложена зернами базальтов, плагиоклаза и пироксена.

**Рис. 5.** Фотографии шлифов осадочных пород кремнисто-вулканогенного комплекса (николи параллельны).

А – радиоляриевый глинистый кремень из карьера на северной окраине пос. Добролюбово (шлиф 36/8); Б – железисто-кремнистый туффит – прослой в оолитовых известняках карьера около пос. Снарский (шлиф 1/6); В – кремнистый туфоалевроаргиллит междуречья Омутная–Каменушка с линзовидным прослоем, обогащенным обломочным материалом, обломки сложены агрегатами кварца, альбита и хлорита (шлиф Гл-4); Г – вулканомиктовый гравелит с обломками гиалобазальтов (Б) и известняков (И) из карьера на северной окраине пос. Добролюбово (шлиф 36/3); Д–З – известняки из карьеров около пос. Снарский: Д – оолитовый известняк (шлиф 1-4), среди оолитов преобладают формы с большим ядром и тонкой оболочкой, в промежутках между оолитами видны обломки раковин и водорослей, Е – органогенно-обломочный известняк, сложенный обломками и целыми водорослями обволакивающего типа, присутствуют онколиты и оолиты (шлиф 3-1), Ж – обломки водорослей и фораминифер в органогенно-обломочном известняке (шлиф 3-1), З – известняк с онколитами, в центре шлифа видна водоросль, обволакивающая раковину гастроподы (шлиф 2-2).

**Вулканомиктовые песчаники и гравелиты** образуют прослой среди кремнисто-глинистых пород. Песчаники в междуречье Омутная–Каменушка сложены угловатыми обломками базальтов с витрофировой или интерсертальной структурой основной массы. Редки зерна вулканического стекла, кристаллы плагиоклаза и пироксена. В некоторых песчаниках есть обломки кремневых и кремнисто-глинистых пород. Цемент базальный или контактово-поровый, железисто-хлоритовый или известковистый. В песчаниках и гравелитах около пос. Добролюбово много (до 20 %) обломков известняков (рис. 5Г).

Для вулканомиктовых песчаников и гравелитов характерна клинопироксеновая ассоциация тяжелых минералов с повышенными содержаниями (7–29 %) в отдельных пробах ортопироксена, оливина, роговой обманки и эпидота (табл. 1). В незначительном количестве присутствуют гранат, циркон, сфен, лейкоксен, магнетит, ильменит и хромит. Химический состав клинопироксена и оливина приведен в табл. 2. Магматические источники клинопироксена определены с помощью диаграмм Дж. Летеррьеера и др. [30]. На рис. 6а они разделяются на три группы.

Источником клинопироксенов обр. 27/1, очевидно, являются щелочные внутриплитные базальты. Клинопироксены обр. 14/1 расположены в поле клинопироксенов островодужных и толеитовых базальтов, но в них повышено содержание хрома, что свидетельствует об образовании за счет разрушения толеитов (рис. 6б). Клинопироксены обр. 36/5 группируются на рис. 6а вблизи линии, разграничивающей клинопироксены щелочных и других базальтов. Низкие содержания титана и натрия не позволяют уверенно считать, что их исходные породы – щелочные вулканиды. Возможно, они принадлежат островодужным базальтам (рис. 6б и 6в). Оливины в обр. 27/1 низкокальциевые и маложелезистые (табл. 2). Таким образом, в вулканомиктовых обломочных породах роль континентальных источников незначительна, а исходные породы мафических минералов различные.

Окатанная галька в вулканомиктовых конгломератах указывает, что это волновые или прибойные образования мелководной обстановки. Форма обломков в брекчиях свидетельствует об участии в их формировании тектонических процессов. Вулканомиктовые песчаники и гравелиты образуют прослой в пе-

**Таблица 1. Минеральный состав (%) тяжелой фракции (0.01–0.25 мм) обломочных пород кремнисто-вулканогенного комплекса участка Снарский.**

Проба	Порода	Местонахождение	К-во зерен	Срх	Орх	Ol	Hb	Ep	Gr	Zr	Lcx	Mt	Ilm	Chr
14/1	вулкан. песчаник	северо-восточнее г. Глебово	103	59.1	6.8	-	-	29.1	-	-	-	-	1.1	3.9
27/1	вулкан. песчаник	г. Глебово	420	51.2	6.7	12.1	14.8	1.7	3.6	0.7	1.9	5.2	-	2.1
36/5	вулкан. гравелит	пос. Добролюбово	219	95.4	1.4	-	1.8	-	-	1.4	-	-	-	-

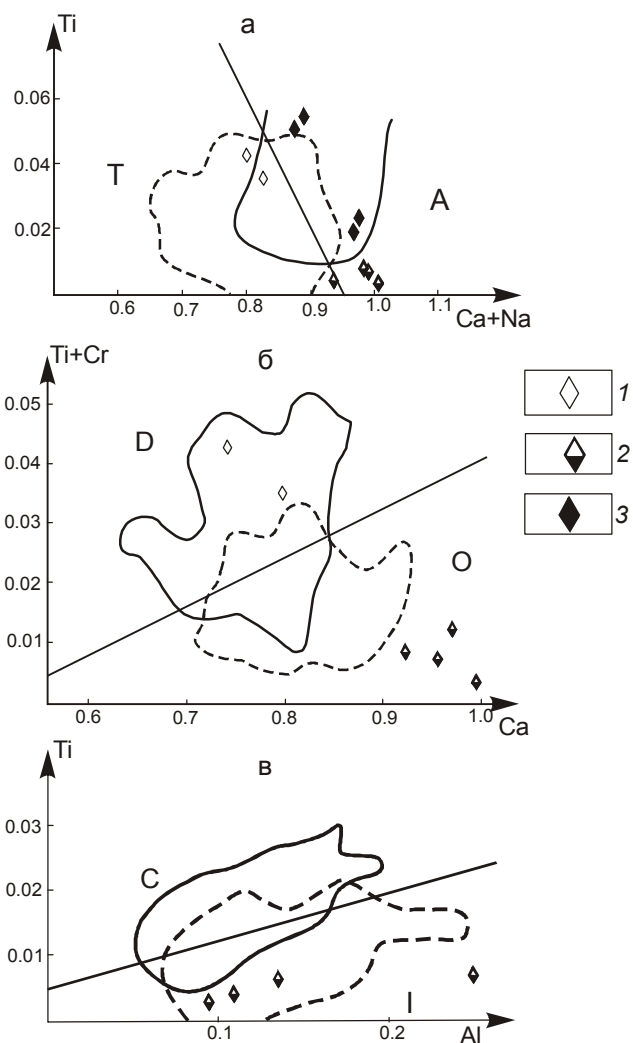
*Примечание.* Срх – клинопироксен, Орх – ортопироксен, Ol – оливин, Hb – роговая обманка, Ep – эпидот, Gr – гранат, Zr – циркон, Lcx – лейкоксен, Mt – магнетит, Ilm – ильменит, Chr – хромит. Прочерк – не обнаружено. Минералогия – В.И. Тихонова и П.Д. Гасанова.

**Таблица 2. Химический состав (вес. %) некоторых тяжелых минералов в обломочных породах кремнисто-вулканогенного комплекса.**

Проба	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO*	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Сумма
Клинопироксен											
14/1	50.59	1.22	3.51	0.04	7.86	0.18	15.25	19.90	0.29	-	98.84
14/1	50.08	1.44	2.57	0.04	11.58	0.32	14.43	18.41	0.29	0.01	99.23
27/1	50.10	1.95	4.92	0.59	6.23	0.15	13.89	21.19	0.59	-	99.61
27/1	50.05	1.80	4.08	0.25	7.58	0.20	14.49	21.60	0.37	-	100.44
27/1	52.14	1.32	2.51	0.15	8.31	0.24	14.55	19.74	0.41	-	99.38
27/1	48.07	0.86	3.61	0.41	7.69	0.13	14.94	23.37	0.25	-	99.15
36/5	50.58	0.10	2.14	0.04	3.40	0.23	15.80	24.63	0.13	-	97.09
36/5	53.00	0.14	2.43	0.16	4.20	0.29	15.99	23.65	0.16	0.02	100.04
36/5	49.30	0.25	5.52	-	6.16	0.29	13.10	23.92	0.23	-	98.77
36/5	50.02	0.23	3.07	0.18	5.95	0.24	14.22	23.83	0.23	0.02	97.99
Оливин											
27/1	37.88	0.05	0.01	0.14	16.14	0.22	46.31	0.19	0.01	-	101.04
27/1	38.87	0.01	0.03	0.06	10.17	0.15	50.68	-	0.05	-	100.02

*Примечание.* FeO\* – общее железо анализировалось как FeO. Прочерк – не обнаружено. Анализы выполнены Н.И. Екимовой.





**Рис. 6.** Дискриминационные диаграммы для клинопироксенов из базальтов различных тектонических обстановок, по [30].

а – для клинопироксенов известково-щелочных и толеитовых базальтов (Т) и щелочных базальтов внутриконтинентальных и океанических островов (А); б – для клинопироксенов базальтов окраинно-континентальных, островных дуг (О) и базальтов MORB, абиссальных толеитов и переходных рифтовых (D); в – для клинопироксенов известково-щелочных (С) и толеитовых (I) базальтов окраинно-континентальных и островных дуг. Элементы приведены в формульных единицах. 1–3 – клинопироксены: 1 – обр. 14/1, 2 – обр. 36/5, 3 – обр. 27/1.

лагических и гемипелагических кремнисто-глинистых отложениях, иногда имеют эрозионный нижний контакт, градационную слоистость и, вероятно, накапливались турбидитными потоками.

**Кремнистые туффииты** близки по составу с красно-коричневыми туфоаргиллитами и образуют прослой среди известняков и вулканитов. В них много вулканического стекла, угловатых зерен базальта,

плагиоклаза и, реже, кварца, представляющих, очевидно, пирокластику (рис. 5Б). Состав туффиитов предполагает участие в их образовании пепловых туч.

Кроме того, в кремнисто-вулканогенном комплексе есть **гидротермально-осадочные образования**, представленные **железными рудами**. Это линзы мощностью 10–30 см и длиной до 2 м в кремнистых туффиитах среди известняков около пос. Снарский. Руды – массивные, сложены тонкозернистым гематитом с примесью мелкозернистого кальцита и вулканического стекла. Содержание оксида железа в рудах достигает 63 % [18].

Таким образом, осадочные образования в Снарском тектоно-стратиграфическом комплексе представлены главным образом пелагическими и гемипелагическими отложениями, которые часто накапливались под влиянием донных течений и вулканической деятельности. Меньше распространены мелководные известняки и обломочные породы, а также образования гравитационных потоков.

#### ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И ВОЗМОЖНЫЕ ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ ФОРМИРОВАНИЯ ЭФФУЗИВНЫХ ПОРОД

На участке Снарский вулканиты приурочены главным образом к интервалу титон–апт (рис. 4). Эффузивные породы преобладают над другими разновидностями основных вулканитов: кластолавами, лавокластитами, гиалокластитами и туфами. Они представлены базальтовыми порфиридами, гиалобазальтами и диабазами. Порфириды вкрапленники в базальтовых порфиридах сложены таблитчатыми кристаллами плагиоклаза или их сростками, реже плагиоклазом и клинопироксеном, погруженными в мезостази из хлоритизированного стекла, рудных минералов, лейст плагиоклаза и редко клинопироксена. Микроструктура обычно интерсервальная. В гиалобазальтах наблюдается гиалопилитовая, реже войлочная микротекстура, где в ожелезненной или хлоритизированной основной массе с включениями рудных минералов распределены лейсты альбитизированного плагиоклаза. Иногда встречаются мелкие кристаллы клинопироксена. Диабазы сложены призматическими и таблитчатыми кристаллами плагиоклаза, угловатые промежутки между которыми выполнены хлоритом, рудными минералами и пироксеном. Редки порфириды выделения, представленные крупными кристаллами плагиоклаза и сростками кристаллов клинопироксена.

Среди проанализированных образцов эффузивных пород выделяется два типа: щелочные базальты и низкокальциевые толеиты (табл. 3, рис. 7). Толеиты

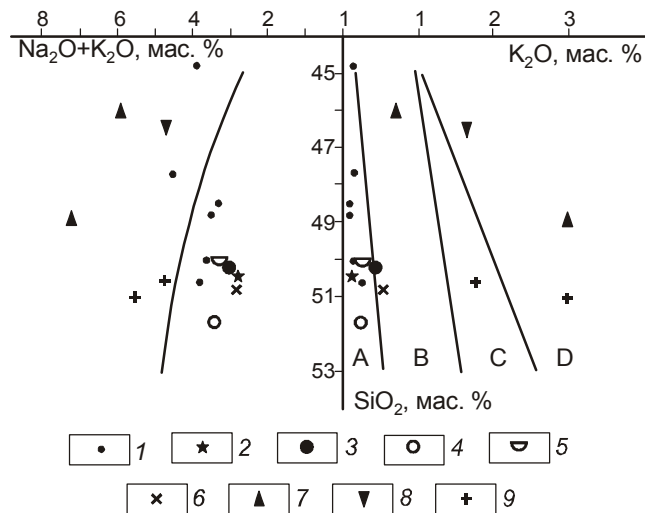


Рис. 7. Диаграмма  $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}) - \text{SiO}_2 - \text{K}_2\text{O}$  для базальтов участка Снарский.

1 – низкокальциевые толеиты участка Снарский; 2 – N-MORB; 3 – обогащенные толеиты срединно-океанических хребтов (E-MORB); 4 – спрединговые толеиты Марианского троя, отобранные в зоне  $18^\circ$  с.ш.; 5 – толеиты бассейна Ямато Японского моря; 6 – средний состав толеитов вулкана Килауэа о-ва Гавайи; 7 – щелочные базальты участка Снарский; 8 – щелочные базальты Маноминского сегмента Киселевско-Маноминского террейна; 9 – средние составы известково-щелочных и шононитовых базальтов (рассчитаны по данным [16]) для Кемского террейна Монероно-Самаргинской дуги. Линия в левой части диаграммы разделяет поля пород нормального ряда и субщелочных [6]; в правой части диаграммы – поля петрохимических серий субдукционных вулканических пород, по [34]: А – низкокальциевой, В – среднекальциевой известково-щелочной, С – высококальциевой известково-щелочной, D – шононитовой. Данные по полным химическим составам пород в табл. 3, 4.

установлены на позднеитонском и аптском уровнях, где они ассоциируются с известняками и кремнисто-глинистыми породами. Щелочные базальты чаще развиты среди кремневых пород.

Щелочные базальты по геохимическим характеристикам соответствуют базальтам океанических островов, что видно по содержаниям несовместимых элементов, нормированных по N-MORB (рис. 8). На других химико-геодинамических диаграммах они также попадают в ареал щелочных базальтов океанических островов (рис. 9 и 10).

Низкокальциевые толеиты впервые обнаружены среди магматических пород Киселевско-Маноминского террейна. Ранее А.И. Ханчук [22] в составе Нижнеамурского террейна аккреционной призмы апта-альба, который по его представлениям включает юрско-раннемеловые кремни и вулканиты, относящиеся к Киселевско-Маноминскому аккреционному комплексу [22], рассматривал как спрединговые то-

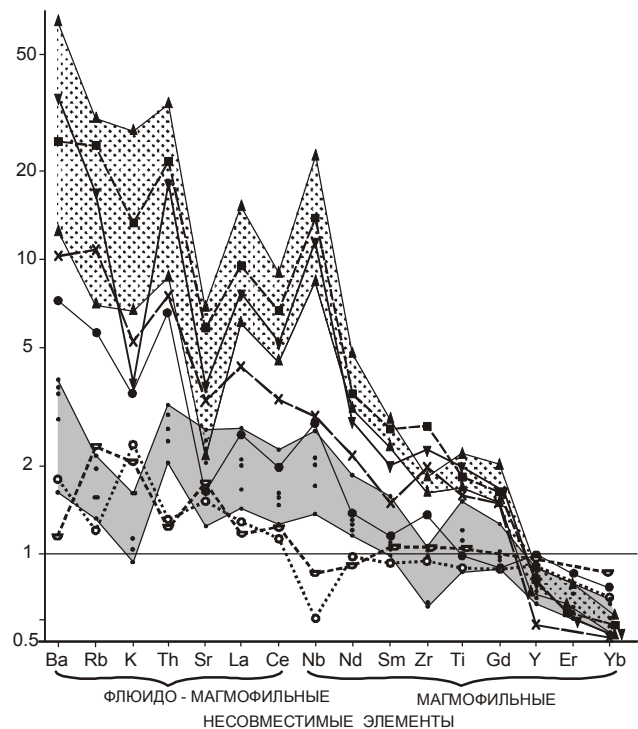


Рис. 8. Распределение несовместимых элементов в базальтах участка Снарский, нормированных к N-MORB. Для нормирования использован средний состав нормальных базальтов Восточно-Тихоокеанского подъятия [28].

Черный квадрат – средний щелочной базальт океанических островов [37]; заливкой выделены поля низкокальциевых толеитов (сплошной серый цвет) и щелочных базальтов (красный) участка Снарский. Остальные условные обозначения на рис. 7.

леитовые базальты, ассоциирующиеся с кремнисто-глинистыми породами, развитыми в районе приустьевой петли р. Амур [14]. Однако блоки этих вулканогенно-кремнистых пород, которые закартированы как позднеюрские и раннемеловые образования [2], расположены среди терригенных отложений северо-западнее полосы развития вулканогенно-кремнистых пород Киселевско-Маноминского террейна и, очевидно, принадлежат другой тектонической структуре.

Химический состав толеитов (табл. 3, анализы 3–8) примечателен и представляет собой нечто среднее между нормальными (N-MORB) и обогащенными (E-MORB) базальтами срединно-океанических хребтов (табл. 3 и 4). По содержанию калия они соответствуют нормальным спрединговым базальтам океанов (N-MORB). На рис. 8 в средней части спектра (Sm-Zr-Ti-Gd) толеиты участка Снарский также соответствуют N-MORB-геохимическому типу магм.

Таблица 3. Содержание петрогенных элементов (мас. %) и микроэлементов (г/т) в базальтах кремнисто-вулканогенного комплекса участка Снарский.

Компоненты	Гл 2	11/3	1502	1502/3	1501	7/2	6/3	746/2
SiO <sub>2</sub>	43.8	47.06	42.8	44.4	45.98	48.17	46.89	48.80
TiO <sub>2</sub>	3.44	2.75	1.67	1.39	1.80	2.45	1.90	3.08
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.05	17.76	15.55	19.53	14.42	13.96	14.22	13.50
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8.30	9.02	6.40	8.88	9.15	7.27	8.87	3.80
FeO	9.00	3.31	6.62	1.73	4.62	6.43	3.31	7.30
MnO	0.25	0.23	0.18	0.15	0.25	0.23	0.17	0.19
MgO	4.01	3.16	8.00	5.47	5.85	6.11	6.59	6.25
CaO	5.78	5.28	11.0	7.57	9.38	8.02	9.76	10.04
Na <sub>2</sub> O	4.95	4.0	3.61	4.10	3.08	3.39	3.32	3.41
K <sub>2</sub> O	0.71	2.90	0.17	0.17	0.10	0.12	0.11	0.25
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.42	0.60	0.20	0.23	0.21	0.27	0.20	0.28
H <sub>2</sub> O	0.30	0.49	0.37	1.42	0.95	0.57	0.54	0.54
п.п.п.	4.20	3.33	3.27	5.01	3.94	2.89	3.97	2.60
Сумма	99.90	99.8	99.84	99.75	99.73	99.88	99.85	99.50
Cr	40.66	3.35	246	141	140.76	76.29	260	-
Ni	64.15	7.04	75	46.91	46.91	76.35	103	-
Co	48.73	27.37	54	37.28	37.28	41.60	42	-
V	321.77	131	388	210	209.66	386.40	320	-
Rb	8.67	37.77	1.69	1.98	1.98	2.75	2.48	-
Ba	173.74	925	51.56	54.93	48.48	39.36	22.39	-
Sr	232.22	783	257.80	273.46	229.13	295.64	139.13	-
Nb	28.90	77.89	4.81	7.44	6.99	9.17	5.91	-
Hf	5.72	5.89	3.03	2.56	3.02	4.01	3.23	-
Zr	167.98	186	102.17	70.95	73.97	109.80	105.56	-
Y	31.45	25.92	30	25.15	26.42	31.95	24.12	-
U	0.26	1.59	0.09	0.20	0.17	0.23	0.12	-
La	23.52	58.34	5.52	7.83	7.91	10.46	6.46	-
Ce	53.45	106.01	15.17	18.93	18.71	27.04	17.40	-
Pr	7.58	13.62	2.43	2.74	2.78	3.94	2.54	-
Nd	34.08	52.23	12.97	14.27	13.74	20.64	13.15	-
Sm	8.60	10.30	3.73	3.98	3.91	5.80	3.80	-
Eu	2.43	3.30	1.42	1.36	1.36	1.85	1.31	-
Gd	8.19	10.05	4.97	4.77	4.81	6.28	4.41	-
Tb	1.30	1.30	0.82	0.79	0.77	1.02	0.70	-
Dy	6.78	6.73	5.30	4.69	4.87	6.34	-	-
Ho	1.09	1.12	1.12	0.97	1.04	1.28	0.99	-
Er	3.28	2.64	2.99	2.44	2.69	3.28	2.62	-
Yb	1.95	2.34	2.60	2.04	2.33	2.70	2.23	-
Lu	0.22	0.26	0.38	0.25	0.31	0.39	0.36	-
Ta	2.11	4.16	0.35	0.51	0.66	0.70	0.47	-
Th	1.63	6.27	0.39	0.49	0.60	0.55	0.45	-
Pb	2.11	5.61	2.25	1.34	2.45	1.13	2.45	-
Cs	31.82	0.43	2.69	7.91	0.14	0.15	0.06	-
Sc	0.31	9.75	50.74	32.69	42.56	36.54	37.68	-
<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr	-	-	0.70381	0.70380	-	-	-	-

Примечание. Прочерк – не анализировалось.

Вместе с тем, концентрации наиболее магмато- и одновременно флюидофильных несовместимых элементов (Rb-Ba-Th-Sr, отчасти La, Ce) превышают уровень таковых в N-MORB в 1.5–3.0 раза. Кроме того, содержания иттрия и тяжелых редких земель (Er, Yb, Lu) в рассматриваемых базальтах в 1.2–2.0 раза ниже, чем в толеитах спрединговых хребтов, что позволяет предполагать некоторое участие внутриплитной компоненты при их выплавлении. Действительно, на рис. 9 по спектру содержаний Th, Hf и Ta

низкокальциевые базальты участка Снарский располагаются в смежных полях как спрединговых, так и внутриплитных океанских толеитов. На это также указывают несколько повышенные отношения в них изотопов стронция (0.7038 против 0.7025–0.7030 в N-MORB). Однако рассматриваемые базальты значительно отличаются от внутриплитных толеитов океанических островов, поскольку содержания почти всех некогерентных элементов (исключение – иттрий и тяжелые редкие земли) в них существенно ниже

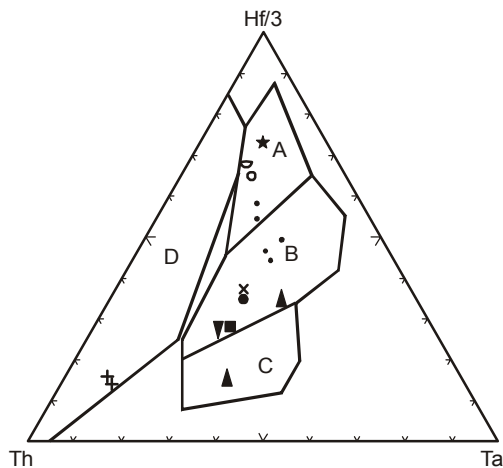


Рис. 9. Дискриминационная диаграмма Th-Hf-Ta для базальтов участка Снарский.

Поля базальтов различных геодинамических обстановок [38]: А – деплетированных толеитов срединно-океанических хребтов (N-MORB), В – обогащенных толеитов срединно-океанических хребтов и внутриплитных толеитов (E-MORB + WPB), С – щелочных базальтов внутриплитных структур (WPB), D – островных дуг и активных континентальных окраин (IAB). Условные обозначения см. на рис. 7.

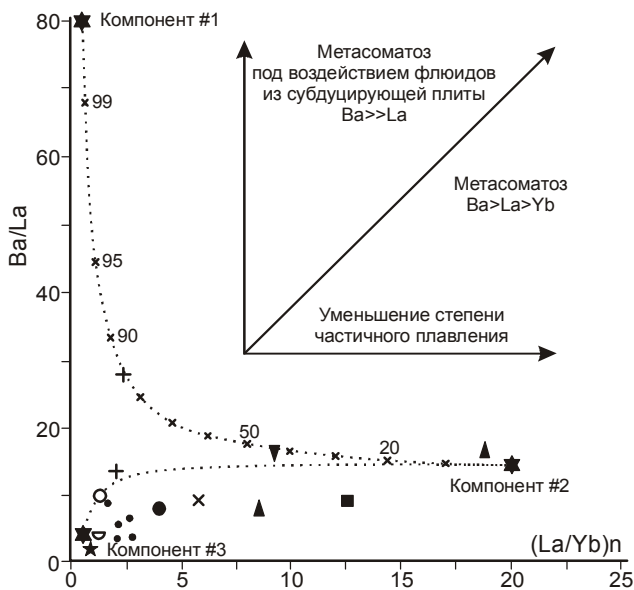


Рис. 10. Положение составов базальтов участка Снарский на диаграмме Ba/La – (La/Yb)<sub>n</sub>.

Межэлементные отношения показывают качественную оценку процесса смешения компонент различного состава и генезиса: # 1 – субдукционный компонент (Ba/La = 80, (La/Yb)<sub>n</sub> = 0,5) характеризует метасоматически измененную в связи с субдукцией мантию или расплав [31, 33]; # 2 – (Ba/La = 15, (La/Yb)<sub>n</sub> = 20) соответствует продуктам внутриплитного магматизма [25]; # 3 – отвечает деплетированной океанической мантии [35]. Условные обозначения на рис. 7.

(рис. 8). Толеиты участка Снарский по сравнению с базальтами E-MORB содержат в 2–4 раза больше наиболее несовместимых элементов (Rb, Ba, Th, K) при относительном равенстве других микроэлементов (рис. 8). Состав исследованных вулканитов также частично согласуется с составом спрединговых задуговых базальтов энсиматических (Марианский трог) и энсиалических (бассейн Ямато Японского моря) островных дуг (рис. 8 и 9). Однако задуговые спрединговые толеиты отличаются от исследуемых базальтов наличием хорошо выраженного Ta-Nb-минимума (рис. 8, табл. 3 и 4), характерного признака для базальтов задуговых бассейнов [17]. Таким образом, можно констатировать, что субстрат для выплавления толеитов участка Снарский соответствовал источникам N- либо E-MORB. При сравнении с N- и E-MORB отмечаются более низкие магнезиальность и хромистость среднего состава толеитов, что свидетельствует о снижении степени плавления субстрата для толеитов участка Снарский относительно базальтов N- и E-MORB (табл. 3 и 4). А поскольку снижение степени плавления субстрата влечет за собой увеличение содержаний некогерентных компонентов в составе ликвидуса, магмообразующим источником для получения толеитов региона следует принимать примитивную мантию N-MORB-типа, а не обогащенный субстрат для выплавления E-MORB. И, действительно, при повышении в толеитах участка Снарский магнезиальности и хромистости до соответствующего уровня (MgO > 7%, Cr > 230 г/т; см. обр. 1502 в табл. 3) многокомпонентный спектр породы смещается в сторону N-MORB. Следовательно, рассматриваемые толеиты генерировались при пониженной степени плавления N-MORB-источника. Скорее всего, выплавление этих толеитов происходило не в автономных спрединговых хребтах океанических бассейнов, так как благодаря стационарному высокому тепловому потоку 80–90 % базальтов N-MORB являются магнезиальными и хромистыми, а для толеитов региона наблюдается обратное соотношение (1 магнезиальный образец из 5). В качестве возможных обстановок, вероятно, больше подходят короткоживущий импульсный и (или) ареальный рифтинг – локальное либо рассредоточенное и недлительное растяжение океанической литосферы с внедрением N-MORB-подобных магм как отражение (компенсация) тектонических событий, происходивших в регионе.

#### ОБСТАНОВКИ ФОРМИРОВАНИЯ

В Снарском тектоно-стратиграфическом кремнисто-вулканогенном комплексе выделяется две породные ассоциации, соответствующие крупным фа-



**Таблица 4. Средний химический состав основных вулканитов Маноминского сегмента Киселевско-Маноминского террейна, Кемского террейна Монероно-Самаргинской дуги и ряда эталонных базальтов.**

	1 (2)	2 (6)	3 (6)	4 (42)	5 (1)	6 (39)	7 (26)	8 (264)
SiO <sub>2</sub>	46.04	48.43	48.91	51.38	49.37	50.77	50.45	50.17
TiO <sub>2</sub>	3.34	0.82	0.84	1.41	1.67	2.51	1.615	1.65
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.14	17.43	18.22	16.34	17.8	13.59	15.255	15.57
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9.93	4.04	3.10			4.31		
FeO	3.45	4.12	4.66	8.58	7.81	7.82	10.426	9.49
MgO	6.13	4.88	4.62	6.94	7.39	7.17	7.576	7.70
CaO	10.26	10.98	9.42	11.10	10.76	10.83	11.303	11.30
Na <sub>2</sub> O	3.04	2.72	2.85	3.10	3.02	2.34	2.679	2.85
K <sub>2</sub> O	1.67	1.74	2.89	0.25	0.22	0.55	0.1064	0.39
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.54	0.30	0.34	0.17	0.19	0.30		0.22
Cr	187	76	64	230	319	216		281.4
V	271	245	233	250		316		286.5
Rb	21.08	30.1	88.5	1.5	3	13.5	1.262	9.19
Ba	485	175	349	25	16	144	13.87	78.6
Sr	392.5	552	530	170	200	373	113.2	191.4
Nb	41.26	3.92	5.0	2	3	10.2	3.507	9.97
Hf	6.54	1.53	1.38	2.51*	2.51	4.2	2.974	3.70
Zr	234.24	56.7	52.7	100	107	198	104.24	143.1
Y	24.8	21	19.1	33	33	20.2	35.82	35.4
La	29.73	12.4	12.3	4.95	4.56	15.7	3.895	10.66
Ce	61.37	26.5	26.2	13.6	14.8	39.9	12.001	23.56
Nd	32.48	16.5	16.5	11	10.2	24.2	11.179	14.98
Sm	7.39	3.57	3.58	3.5	3.89	5.64	3.752	4.13
Eu	2.60	1.11	1.08	1.26	1.39	2.00	1.335	1.41
Gd	7.86	3.83	3.68			7.67	5.077	4.66
Dy	5.86	3.44	3.09			5.1	6.304	5.50
Er	2.44	2.08	1.94				4.143	3.52
Yb	2.24	2.20	2.12	2.72	3.37	1.93	3.900	2.96
Ta	2.08	0.34	0.38	0.19	0.143	1.1	0.192	0.78*
Th	3.45	2.59	2.54	0.24	0.23	1.4	0.1871	1.25
Pb	2.55	2.40	1.94			2.1	0.489	2.32

*Примечание.* 1 – юрско-раннемеловые базальты Маноминского сегмента Киселевско-Маноминского террейна [10]; 2, 3 – апт-альбские высококальциевые базальты известково-щелочной серии (2) и абсарокиты–шошониты Кемского сегмента Кемского террейна вулканической дуги (3), рассчитаны по [16]; 4 – спрединговые толеиты задугового Марианского трога, близкие по магнизиальности (Mg # 60–65) к толеитам участка Снарский и отобранные в зоне 18° с.ш., по [27] – петрогенные компоненты и элементы – по табл. 2а, столбец (n = 42); редкие земли – табл. 6, обр. ALV 1839-14 (\*содержание Hf принимается равным содержанию в базальте столбца 5); 5 – раннемиоценовые толеиты (794 ODP, обр. 18R-1-44-47) бассейна Ямато Японского моря [24]; 6 – толеиты вулкана Килауза о-ва Гавайи (извержения 1919, 1959, 1967–1968 гг.), микроэлементы – по [37], макрокомпоненты – по [26]; 7 – N-MORB [28]; 8 – средний состав E-MORB Атлантического и Тихого океанов, по [36] (\*содержание Ta принимается в 12.76 раза меньшим содержания Nb, как для среднего состава толеитов участка Снарский – см. табл. 3). В скобках – количество анализов.

циальным обстановкам: вулканогенно-кремневая и вулканогенная. Ф.Р. Лихт [8, 9] рассматривал эти ассоциации как мелководные образования приурезовых обстановок и фаций внутреннего шельфа. Основными указателями таких обстановок, по его мнению, были конгломераты, которые относились к пляжевым отложениям, и оолитовые известняки. Позднее установлено, что конгломераты слагают базальный горизонт кампан-маастрихтской (?) толщи базальтов [1, 21], а оолитовые известняки накапливались в мелководье около вулканических островов.

Ведущий генетический тип вулканогенно-кремневой ассоциации – пелагические радиоляриевые отложения. Меньше распространены эффузивы и кремнисто-глинистые породы с прослоями вулканомиктовых турбидитов. Радиоляриевые кремни в Киселевско-Маноминском террейне имеют небольшую мощность, возрастной диапазон более 100 млн лет, что свидетельствует об их медленном накоплении в бассейне, где длительное время существовали однообразные условия седиментации [10, 19]. Данный режим осадконакопления свойственен обширным пелагическим пространствам океанов и центральным районам некоторых окраинных морей, в водах которых высоко содержание радиоляриевого планктона [11]. Рельеф дна был осложнен вулканическими постройками, из которых во время накопления кремнистых илов изливались лавы и поставлялся вулканомиктовый материал. Часть вулканических построек, очевидно, достигали поверхности воды и разрушались, о чем свидетельствует появление среди кремней вулканомиктовых песчаников. Расчлененный рельеф дна способствовал возникновению гравитационных потоков, которые поставляли обломочный материал в кремневые осадки. Большая часть базальтов в вулканогенно-кремневой ассоциации по геохимическим особенностям соответствует внутриплитным щелочным базальтам океанических островов. В вулканомиктовых песчаниках этой ассоциации клинопироксены также щелочные (обр. 27/4). Следовательно, она формировалась в пелагической области седиментации, осложненной щелочными вулканическими постройками.

Вулканогенная ассоциация сложена в основном эффузивами. Меньше распространены гемипелагические кремнисто-глинистые породы с вулканомиктовым и пирокластическим материалом. Редки мелководные известняки и обломочные отложения. Обилие вулканитов свидетельствует о значительной вулканической деятельности, в результате которой формировались многочисленные постройки. Они иногда достигали поверхности воды, где при их разрушении накапливались конгломераты и песчаники. Вулканические эрупции сопровождали тектонические про-

цессы с образованием систем трещин, сбросов, в результате которых дробились базальты, формируя брекчии. Некоторые вулканические поднятия служили “пьедесталом” для формирования оолитовых известняков и биогермно-биостромных образований. Эпизоды ослабления вулканической деятельности фиксируют прослой гемипелагических кремнисто-глинистых отложений с примесью вулканокластики. Расчлененный рельеф и тектоническая деятельность благоприятствовали оползневым процессам, в результате которых на отдельных участках бассейна формировались галечно-глинистые микститы. Базальты вулканогенной ассоциации по содержаниям и характеру распределения редких и редкоземельных элементов сходны с базальтами N-MORB. Они установлены на позднеитонском уровне, где ассоциируются с мелководными известняками, и в верхней части комплекса среди вулканитов, которые вмещают алевроаргиллиты со среднеапскими радиоляриями. Эти базальты, вероятно, фиксируют эпизоды локального спрединга. Продукты их разрушения есть и в вулканомиктовых песчаниках (обр. 14/1). Очевидно, эта ассоциация формировалась в гемипелагической области седиментации, где были развиты разрозненные короткоживущие спрединговые центры. Таким образом, в Снарском тектоно-стратиграфическом кремнисто-вулканогенном комплексе выделяются образования двух физико-географических и геодинамических обстановок: пелагической с внутриплитными щелочными вулканами и гемипелагической с вулканическими постройками спрединговых базальтов.

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Участок Снарский Нижнеуссурийского сегмента Киселевско-Маноминского террейна на правом берегу нижнего течения р. Усури отличает широкое распространение основных вулканитов. Возрастной диапазон осадочно-вулканогенных образований здесь – конец средней юры–среднеапский подъярус раннего мела. Среди осадочных отложений выделены пелагические радиоляриевые кремни, гемипелагические кремнисто-глинистые породы со значительной примесью вулканомиктового и пирокластического материала. Незначительно развиты мелководные оолитовые и органогенно-обломочные известняки, вулканомиктовые конгломераты и брекчии, а также вулканомиктовые турбидитовые песчаники и подводно-оползневые образования. Обломочные породы сложены только фрагментами “местных” пород: основными вулканитами и кремнисто-глинистыми породами. Базальты на участке щелочные, которые сопоставляются с внутриплитными базальтами океанических островов, и толеитовые, сходные с N-MORB базальтами. В целом, вулканогенно-осадочные поро-

ды на участке Снарский представлены образованиями двух физико-географических и геодинамических обстановок: пелагической с внутриплитными щелочными вулканами и гемипелагической с вулканическими постройками толеитовых базальтов.

Авторы признательны В.В. Голозубову за полезное обсуждение рукописи статьи, а также благодарят И.В. Королеву (Приморская поисково-съёмочная экспедиция) за помощь в проведении полевых работ и Т.М. Михайлик за оформление графики. Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант № 08-05-00041) и фонда ДВО РАН (проект 09-1-ОНЗ-01).

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Атрашенко А.Ф. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые правобережья р. Усури / Отчет Вяземской партии о результатах групповой геологической съемки м-ба 1:50000 и поисковых работ, проведенных в 1984–1989 гг. Хабаровск: Геолого-съёмочная экспедиция ПГО Дальгеология, 1989.
2. Геологическая карта Приамурья и сопредельных территорий. 1:2 500 000: Объясн. зап. (под ред. Л.И. Красного и др.). СПб–Благовещенск–Харбин, 1996. 135 с.
3. Голозубов В.В. Тектоника юрских и нижнемеловых комплексов северо-западного обрамления Тихого океана. Владивосток: Дальнаука, 2006. 239 с.
4. Зябрев С.В., Мартынюк М.В., Шевелев Е.К. Юго-западный фрагмент Киселевско-Маноминского комплекса, Сихотэ-Алинь: стратиграфия, субдукционная аккреция и постаккреционные смещения // Тихоокеан. геология. 2005. Т. 24, № 1. С. 45–58.
5. Кемкин И.В. Геодинамическая эволюция Сихотэ-Алиня и Япономорского региона в мезозое. М.: Наука, 2006. 258 с.
6. Классификация и номенклатура магматических горных пород / Е.Д. Андреева, О.А. Богатики, М.Б. Бородаевская и др. М.: Недра, 1981. 160 с.
7. Лихт Ф.Р. К вопросу о выделении култухинской свиты в Бикинской структурно-фациальной зоне (северо-западное Приморье) // Сб. статей по геологии и гидрогеологии. М.: Недра. 1969. Вып. 7. С. 55–62.
8. Лихт Ф.Р. Палеогеоморфологические реконструкции в складчатых областях (на примере Сихотэ-Алиня). М.: Наука, 1975. 140 с.
9. Лихт Ф.Р. Седиментологические особенности меловых бассейнов Западного Сихотэ-Алиня // Тихоокеан. геология. 1997. Т. 19, № 6. С. 92–101.
10. Маркевич П.В., Коновалов В.П., Малиновский А.И. и др. Нижнемеловые отложения Сихотэ-Алиня. Владивосток: Дальнаука, 2000. 283 с.
11. Мурдмаа И.О. Фации океанов. М.: Наука, 1987. 304 с.
12. Натальин Б.А. Мезозойская аккреционная и коллизионная тектоника юга Дальнего Востока СССР // Тихоокеан. геология. 1991. № 5. С. 3–23.
13. Натальин Б.А., Фор М. Геодинамика восточной окраины Азии в мезозое // Тихоокеан. геология. 1991. № 6. С. 3–23.
14. Попеко В.А., Пилацкий В.Э., Кайдалов В.А. Базальты верхнетриасовых-нижнеюрских комплексов в структурах Северного Сихотэ-Алиня (Нижнее Приамурье) // Тихоокеан. геология. 1983. № 6. С. 21–31.
15. Попов В.И., Макарова С.Д., Филиппов А.А. Руководство

- по определению фациальных комплексов и методика фа-  
циального палеогеографического картирования. М.: Гос-  
геолтехиздат, 1963. 454 с.
16. Симаненко В.П., Малиновский А.И., Голозубов В.В. Ран-  
немеловые базальты Кемского террейна – фрагмента Мо-  
нероно-Самаргинской островодужной системы // Тихооке-  
ан. геология. 2004. Т. 23, № 2. С. 30–51.
  17. Сондерс А.Д., Тарни Дж. Геохимические характеристики  
базальтового вулканизма в задуговых бассейнах // Геоло-  
гия окраинных бассейнов. М.: Мир, 1987. С. 102–133.
  18. Филиппов А.Н. Формационный анализ мезозойских отло-  
жений Западного Сихотэ-Алиня. Владивосток: ДВО АН  
СССР, 1990. 144 с.
  19. Филиппов А.Н. Юрско-раннемеловой вулканогенно-крем-  
нистый комплекс р. Манома (северный Сихотэ-Алинь):  
фрагмент осадочного чехла палеоокеанической плиты // Тихоокеан. геология. 2001. Т. 20, № 1. С. 25–38.
  20. Филиппов А.Н., Кемкин И.В. Первые находки среднеюрс-  
ких и раннемеловых (валанжин) радиолариевых ассоциа-  
ций в Западном Сихотэ-Алине и их палеогеографическое  
и тектоническое значение // Докл. РАН. 2005. Т. 404, № 5.  
С. 664–667.
  21. Филиппов А.Н., Кемкин И.В. Кремнисто-вулканогенные  
образования западного Сихотэ-Алиня: стратиграфия и  
происхождение // Тихоокеан. геология. 2009. Т. 28, № 2.  
С. 53–68.
  22. Ханчук А.И. Геологическое строение и развитие обрамле-  
ния северо-запада Тихого океана: Автореф. дис.... д-ра.  
геол.-минер. наук. М., 1993. 31 с.
  23. Ханчук А.И., Кемкин И.В. Геодинамическая эволюция  
Япономорского региона в мезозое // Вестн. ДВО РАН.  
2003. № 6. С. 94–108.
  24. Allan J.F., Gorton M.P. Geochemistry of igneous rocks from  
legs 127 and 128, Sea of Japan // Proceedings of the Ocean  
Drilling Program. Scientific Results. 1992. V. 127/128. Pt. 2.  
P. 905–929.
  25. Dixon T.H., Batiza R., Futa K. et al. Petrochemistry, age and  
isotopic composition of alkali basalts from Ponape Island,  
western Pacific // Chemical Geology. 1984. V. 43. P. 1–28.
  26. Gunn B.M. Trace element partitioning during olivine  
fractionation of Hawaiian basalts // Chemical Geology. 1971.  
N 8. P. 1–13
  27. Hawkins J.W., Lonsdale P.F., Macdougall J.D. et al. Petrology  
of the axial ridge of the Mariana Trough backarc spreading  
center // Earth and Planetary Science Letter. 1990. P. 226–250.
  28. Hofmann A.W. Chemical differentiation of the Earth: the  
relationship between mantle, continental crust, and oceanic  
crust // Earth and Planetary Science Letter. 1988. V. 90.  
P. 297–314.
  29. Khanchuk A.I. Pre-Neogene tectonics of the Sea-of-Japan  
region: A view from the Russian side // Earth Science. 2001.  
V. 55, N 3. P. 275–291.
  30. Leterrier J., Maury R.C., Thonon P. et al. Clinopyroxene  
composition as a method of identification of the magmatic  
affinities of paleovolcanic series // Earth and Planetary  
Science Letter. 1982. V. 59. P. 139–154.
  31. Luhr J.F., Allan J.F., Carmichael I.S.E. et al. Primitive calc-  
alkaline and alkaline rock types from the Western Mexican  
volcanic belt // Journ. of the Geophysical Research. 1989. V.  
94, N B4. P. 4515–4530.
  32. Matsuda T., Isozaki Y. Well-documented travel history of  
Mesozoic pelagic chert in Japan: from remote ocean to  
subduction zone // Tectonics. 1991. V. 19, N 2. P. 475–499.
  33. Nye C.J., Reid M.R. Geochemistry of primary and least  
fractionated lavas from Okmok volcano, central Aleutians:  
implications for arc magmagenesis // Journal of the  
Geophysical Research. 1986. V. 91, N B10. P. 10271–10287.
  34. Peccerillo A., Taylor S.R. Geochemistry of Eocene calc-  
alkaline volcanic rock from the Kastamonu area, Northern  
Turkey // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1976. V.  
58. P. 63–81.
  35. Sun S.-S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematic  
of oceanic basalts: implications for mantle composition and  
processes // London Geological Society Special Publication.  
1989. N. 42. P. 313–345.
  36. Supplemental data for MORB / Edited by E. Klein and C  
Langmuir / Режим доступа: [http://earthref.org/GERM/data/  
Klein/MORB\\_ocean.htm](http://earthref.org/GERM/data/Klein/MORB_ocean.htm). 2000.
  37. Tilling R.I., Wright T.L., Millard H.T.Jr. Trace-element  
chemistry of Kilauea and Mauna Loa lava in space and time: a  
reconnaissance // U.S. Geol. Surv. Prof. Paper 1350  
(Volcanism in Hawaii). 1987. V. 1. P. 641–689.
  38. Wood D.A. The application of a Th-Hf-Ta diagram to  
problems of tectonomagmatic classification and to  
establishing the nature of crustal contamination of basaltic  
lavas of the British Tertiary volcanic province // Earth and  
Planetary Science Letters. 1980. V. 50, N 1. P. 11–30.

*Рекомендована к печати А.И. Ханчуком*

*A.N. Filippov, G.I. Govorov, A.A. Chashchin, T.A. Punina*

### **Substance composition and formation settings of siliceous-volcanogenic assemblages of the Nizhneussuriisk segment of the Kiselevka-Manoma terrain (West Sikhote-Alin)**

New evidence of mineralogical-petrographical composition, genetic types of sedimentary rocks and geochemical features of effusive rocks of the Snarskiy site, Nizhneussuriisk segment of the Kiselevka-Manoma accretionary complex, developed on the right bank of the Ussuri River lower reaches. The Middle Jurassic-Aptian sedimentary rocks of the site are represented by pelagic radiolarian cherts, hemipelagic siliceous mudstone deposits, insignificant shallow water limestone and volcanomictic conglomerates, and also turbidite sandstone. The basalts of the site are alkaline, resembling intraplate basalts of ocean islands, and tholeiitic basalts, which are compared with N-MORB basalts. Assemblages of two physical-and-geographical and geodynamic settings have been distinguished: pelagic, with intraplate alkaline volcanoes and hemipelagic, with volcanic structures of spreading basalts.

**Key words:** substance composition, geochemistry, Mesozoic, settings of formation, Sikhote-Alin.