

**ВЫСОКОЖЕЛЕЗИСТЫЕ СЛОИСТЫЕ СИЛИКАТЫ ВОСТОЧНО-КОРЕЙСКОЙ
ВОЗВЫШЕННОСТИ (ЯПОНСКОЕ МОРЕ)**

Ю.Д. Марков*, А.В. Можеровский*, Н.Н. Баринов, А.Н. Деркачев*,
И.В. Уткин*, Н.А. Середа***

**Тихоокеанский океанологический институт им. В.И.Ильичева ДВО РАН, г. Владивосток*

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

Изучен минеральный и химический состав высокожелезистых слоистых силикатов (ВСС) “глауконитовых” песков, распространенных на Восточно-Корейской возвышенности вне вулканических построек и на вулканах безымянном и Ченцова. Использование кластерного и дискриминантного анализов позволило более объективно выделить группы среди ВСС, а применение факторного анализа – показать корреляционные связи между химическими элементами в различных группах. Установлено, что зеленые образования Восточно-Корейской возвышенности гетерогенны по морфологии, составу и происхождению, а их формирование – это комплексный, многоступенчатый процесс, как новообразования, так и деградации.

Ключевые слова: высокожелезистые слоистые силикаты, минеральный и химический состав, происхождение, Японское море.

До недавнего времени зеленые образования (ЗО), встречаемые на подводных вулканических постройках в Японском море, описывались как “глаукониты”. Их генезис (как и название) до сих пор остается спорным. Существуют две точки зрения на происхождение ЗО – гидротермальная и осадочно-диагенетическая. Поскольку “глаукониты” входят в состав коренных пород и осадков, приуроченных к привершинным частям подводных вулканов, был сделан вывод о том, что эти образования гидротермально-эдафогенные, непосредственно связанные с андезитовым типом подводного вулканизма [8–10]. Согласно второй точке зрения ЗО являются полигенными и формируются в процессе осадконакопления в результате диагенеза и эпигенеза вулканогенно-осадочных пород, а также при их разрушении и переотложении [14–17].

Восточно-Корейская возвышенность интересна тем, что в основании базального неконсолидированного горизонта плиоценовых и ранне-, среднеплейстоценовых морских отложений залегают “глауконитовые”* пески. Они распространены как на склонах вулканических построек, так и на плато

возвышенности, сложенном гранитоидами, где вулканические постройки отсутствуют. Описание их до настоящего времени не проводилось, упоминались только пески “глауконитовые” как аутигенные образования [12, 20]. На возвышенности ЗО исследованы только на вулкане Ченцова на пяти станциях [8–11, 16, 17], хотя на склоне этого вулкана, при изучении фосфоритов, зеленые образования были установлены на нескольких десятках станций [2, 7]. Авторами изучено семь станций.

В связи с этим особый интерес представляют состав и генезис “глауконитовых” песков как в местах активного подводного вулканизма (вулкан Ченцова и др.), так и там, где он отсутствует (гранитоидное плато Восточно-Корейской возвышенности).

**РЕЛЬЕФ, ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И
НЕКОТОРЫЕ ЧЕРТЫ ПАЛЕОГЕОГРАФИИ
ВОСТОЧНО-КОРЕЙСКОЙ ВОЗВЫШЕННОСТИ**

Возвышенность расположена в юго-западной части Японского моря и является наиболее крупной положительной морфоструктурой Прикорейского бордерленда, протяженностью с юго-запада на северо-восток почти 300 км при ширине около 60 км. Минимальная глубина над ее вершинной поверхностью составляет около 500 м. В центре выделяется относи-

*Термин используется как ранее упоминаемый в литературе.

тельно ровная, полого наклоненная поверхность (типа горного плато). В восточной ее части на крутом склоне драгированием установлены гранитоиды. Вулканические породы здесь не обнаружены. Юго-восточнее у края этой субгоризонтальной поверхности на глубине около 1300 м возвышаются отдельные вулканические постройки. Еще восточнее расположен вулкан

Ченцова, ограниченный пологими ложбинами. Его вершинная кальдера находится на глубине 1200 м, а подошва – около 1900 м. Северный и северо-западный склоны вулкана имеют крутизну 3–5°, восточный и северо-восточный – 30–35°. Северо-восточный склон, где проводились основные геологические исследования, осложнен обрывами и крутыми уступами [2] (рис. 1).

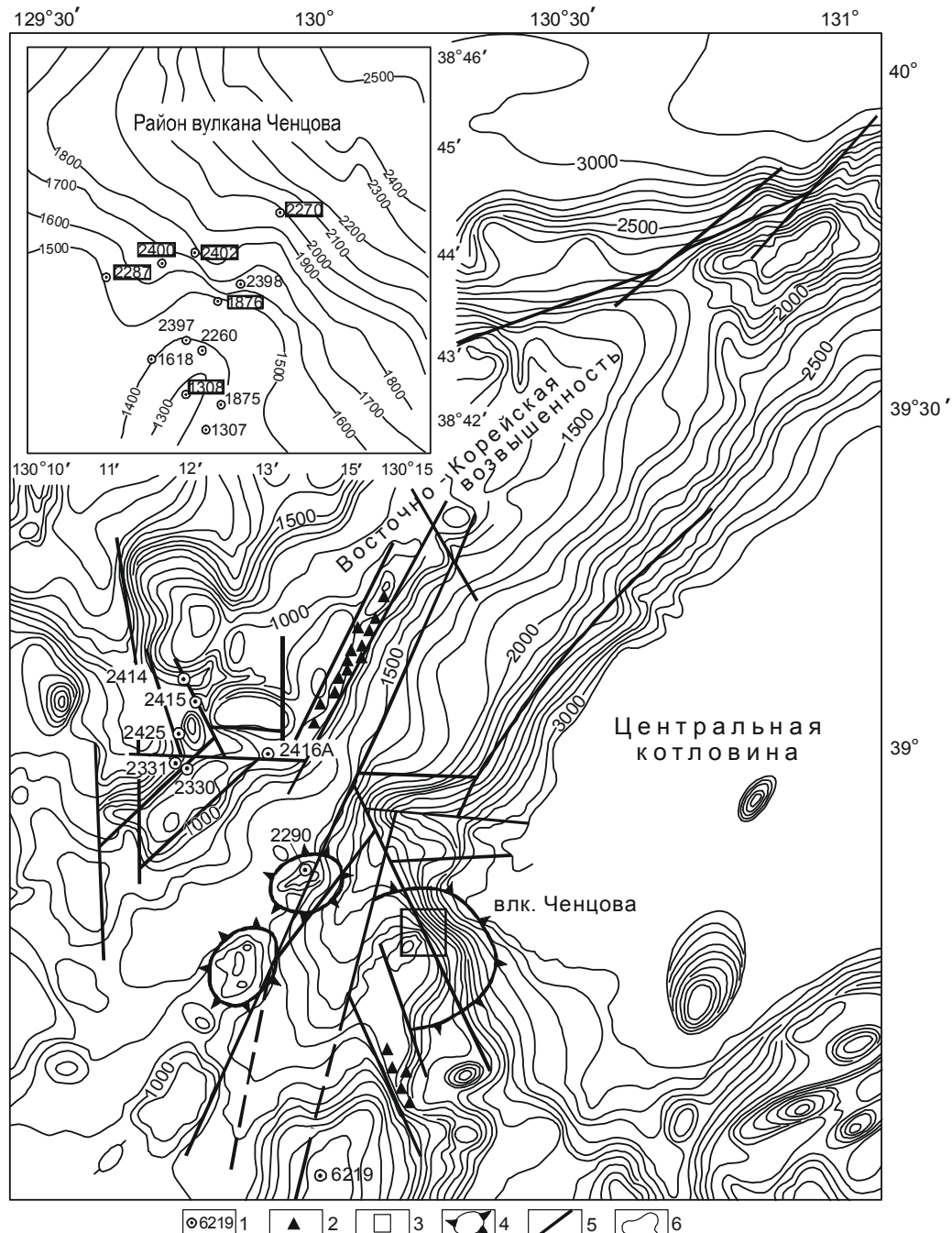


Рис. 1. Карта-схема Восточно-Корейской возвышенности и ее рельеф с элементами морфотектоники (по Ю.И. Мельниченко [2]).

1 – станция и ее номер; 2 – места драгирования на гранитоидном плато; 3 – район детальных исследований на вулкане Ченцова; 4 – вулканические постройки и их границы; 5 – рельефообразующие разломы; 6 – изобаты в м.

Восточно-Корейская возвышенность представляет собой линейно-блоковое поднятие, сложенное гранитоидами архей-протерозойского и палеозойского возраста. Местами поднятие перекрыто среднепалеозойским осадочным комплексом пород. Завершает разрез осадочный чехол, сложенный морскими осадочными и вулканогенно-осадочными породами миоценового, плиоценового и четвертичного возраста. Сильная изрезанность линейных аномалий силы тяжести, оконтуривающих возвышенность, указывает на интенсивное тектоническое дробление. Большинство разломов в ее пределах имеют северо-восточное и северо-западное простирание, в меньшей степени субмеридиональное. Они подчеркиваются прямолинейным характером изобат, трассируются цепочкой небольших вулканических построек, гребнеобразных горстовых поднятий, крутыми уступами и перегибами поверхности [2]. К местам пересечения крупных разломов и самим разломным зонам зачастую приурочены вулканические постройки (влк. Ченцова и другие, см. рис. 1), с которыми связаны излияния базальтоидов и зоны дробления. В пределах ослабленных зон (разломов) усиливается гидротермальная и поствулканическая деятельность, а также связанные с нею вторичные изменения базальтов. Этими процессами может быть обусловлено метасоматическое замещение кремнисто-глинистых диатомовых осадочных отложений, как в районах вулканических построек, так и в пределах разломных зон.

Образование разломов и формирование наложенных вулканических построек на Восточно-Корейской возвышенности приходится на олигоцен. В это время возвышенность представляла собой сушу, а в раннем миоцене – полуостров. Береговая линия в раннем миоцене, по-видимому, проходила приблизительно на отметке 1400 м ниже современного уровня моря [3]. В среднем и позднем миоцене в результате трансгрессии, вызванной глобальным повышением уровня Мирового океана и одновременным погружением дна Японского моря, возвышенность превратилась в ряд изолированных островов [24]. На подводных склонах, включая и вулканические постройки, накапливались морские осадки. Одновременно шел размыв коренных обнажений возвышенности и эдафогенный материал в виде псефитовых и псаммитовых зерен попадал в морские илистые осадки. В плиоценовое время Восточно-Корейская возвышенность была полностью погружена под воды Японского моря. В этот период формируются вулканогенно-органогенно-терригенные осадки, которые несогласно перекрывают миоценовые отложения, образуя структуры облекания. В раннем эоплейстоцене уровень

Японского моря был на 300–400 м ниже современного. Глубины над плато возвышенности и над отдельными ее вершинами приближались к глубинам бровки современного шельфа, и на формирование осадков (на этой глубине) влияло волновое воздействие. На гранитоидном плато в условиях мелководья (?) в это время накапливались “глауконитовые” пески с линзовидной косослоистой текстурой. Для них характерны максимальная вскрытая мощность до 1,5 м и быстрое выклинивание по разрезу, свидетельствующие об эдафогенном характере отложений. ЗО в песках представлены зернами, обломками метасоматически измененных вулканогенно-осадочных пород, а в крупной фракции – сростками кварца и высокожелезистых слоистых силикатов (ВСС). В плейстоцене в результате эвстатических колебаний уровня Мирового океана Японское море оказывалось то почти замкнутым бассейном (в климатические минимумы), то открытым (в климатические оптимумы).

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Изучались уплотненные осадки (“глауконитовые” пески), распространенные на гранитоидном плато Восточно-Корейской возвышенности и вулканических постройках склона, а также “глауконитовые силициты” на вулкане Ченцова. Осадки отбирались дночерпателем “Океан” и прямоточной трубкой. Драгой поднимались коренные породы. Из электромагнитной подфракции рыхлых осадков после ситового анализа (фракция >0.25 мм) под бинокляром отбирались округлые зеленые зерна ВСС, измененные обломки вулканогенно-осадочных пород и псевдоморфозы ВСС по микропланктону. Морфологические особенности описывались при использовании бинокляра “МБС-9”, микроскопов “Полам” и “Amplival” (“Carl Zeiss Jena”) с последующим фотографированием образцов. Минеральный состав ЗО определялся на дифрактометре “Дрон-2.0” (Cu Ka излучение, плоский графитовый монохроматор). Ориентированные образцы (валовая проба) снимались в воздушно-сухом состоянии, насыщенные этиленгликолем и прокаленные при 550°C в течение 3-х часов. Электронно-микроскопическое исследование зеленых зерен (приклеенных на липкую ленту и напыленных золотом в вакуумной установке “ВУП-4Л” при давлении 1–2–10⁻⁴ мм ртутного столба) производилось на сканирующем электронном микроскопе “JSM-U3” и “LEO-430”. Химический анализ ЗО проводился по стандартной методике. Кристаллохимические формулы минералов рассчитывались на основании химического анализа по зарядам (на 22 аниона) кислородным методом [1]. При статистической обработке выполнялись мо-

дифицированные R-факторный и Q-кластерный анализы [19].

ЛИТОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ИЗУЧЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

ЗО на вулкане Ченцова были подняты при драгировании коренных обнажений (“глауконитовые силициты*”, ст. 1307) и продуктов подводного размыва на склоне. Материал ряда станций был изучен ранее [8–10, 16, 17]. Ниже приводится описание других станций, не охваченных предыдущими исследованиями.

Станция 2397 расположена севернее станции 1307 на склоне вулкана в 200 м ниже его кальдеры (рис. 1). Здесь драгой в интервале 1680–1400 м подняты глыбы и куски (40×40×40 см до 1×1×1 см) зеленых и темно-зеленых “глауконитовых силицитов”. В делювии они представлены угловатыми (до 1 см и более) обломками, щебнем и дресвой темно-зеленого цвета. Породы мелкопористые, мелкозернистые, некрепкие, с мелкими кавернами, легко крошатся при нажатии пальцем, их поверхность покрыта марганцевой пленкой, а иногда пятнами бурых оксидов железа.

Юго-восточнее находится станция 2260. На склоне вулкана (интервал 1450–1350 м) из коренных выходов подняты базальты, гиалокластиты и песчаный материал из разрушенных пород зеленого цвета. Электромагнитная подфракция песчаного материала состоит из смеси угловатых (иногда со сглаженными углами) обломков. Они имеют всю цветовую гамму переходов от светло-желтого до травяно-зеленого (очень редко черного) цвета. Встречаются обломки метасоматически измененных осадочных пород. Присутствуют также гидротермальный кварц, очень редко вулканическое стекло, иногда темноцветные минералы и единичные сферические образования темно-зеленого цвета по микропланктону, похожие на псевдоморфозы. Из электромагнитной подфракции сделана выборка зеленых и желтых обломков метасоматически измененных осадочных пород и псевдоморфоз зеленого цвета (сферической формы).

Севернее станции 2260 и ниже по склону (глубина 1800 м) расположена станция 2402. Здесь вскрыта верхняя неконсолидированная часть толщи, которая перекрывает, по-видимому, уплотненные осадки миоценового возраста и коренные породы вулканической постройки. В колонке 2402А были подняты: мелкоалевритовые фораминиферовые илы, предположительно позднеплейстоценового возраста,

засоренные псаммитовыми темно-зелеными зернами (интервал 1–18 см); пески алевритовые (18–28 см); пески пелитовые зеленовато-серые предположительно плиоценовые (28–52 см) (описаны как “глауконитовые”).

Станция 2270 расположена в крутой (возможно обрывистой) части склона вулкана Ченцова. В этом месте, вероятно по тектоническому нарушению в скальных выходах, драгой в интервале глубин 2000–1850 м подняты в виде крупных обломков базальтовые брекчии, гиалокластиты, туфогравелиты, а в виде дресвы и псаммитового материала “глауконитовые силициты” и гидротермально-измененные породы. Дресва и песчаный материал состоят из угловатых обломков разрушенных “глауконитовых силицитов” зеленого и желтовато-зеленого цветов с микроглобулярными выделениями опала и халцедона. Встречаются также редкие зерна метасоматически измененных вмещающих осадочных пород, обломки “глауконитовых” силицитов и кварца, фрагменты измененных пористых базальтов, в которых пустоты частично или полностью заполнены зеленым минералом, одиночные темно-зеленые псевдоморфозы ВСС по диатомеям и агглютинированные раковины фораминифер.

На безымянной вулканической постройке находится станция 2290 (рис. 1), которая расположена в привершинной части склона, в направлении на северо-запад от вулкана Ченцова. Драгированием на склоне вулкана подняты трахилипариты, кислые туфы, андезиты, гранитоиды и глыбы базальтов [5]. Трубой у подножья на глубине 1230 м вскрыты: слабоскремнистые алеврито-пелитовые терригенные осадки голоценового возраста (0–32 см); фораминиферовые пелиты и алевриты пелитовые позднеплейстоценового возраста (верхневюрмский горизонт сартанского оледенения) (32–145 см); плотные и очень плотные переслаивающиеся пелиты, алевритовые пелиты, мелкие алевриты с двумя фораминиферовыми горизонтами, гравийно-дресвяным прослоем пемзы и зелеными зернами (145–197 см); мелкоалевритовые фораминиферовые очень плотные осадки позднеплейстоценового возраста (средневюрмское межледниковье) с псаммитовыми зернами зеленого цвета (до 7% от суммы) (197–221 см) [12].

На гранитоидном плато Восточно-Корейской возвышенности ЗО встречены на 7 станциях, находящихся гипсометрически на более высоком уровне по сравнению с вулканическими постройками и приуроченных к зонам тектонических нарушений (рис. 1). Ниже приведено описание трех, наиболее представительных станций (2416А, 2425, 6219).

*Термин дискуссионный, но используется на правах приоритета [8].

Станция 2416А находится в юго-восточной части плато на склоне в привершинной части изолированной возвышенности на отметке 780 м. Здесь трубкой вскрыты: миктит песчаный “глауконитовый”, плохо-сортированный, с бентосными фораминиферами, мягкий (0–10 см); песок пелитовый “глауконитовый” с фораминиферами, слоистый, плотный (10–51 см); песок алевритовый “глауконитовый”, без фораминифер, плотный (51–55 см). Верхняя часть колонки (0–51 см) условно отнесена к раннему-среднему плейстоцену, а нижняя (51–55 см) – к плиоцену [2, 20].

Станция 2425 расположена северо-западнее предыдущей, на изолированной вершине плато. Здесь трубкой на выположенном склоне на отметке 1000 м вскрыты чередующиеся прослои мелкозернистых и пелитовых “глауконитовых” песков. По всему разрезу в виде примеси присутствуют фораминиферы.

В интервале 140–155 см пески пелитовые “глауконитовые”, плотные (возможен размыв), с примесью фораминифер и ходами илоедов. На глубине 150 см в песках пелитовый и алевритовый материал, вмещающий псаммитовые зеленые зерна, не изменен. Раковины фораминифер обычно полые, но встречаются отдельные экземпляры, заполненные зеленым глинистым минералом. Обломки туфов и полевых шпатов замещены глинистым минералом такого же цвета. Нижняя часть разреза “глауконитовых” песков сформирована за счет зеленых зерен, метасоматически измененных минералов, псевдоморфоз ВСС по микропланктону, биогенного кремнистого и карбонатного материала (диатомеи, радиолярии и фораминиферы) и глинистого терригенного материала. Она отнесена к раннему-среднему плейстоцену [2], а верхняя, достаточно хорошо фаунистически охарактеризованная, к верхнему плейстоцену [12]. Пески слоистые, реликтовые, но не перекрыты молдами глинистыми осадками.

Значительно южнее предыдущей в привершинной части изолированной возвышенности горного плато расположена станция 6219. Здесь трубкой на отметке 710 м вскрыты: ил мелкоалевритовый мягкий (с 17 см – с зернами и обломками пемзы) (0–48 см); крупный алеврит “глауконитовый” с фораминиферами и линзой “глауконитового” песка, плотный (48–73 см); песок “глауконитовый” (73–82 см). Верхняя часть разреза условно отнесена к голоцену (0–48 см), нижняя – к плейстоцену.

МОРФОЛОГИЧЕСКОЕ И МИНЕРАЛОГИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ ЗЕЛЕННЫХ ОБРАЗОВАНИЙ

По морфологическим особенностям среди зеленых образований было выделено две группы: пер-

вая – 30 вулканических построек, вторая – 30 гранитоидного плато возвышенности. Для первой группы характерно наличие обломков “глауконитовых” силицитов (в привершинной части вулканов), зерен различных цветов (от желтого до зеленого) и очень редко псевдоморфоз ВСС зеленого цвета по кремнистому микропланктону, а для второй – зерен темно-зеленого и черного цветов (в крупной фракции >0.5 мм нередко обломки пород в виде “сростков” кварца с зелеными зернами) и иногда псевдоморфоз (аналогичных вышеупомянутым).

Для 30 вулканических построек обычно присутствие “глауконитовых силицитов” в дресве и щебне и их фрагментов в крупных фракциях, которые состоят из микрозернистой зеленой массы и кварца различной формы. Наблюдается чередование зеленых выделений (иногда от светло-зеленых до беловато-зеленых) с кристаллическим кварцем в виде отдельных кристаллов друз, и их скоплений. На некоторых участках зеленая глинистая масса полностью им инкрустирована. Стенки микропустот и каверн также усеяны микрокристаллами. Нередко от периферии к центру пустот можно наблюдать стадийное (зональная кайма) выделение зеленого минерала, затем скопление микроглобул молочно-белого опала или халцедона (?) и микрокристаллического кварца.

В шлифе “кварцево-глауконитовой” породы видно, что зеленые зерна раздроблены на отдельные угловатые (оскольчатые) обломки. Промежутки между обломками заполнены кремнеземом. Раскристаллизация его неравномерная. Обычно вокруг отдельных зеленых зерен отмечаются оторочки более крупных микрокристаллов кварца (то же наблюдается и в пустотах), а в промежутках – кварц микрокристаллический. Если шлиф сделан из зеленых зерен, то в разрезе они часто имеют “лапчатую” форму, т.е. форму круга, разбитого на сегменты с незалеченными трещинами (рис. 2 а, б). Отдельные зерна в проходящем свете травяно-зеленого цвета, микроагрегатного сложения.

Количество обломков “глауконитовых” силицитов в дресве и щебне иногда достигает 100 % (ст. 2397). Количество зерен (на остальных станциях) в электромагнитной подфракции достигает 60 %. Их цвет варьирует от желтовато-зеленого до зеленого. Обломки остроугольные, часто с открытыми зияющими микротрещинами, иногда заполненными глинистым материалом. При подводном выветривании, в свежем сколе внутренняя часть зерна более темная (зеленая), наружная – более светлая (светло-зеленая или желтовато-зеленая). Граница перехода постепенная. Свежие разности обычно имеют микроагрегатное сложение.

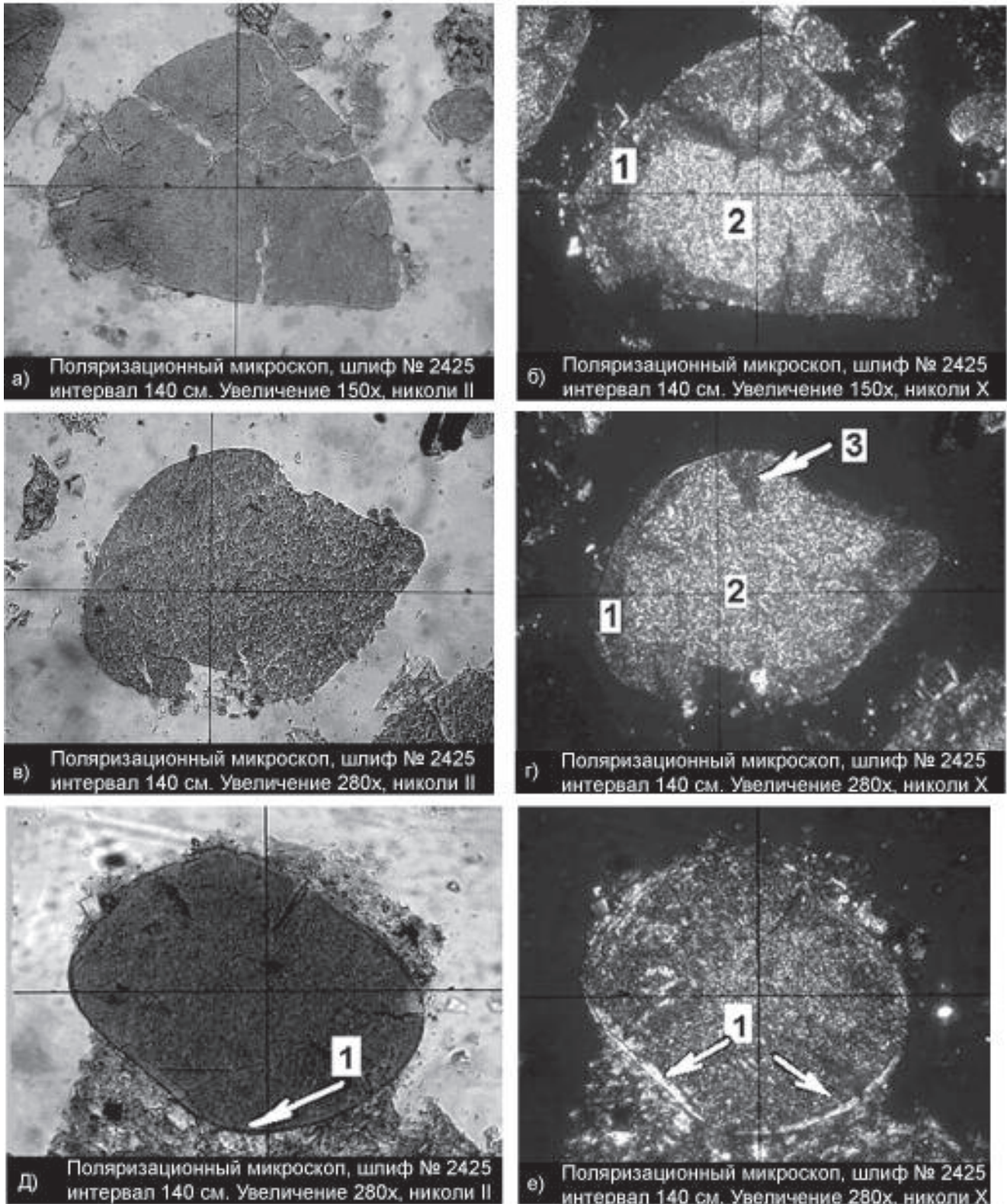


Рис. 2. Микрофотографии зерен «глауконита».

а), б) – зерно «глауконита» с открытыми трещинами: 1 – внешняя зона (растворения-обрастания), 2 – центральная часть зерна; в), г) – зерно «глауконита» без трещин: 1 – внешняя зона (обрастания), 2 – центральная часть, 3 – залеченные трещины; д), е) – зерно «глауконита», покрытое тонкой черной пленкой (коричневой в проходящем свете): 1 – пленка обрастания, в которой микрочастицы ориентированы параллельно поверхности.

Светло-желтые и желтые фрагменты в электромагнитной подфракции составляют около 40 %. Они представлены обломками, возникшими за счет разрушения “глауконитовых силицитов” и метасоматически измененных вулканогенных, кремнисто-глинистых и глинистых осадочных пород неогена. Эти группы обломков морфологически отличаются друг от друга. Первые состоят из однородной массы, переполненной микроглобулярными выделениями кремнезема (опала или халцедона) желтого цвета или микрожеодами, стенки которых усыпаны кварцем. Среди зерен встречаются разности с кремнистой светлой оторочкой, в некоторых отмечаются натечные формы. Отдельные зерна представляют собой сочленение минералов зеленого и желтого цвета или светло-желтого. Причем часто бывает, что одна часть зерна зеленого цвета однородная по составу, микрозернистая, другая желтого или светло-желтого цвета неоднородна и насыщена микроглобулярными выделениями опала. Обломки второй группы более разнообразны по составу, но встречаются гораздо реже. Они представлены фрагментами вулканогенно-осадочных и осадочных пород. В шлифах видно, что эффузивы нацело замещены зеленым минералом с радиально-лучистым погасанием (в скрещенных николях). Поры либо полностью выполнены глинистым минералом, либо частично, с ясно видимой зональностью оторочек (рис. 3 а, б). Обломки осадочных и кремнистых пород хорошо различимы в шлифах, поскольку пелитовый материал их полностью замещен ВСС, а обломки кварца, полевых шпатов и обрывки кремневого скелета диатомей остались неизменными (рис. 3 д). Иногда в обломках заметна микрослоистость. В некоторых встречаются отдельные диатомей с хорошо сохранившейся формой каркаса скелета, а промежутки между ними полностью выполнены зеленым минералом (рис. 3 в, г).

Зерна зеленого цвета в электромагнитной подфракции составляют доли процента. Они округлой и неправильной формы. Некоторые с микротрещинами, заполненными минералом светло-зеленого цвета. Единичные разности без трещин с гладкой глянцевой поверхностью, выглядят так, как будто обволакиваются глинистым материалом. Они свежего облика, не изменены, на сколе – микроагрегатного сложения, не окатанные. Возможно они сформировались в порах и пустотах вулканогенных пород. Подобные образования широко развиты в базальтах этой же станции. В шлифах можно наблюдать все этапы заполнения пор и пустот (рис. 3б). По-видимому, при разрушении базальтов часть таких зерен попадала в илистый осадок – и микротрещины в них заполнялись илом, а не-

которые обволакивалась им. На поверхности отдельных зеленых зерен (обычно с одной стороны) наблюдаются “натечные” образования и почкообразные выделения (марганца?) темно-бурого цвета.

Описание псевдоморфоз по кремнистому микропланктону будет дано ниже.

На плато возвышенности основное распространение получили темно-зеленые (почти черные) зерна.

Их количество в осадке увеличивается с глубиной от 20 до 90 % в электромагнитной подфракции. Поверхность зерен гладкая, глянцевая (за счет тонкой пленки) (рис. 2 д, е). В свежем сколе внутренняя часть имеет микрозернистое сложение. На глубине 140–150 см от поверхности дна (в “глауконитовых” песках ст. 2425) зерна в шлифах в проходящем свете – зеленого цвета, а в скрещенных николях видно, что они состоят из двух зон (рис. 2 в, г). Причем внутренняя (центральная) зона имеет “лапчатую” форму, аналогичную описанным выше для вулканических построек, а внешняя как бы достраивающая зерно до округлой формы, микроагрегатного сложения с неравномерным угасанием микрочастиц. Поверхность зерна обволакивается черной тонкой пленкой (в шлифах зеленовато-бурой), в которой расположены микрочастицы, ориентированные параллельно поверхности (рис. 2 д, е).

Если темно-зеленые зерна находятся на поверхности дна (интервал 0–20 см, ст. 2425), то трещины у них остаются открытыми, не залеченными (рис. 2 а, б). Внешняя часть зерна, контактирующая с водой, не достраивается до округлой формы, как это мы видим на глубине в толще “глауконитовых” песков. Также и пленка, покрывающая зерно, охватывает только ту часть, которая, вероятно, не была погружена в осадок и омывалась с поверхности водой. В округлых зернах концентрического нарастания слоев с микрочастицами не наблюдается, что, по-видимому, может свидетельствовать об образовании их за счет разрушения более крупных обломков. Часть зерен (особенно во фракции 0,1–0,25 мм) похожа на глобулы с уплощенной нижней (часто вогнутой) поверхностью и округлой караваеобразной верхней частью.

В виде включений округлые черные зерна встречаются в желтовато-зеленых обломках измененных осадочных диатомово-глинистых пород, что указывает на их более древний возраст. Во фракции >1 мм присутствуют сростки кварца и ЗО, кристаллы полевых шпатов (в которых по трещинам развиваются зеленые глинистые минералы) и угловатые зерна кварца.

Таким образом, анализ зерен “глауконитовых” песков, вскрытых прямоточными трубками на грани-

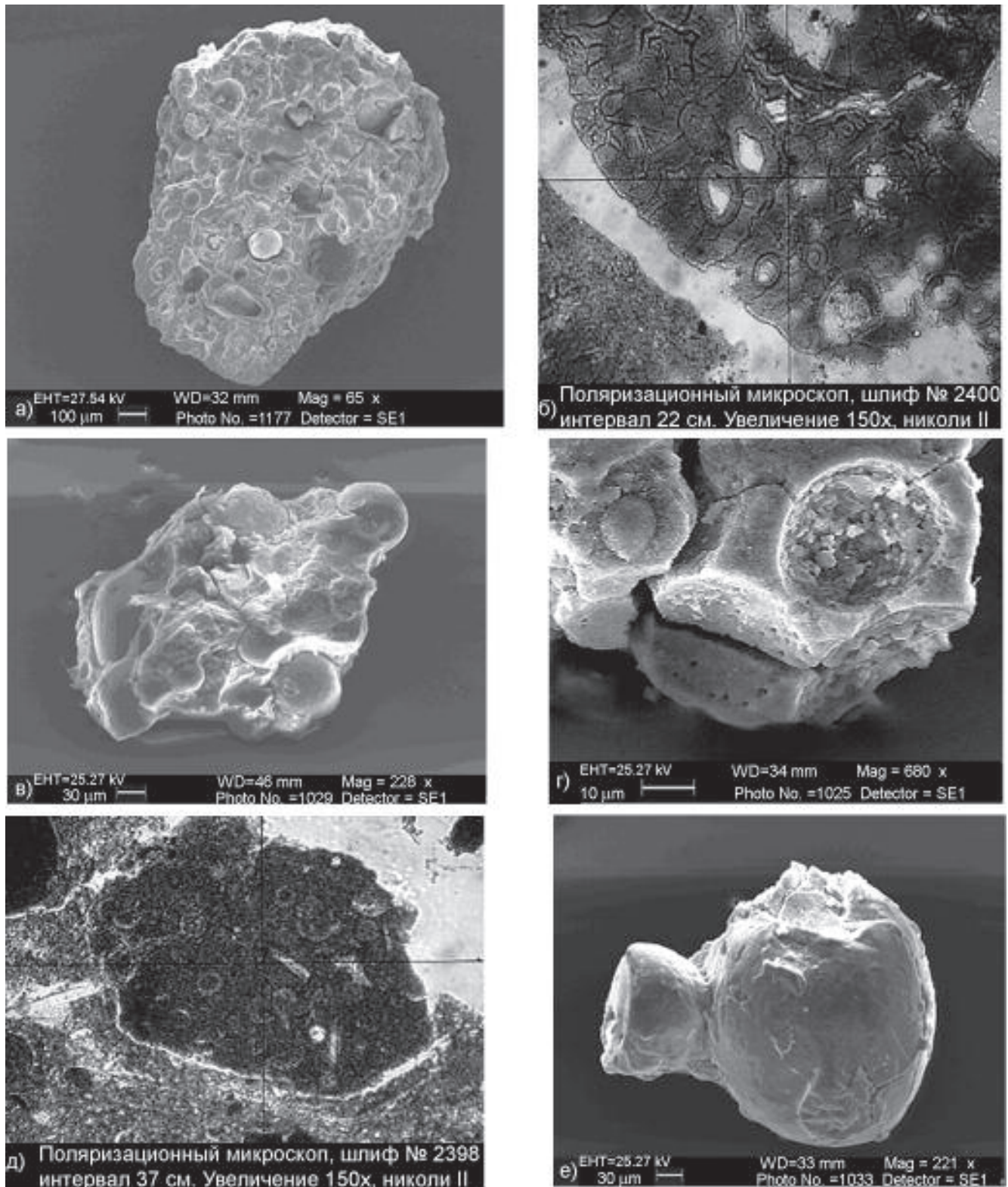


Рис. 3. Микрофотографии СЭМ и оптического поляризационного микроскопа.

а) обр. 2270/2 – обломок базальта, полностью замещенный ВСС, с хорошо видимой реликтовой структурой пор, выполненных светло-зеленым минералом; б) обломок полностью замещенного эффузива с хорошо видимой зональностью выполнения пор; в) обр. 2260/2 – зеленый обломок осадочной породы с ядрами псевдоморфоз по микропланктону; г) то же, но уже с отпечатками ядер псевдоморфоз; д) обломок неогеновой породы с видимыми скелетами водорослей; е) обр. 2260/5 – фрагмент ЗО из измененной осадочной породы, состыкованный из двух псевдоморфоз? по микропланктону.

тоидном плато Восточно-Корейской возвышенности, свидетельствует, что по минеральному составу и условиям формирования они отличаются от таковых на вулканических постройках (вулкан Ченцова и др.). На плато они представлены темно-зелеными и черными, реже травяно-зелеными зернами, а на вулканах – угловатыми обломками и зернами зеленого и желтовато-зеленого цвета. Для всех изученных станций в районе вулканических построек характерно наличие обломков “силицитов” и “глауконита”, а на плато возвышенности – сростков кварца из магматических пород с зеленым минералом, отдельно кварца и темно-зеленых и черных зерен. Это говорит о том, что породы, в результате разрушения которых образуются ЗО и кварц, присутствуют в коренном залегании.

Псевдоморфозы ВСС по кремнистому микропланктону отмечены почти во всех пробах Восточно-Корейской возвышенности. Они встречаются как на вулканах, так и на плато. Псевдоморфозы темно-зеленого и зеленого цвета чаще встречаются в районе вулканических построек и образованы за счет диатомей и радиолярий, обрастающих с поверхности ВСС, а тонкая структура каркаса планктона остается прежней, неизменной, что хорошо видно в разрезе (рис. 3 д; 4 а, б, в). Все стадии заполнения каркаса тонким глинистым материалом, обрастание его поверхности, а также дальнейшее изменение этого материала (цвет меняется от светло-желтого, зеленовато-желтого, до зеленого и темно-зеленого) можно проследить под биноклем [14].

Псевдоморфозы черного цвета характерны для плато возвышенности и отличаются от остальных характером поверхности. Паутина микротрещин у них как бы залечена, а у части из них сохранился только рисунок микротрещин (рис. 4 е). В некоторых экземплярах наблюдаются выпукло-вогнутые стороны. Выпуклая поверхность черного цвета, а обратная – плоская поверхность – темно-зеленого (рис. 5 в). Некоторые разности подвергнуты изменениям довольно высокой степени и возможно были преобразованы вплоть до хлорита(?) (рис. 5 г).

Среди псевдоморфоз по диатомеям преобладают разности с двояковыпуклой и плоской, реже – с плоско-выпуклой (в виде полусферы) и двояковогнутой формой створок (крышечек). В плане они имеют округлую форму и напоминают лепешку. Поверхность обычно разбита микротрещинами и имеет ячеистый рисунок. Микротрещины часто заполнены светлым глинистым материалом. Преобладающий цвет у псевдоморфоз желтый и желтовато-зеленый, реже светло-зеленый. Они аутигенного происхождения и не затронуты вторичными изменениями. Часть

из них имеет цвет поверхности от черного до темно-зеленого. В шлифе в таких разностях виден кремнистый каркас, а промежутки заполнены ВСС. В проходящем свете они зеленого цвета, в скрещенных николях – микроагрегатного сложения. Внутреннее строение псевдоморфоз по радиоляриям аналогично вышеописанному для диатомей, только преобладающая форма у них сферическая.

По данным электронно-микроскопического изучения (СЭМ) набор морфологических разностей ЗО во всех изученных станциях приблизительно одинаков. Большая их часть присутствует постоянно, а некоторые появляются эпизодически. Основные формы представлены:

- обломками вулканогенно-осадочных пород (рис. 3 а, б) с хорошо выраженной везикулярной структурой;

- обломками осадочных пород (рис. 3 в, г, д), которые могут включать псевдоморфозы ВСС по микропланктону, ядра, сферы, ооиды, псевдоморфозы по кристаллам и другие образования;

- разности, происхождение которых неясно (рис. 3 е; 5 а) – угловатые, окатанные, трещиноватые, без трещин, с залеченными трещинами обломки в форме гантелей, ядер, полусфер и т.д.;

- псевдоморфозы ВСС по микропланктону (рис. 4а, б, в), в основном по диатомеям, реже по радиоляриям;

- редко встречаемые образования (рис. 5 б, г) – ядра выполнения полостей в кислом стекле, “караваеобразные” формы и обломки с хорошо выраженной (видимой) (псевдо)кристаллической структурой, которые, вероятно, были подвергнуты высокотемпературному изменению;

- новообразования (отмечаются во всех вышеперечисленных разностях) в виде (рис. 6) леписфер, двойных леписфер, чешуйчатых, сферолитовых, (псевдо)пластинчатых выделений и выполнения пор, а также следы коррозии на хорошо ограненных призматических кристаллах (рис. 6 в).

Согласно данным рентгеноструктурного анализа, все изученные пробы (13 образцов, в основном это черные, темно-зеленые, зеленые и светло-зеленые разности) можно отнести к смешанослойным минералам типа гидрослюда-сметит с преобладанием слюдистых пакетов (от 90 до 60 %). Ниже приводится описание наиболее характерных из них (рис. 7). У черных зерен наблюдается хорошо выраженный рефлекс в районе 10.7 \AA , который при насыщении этиленгликолем сдвигается до 10.3 \AA , слегка уменьшается в интенсивности и несколько расширя-

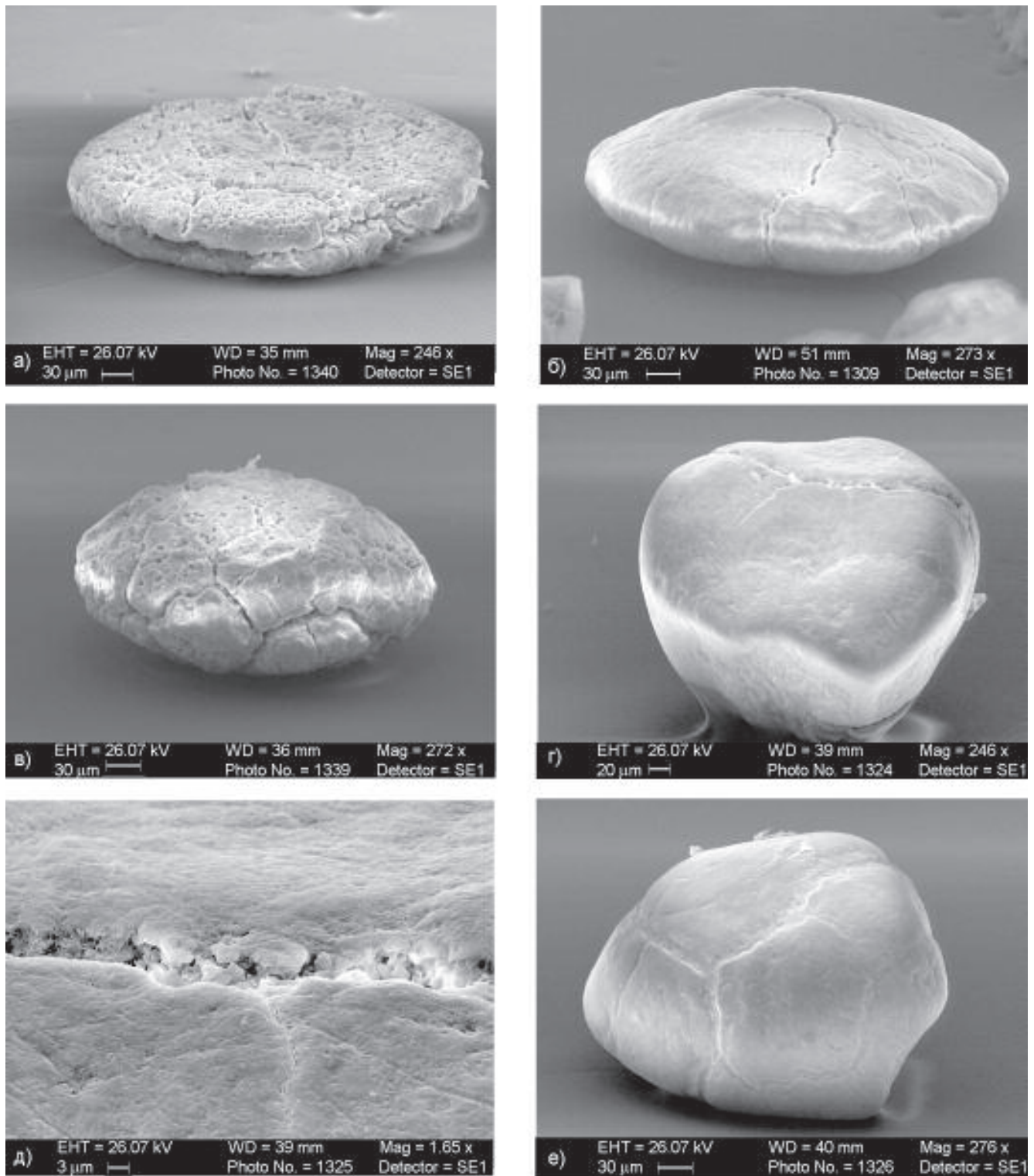


Рис. 4. Микрофотографии СЭМ.

а) обр. 2402А/3 – псевдоморфоза по диатомее в начальной стадии обрастания; б) обр. 2290/1 – то же, с гладкой поверхностью и наметившейся трещиноватостью; в) обр. 2402А/3 – то же, но с развитой трещиноватостью и следами растворения на поверхности; г) 2416А/2в – зерно черного цвета, с гладкой поверхностью, покрытой тончайшей пленкой, и намечающейся трещиноватостью; д) увеличенный фрагмент трещины, зарастающей таблитчатыми кристаллами; е) вид аналогичного зерна, но с полностью залеченными трещинами.

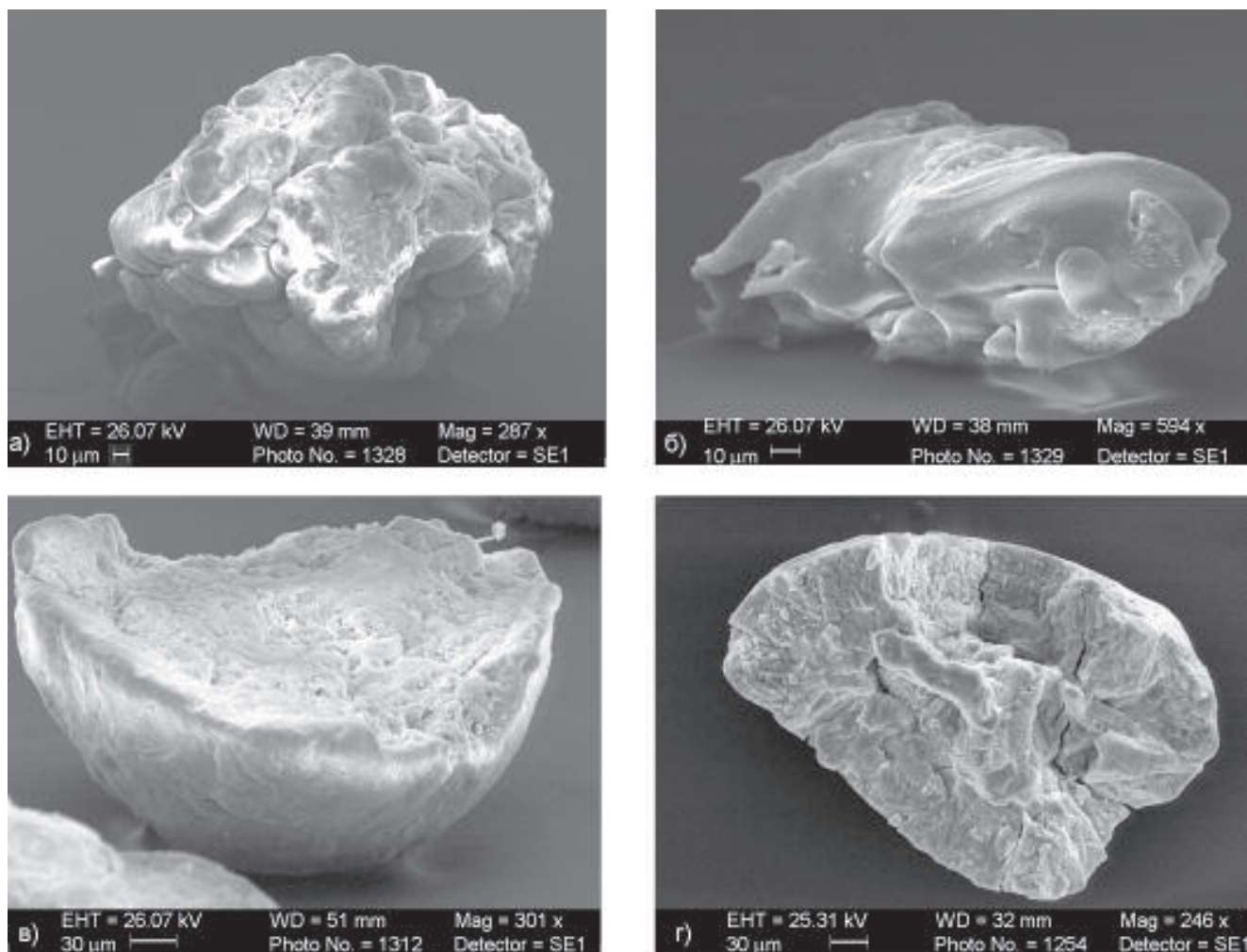


Рис. 5. Микрофотографии СЭМ.

а) обр. 2416/1В – зеленый метасоматически замещенный обломок осадочной породы с ядрами неясной этиологии; б) обр. 2416А/1В – фрагмент обломка зеленого цвета из поры заполнения в вулканическом стекле; в) обр. 2290/6а – свежий скол псевдоморфозы по радиолярии, покрытой с одной стороны скорлуповатыми слоями при обрастании, а с другой – видимыми следами растворения; г) обр. 2290/6б – измененный обломок псевдоморфозы по радиолярии из зоны метасоматически замещенных пород с хорошо сохранившимися индивидуализированными псевдоморфными кристаллами.

ется в сторону малых углов (рис. 7). Рефлекс 060 равен 1.516 \AA . Согласно моделям, предложенным [4], это говорит о присутствии небольшого количества смешанослойных пакетов разбухающего типа (5–10%). Иногда на рентгенограммах присутствует слабое отражение в 7.2 E , принадлежащее хлориту. Другие примесные минералы в виде кварца и плагиоклаза регистрируются крайне редко. Количество разбухающих пакетов прогрессивно увеличивается в зависимости от цвета образцов. В зернах темно-зеленого, светло-зеленого и желтого цветов их соответственно от 10 до 40% (рис. 7). Параметр b у них несколько ниже – 9.08 \AA (рефлекс 060 – 1.513 \AA . Необходимо

отметить, что в районе вулканических построек смешанослойные образования смектит-гидрослюда встречаются чаще [10, 17], а в районе плато возвышенности, где вулканические постройки отсутствуют, преобладают смешанослойные минералы типа гидрослюда-смектит, которые имеют более совершенную кристаллическую структуру (меньше разбухающих пакетов, острее и симметричнее пики на рентгенограммах) и почти не содержат терригенных компонентов (кварца, плагиоклазов и обломочных гидрослюд), что говорит о практически мономинеральных образцах.

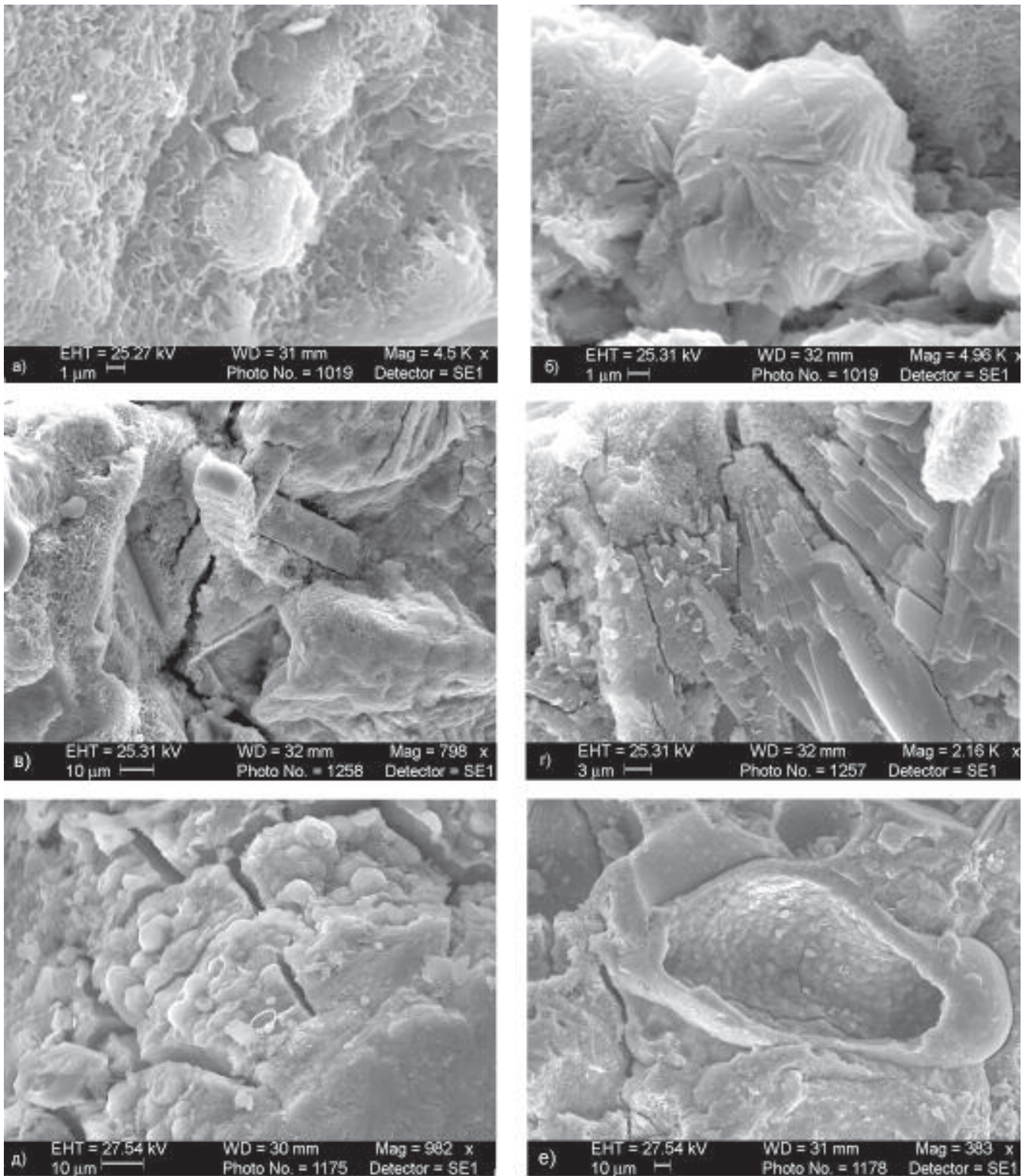


Рис. 6. Микрофотографии СЭМ, новообразованные формы.

а) обр. 2260/2 – увеличенный фрагмент отпечатка ядра псевдоморфозы в осадочной породе, новообразованные леписферы минерала на стенках; б) увеличенный фрагмент обр. 2290/6б – предположительно псевдоморфозы гидрослюды по чешуйчато-пластинчатым розеткам хлорита; в) то же, псевдоморфозы гидрослюды по призматическим шестоватым кристаллам цеолитов и аналогичные новообразованные коррозионные чешуйчатые формы; г) то же по столбчатым кристаллам; д) обр. 2270/2а – увеличенный фрагмент поры в замещенном базальте, на субстрате отмечаются ооиды с видимой зональностью в отложении минерала; е) то же, реликт поры выполнения с новообразованными леписферами внутри.

СТАТИСТИЧЕСКАЯ ОБРАБОТКА

Примененный нами *Q*-кластерный анализ, в целом, не имеет значительных отличий от широко распространенных его модификаций [21]. По его результатам все 38 химических анализов (табл. 1) были объединены в 2 надгруппы, 4 группы и 8 подгрупп (рис. 8). Из таблицы 2 можно установить для каждого подразделения, какие химические элементы имеют повышенные значения, какие пониженные и какие нейтральные (относительно средних значений для всей выборки).

R-факторный анализ применялся в комбинации с корреляционным и с собственными программными дополнениями. В частности, ниже, на рисунке 9 б приведен график, не применяемый в обычном фак-

торном анализе: на нем по осям координат расположены нормированные (приведенные к диапазону от -1 до +1) средние *R*-факторные значения для представляющих интерес подгрупп, и если бы между какими-либо из них было тесное сходство, они бы были соединены линиями. В данном случае этого нет, то есть они – независимые друг от друга, реально существующие статистические объекты. Подробнее о процедуре расчета см. [19, 21, 25].

Также по результатам обычного *R*-факторного анализа (рис. 9 а) оказалось, что наибольшая изменчивость свойств выборки (*первый фактор*, обеспечивающий наибольшую долю суммарной дисперсии) возникает из противопоставления семи окислов с положительными факторными нагрузками (TiO_2 , Al_2O_3 ,

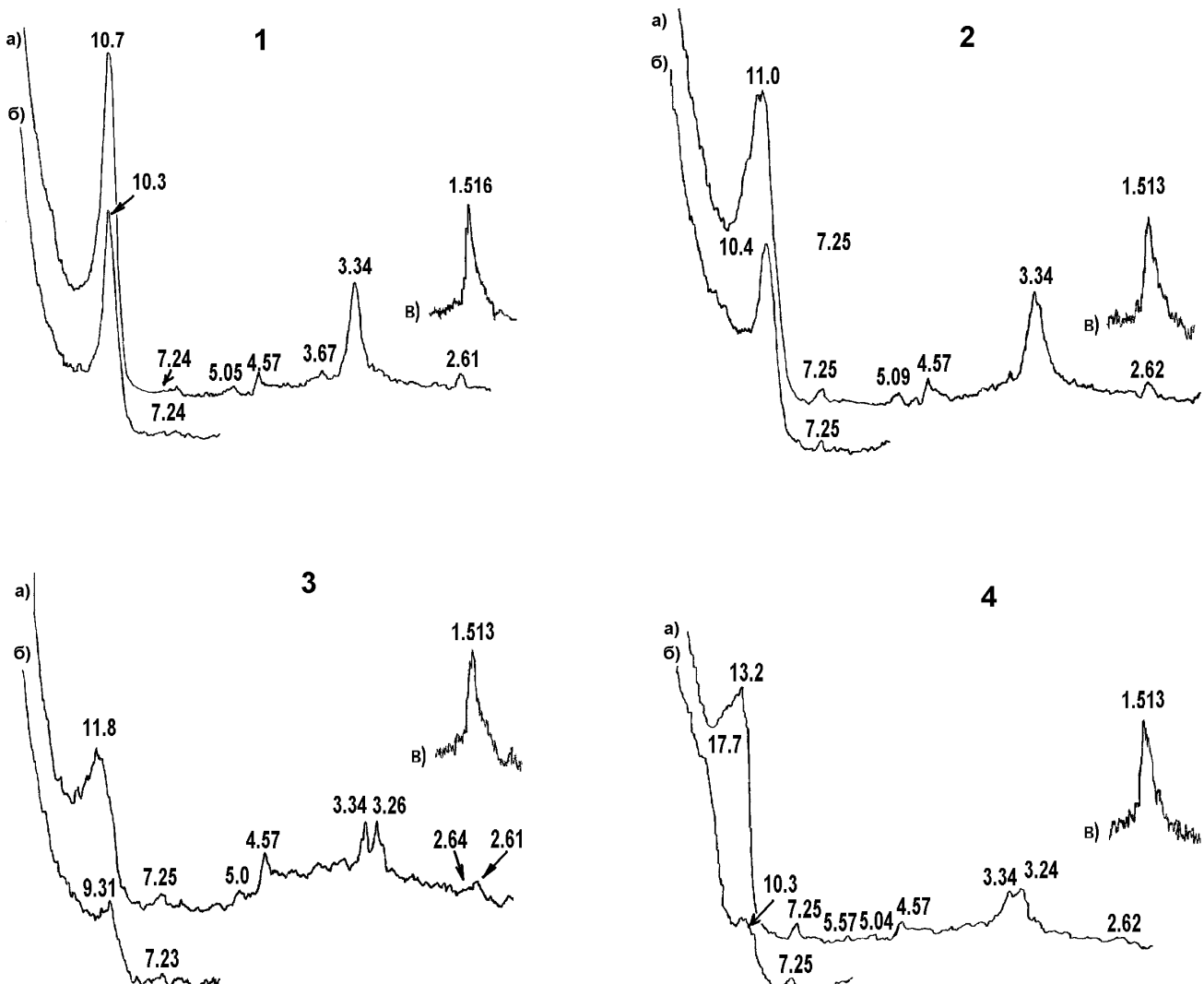


Рис. 7. Дифрактограммы зерен “глауконита”.

1 – черных, обр. 2416А/26; 2 – темно-зеленых, обр. 2290/1; 3 – светло-зеленых, обр. 2416А/1; 4 – желтых, обр. 2290/2. Буквенные обозначения: а – образец ориентированный, воздушно-сухой; б – насыщен этиленгликолем; в – рефлекс 060. Отражения даны в ангстремах (Å).

Таблица 1. Химический состав высокожелезистых слоистых силикатов Восточно-Корейской возвышенности.

Номера станций	Оксиды, вес. %												Сумма
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	MnO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	п.п.п.	
Плато Восточно-Корейской возвышенности													
2331	48,7	0,08	5,33	28,88	-	3,67	0,09	0,02	0,22	7,63	0,15	6,35	101,1
2415	50,2	0,15	5,08	28,29	-	3,7	0,12	0,02	0,28	6,87	0,12	6,78	101,6
2415/1	49,57	0,17	3,88	21,09	3,16	3,67	0,2	0,01	0,38	6,8	0,1	10,84	99,86
2416A/1	49,7	0,2	7,15	25,67	-	3,24	0,14	0,02	1,42	5,55	0,24	6,66	99,99
2416A/1a	50,2	0,24	7,66	24,56	-	3,6	0,32	0,02	0,63	5,22	-	6,65	99,1
2416A/2	48,8	0,15	5,41	27,53	-	3,63	0,26	0,02	0,73	7,25	0,16	6,01	99,95
2416A/2в	48,9	0,15	5,34	27,65	-	3,8	0,18	0,02	0,17	7,55	0,14	6,73	100,6
2416A/2б	49,0	0,09	5,28	28,41	-	4,19	0,16	0,01	0,17	7,86	0,12	6,58	101,9
2425/1	48,7	0,11	1,9	24,21	3,09	3,33	0,2	0,01	0,42	6,8	0,12	10,75	99,64
2425	49,0	0,07	2,57	31,02	-	3,68	0,09	0,02	0,48	7,16	0,15	6,69	100,9
Вулкан Ченцова													
2260	57,74	0,05	1,72	20,8	-	4,1	0,24	0,2	1,45	5,54	0,07	7,08	98,99
2260f	48,9	0,08	1,24	25,64	0,71	4,08	2,12	0,05	2,12	6,48	0,01	8,57	100,0
2270	46,31	0,32	5,65	18,52	0,76	5,86	0,11	0,09	1,69	3,93	-	16,76	100,0
2270 1	52,3	0,15	4,5	27,02	-	4,24	0,17	0,02	1,42	4,89	0,52	6,07	101,3
2287	47,38	0,64	7,17	18,16	0,96	4,18	1,04	0,08	1,77	3,11	-	15,51	100,0
2397/1	45,97	0,18	3,45	19,25	3,09	4,17	0,2	0,15	1,7	5,42	0,05	15,66	99,24
2398	51,86	0,4	6,94	19,63	1,44	3,68	0,74	-	2,03	3,13	0,27	10,1	100,2
2402A/1	49,27	0,15	2,19	22,61	2,08	4,17	-	0,02	0,63	6,4	0,08	11,65	99,25
2402A	50,98	0,18	4,73	24,23	0,86	3,53	0,44	-	1,46	4,44	0,15	9,71	100,7
2402A/2	49,8	0,2	3,91	22,82	0,36	3,5	-	0,02	0,84	4,0	0,11	14,01	99,57
2400	47,91	0,3	5,89	24,63	0,84	3,99	0,2	-	1,39	4,08	0,05	10,56	99,84
1307(9)	45,18	0,31	0,44	30,09	0,93	3,78	0,38	0,25	2,67	5,60	0,32	9,66	99,61
1307(10)	42,54	<0,02	0,31	35,41	1,23	3,83	0,68	0,27	0,24	5,60	0,24	9,62	99,97
1307(299)	51,00	0,02	0,46	31,62	0,65	4,27	0,14	0,06	0,50	6,50	0,04	5,09	100,33
1307(300)	53,40	0,02	0,41	27,78	0,50	3,76	0,20	0,06	2,36	5,43	0,08	5,86	99,84
1308(11)	51,18	<0,02	0,44	27,98	1,29	4,63	0,33	0,22	0,24	6,86	0,09	6,56	99,82
1308(12)	49,16	0,05	0,12	27,51	1,10	4,21	0,27	0,26	2,09	6,43	0,12	8,22	99,64
1618(14)	49,36	<0,02	0,41	28,50	1,66	4,48	0,17	0,04	0,83	6,92	0,15	7,64	100,16
1875(15)	48,42	0,02	0,25	32,76	0,69	3,82	0,27	0,37	0,44	5,37	0,15	7,06	99,60
1875(16)	48,06	0,05	0,25	29,78	0,49	3,66	0,22	0,30	3,50	4,86	0,27	8,07	99,51
1875(71)	49,64	0,02	0,88	27,17	0,69	3,83	0,27	0,44	3,84	5,00	0,32	7,34	99,44
1876(17)*	52,36	0,20	5,25	20,60	0,86	3,66	1,70	0,12	1,38	5,00	1,12	7,53	99,78
1876(18)*	50,78	0,16	4,81	20,67	0,80	3,76	2,31	0,25	1,38	5,50	1,54	7,70	99,66
1876(19)*	47,32	0,11	3,62	22,18	1,81	3,86	1,04	0,32	1,20	6,00	0,60	11,43	99,49
1876(20)*	45,28	0,14	4,25	19,59	1,83	3,66	3,35	0,27	1,40	5,29	2,24	12,97	99,67
Безымянная вулканическая постройка													
2290/1	50,8	0,35	8,16	24,95	-	3,9	0,48	4,24	0,52	5,53	0,24	6,69	101,68
2290/2	49,0	0,62	9,74	21,65	-	3,71	0,55	0,03	1,4	4,16	0,23	8,5	99,59
6219/1	49,18	0,15	3,57	22,39	2,66	3,5	0,2	0,01	0,34	6,8	0,21	10,23	99,24

Примечание. Данные по станциям 1307, 1308, 1618, 1875, 1876 взяты из работы М.И. Липкиной и др., [11].

*Мономинеральная фракция ЗО из глауконитовых песков.

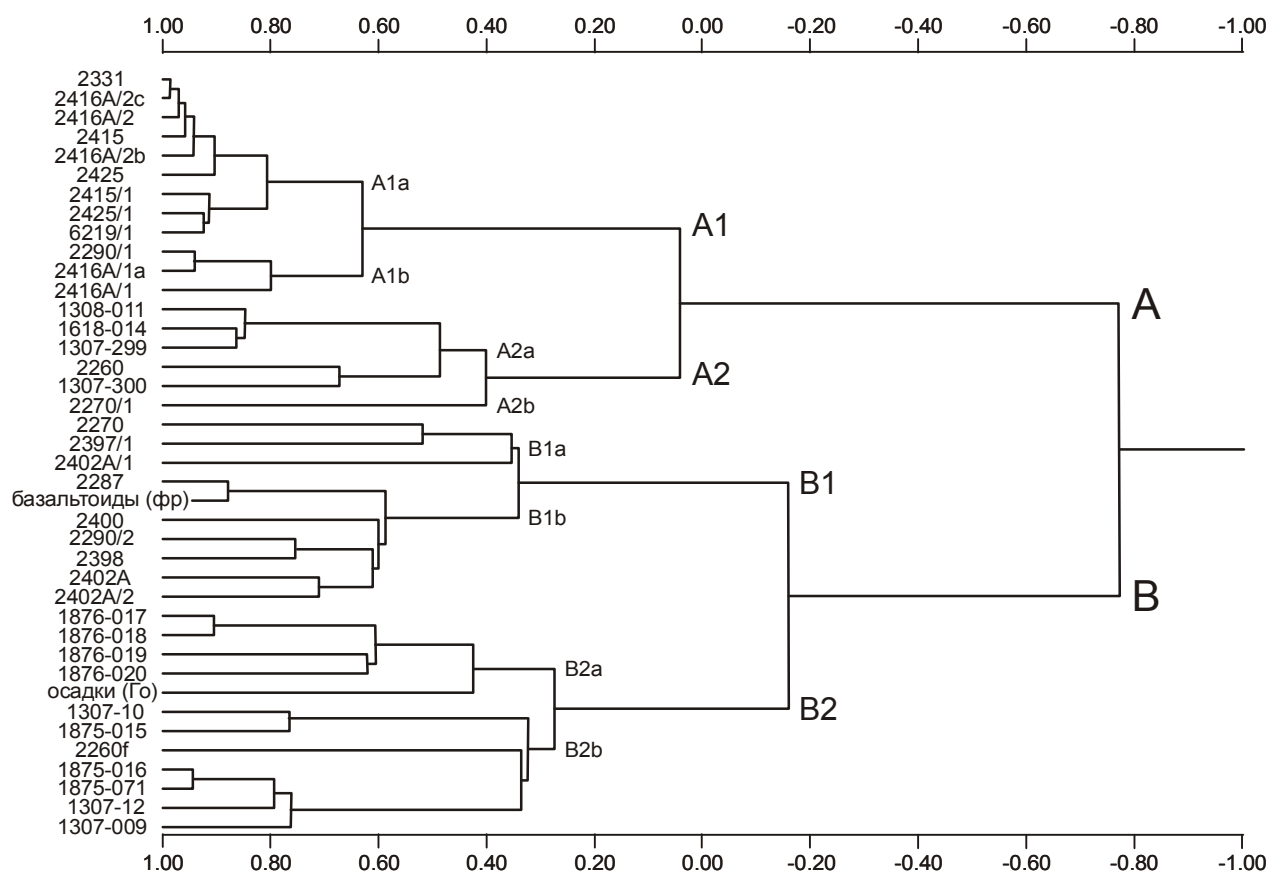


Рис. 8. Результаты статистической обработки данных химического анализа.

Диаграмма связи между химическими анализами (Q-кластерная). Дополнительные анализы – из фракции <1 мкм для базальтоидов Японского моря и из осадков района Галапагосских островов – представлены средними значениями [базальтоиды (фр) и осадки (Го), соответственно]. По горизонтальной оси – значения коэффициентов корреляции.

Таблица 2. Средние содержания химических элементов (качественные отклонения) в группах, полученных при кластеризации (качественные отклонения).

Группы, подгруппы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	LOI
A1a	0	-	0	0	++	--	-	-	--	++	-	-
A1b	+	+	++	-	++	--	--	-	-	0	0	--
A2a	++	--	--	++	--	0	++	-	0	+	-	--
A2b	++	0	+	0	0	--	+	-	0	--	+	--
B1a	--	+	0	--	0	0	++	-	0	-	-	++
B1b	0	++	++	--	-	-	-	0	+	--	-	++
B2a	0	0	+	--	-	++	-	++	0	0	++	+
B2b	-	-	--	++	--	++	0	0	++	0	0	0
A1	0	0	+	0	++	--	-	-	--	--	-	-
A2	++	--	--	-	-	0	++	-	0	+	-	--
B1	0	++	++	--	-	-	+	0	0	--	-	++
B2	-	-	-	+	--	++	0	++	++	0	++	0
A	+	-	0	0	+	-	0	-	-	+	-	-
B	-	+	0	0	-	-	0	+	+	-	+	+
Среднее	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0

Примечание. 0 - значения (по абсолютной величине), меньше 0.25; «+» или «-» - значения от 0.25 до 0.70 и «++» или «--» - значения, больше 0.70. LOI - потери при прокаливании + вода.

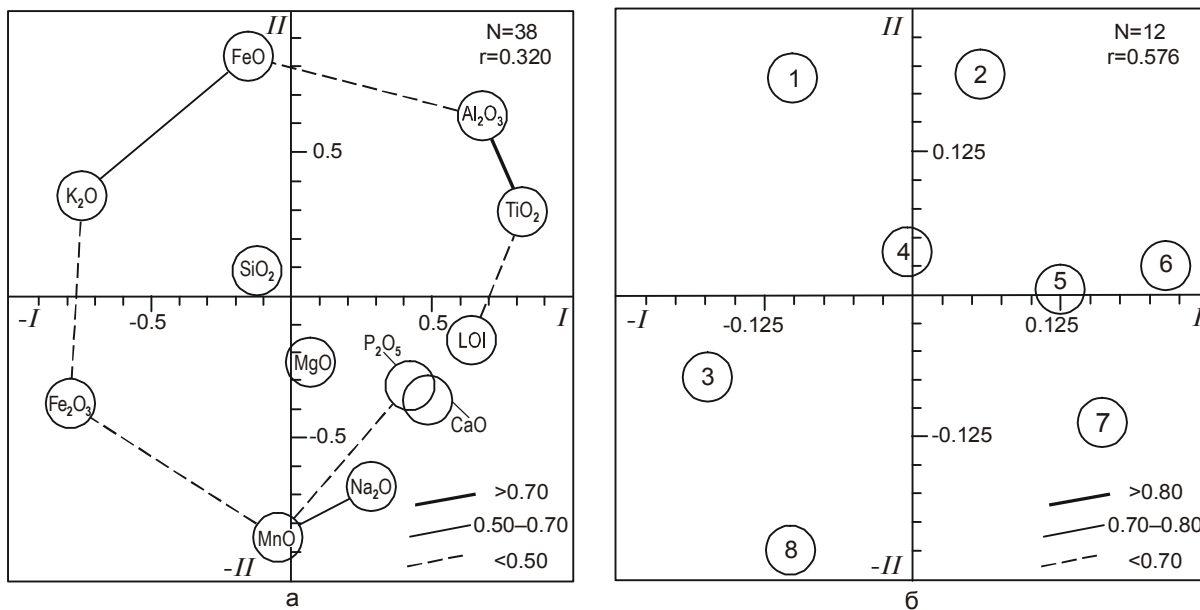


Рис. 9. Результаты статистической обработки данных с помощью модифицированного R-факторного анализа:

а) R-факторная диаграмма для первых двух факторов, построенная без учета варимаксного вращения; I, -I – нагрузки первого фактора; II, -II – нагрузки второго фактора; N – количество анализов, r – критическое значение для коэффициента корреляции (95%-й уровень значимости). Линии – коэффициенты корреляции; LOI – потери при прокаливании + вода.

б) Диаграмма R-факторных значений со связями между выделенными кластерным анализом группами; 1 – группа A1a; 2 – группа A1b; 3 – группа A2a; 4 – группа A2b; 5 – группа B1a; 6 – группа B1b; 7 – группа B2a; 8 – группа B2b; I, -I – нормированные значения первого фактора; II, -II – второго фактора (без вращения); N – количество исследованных элементов в анализе, r – критическое значение для коэффициента сходства (95%-й уровень значимости). На рисунке должны были бы быть проведены линии значимых связей между ними, но их нет, так как нет значимых связей.

MgO , CaO , Na_2O , P_2O_5 и LOI) остальным пяти, имеющим отрицательные нагрузки (SiO_2 , Fe_2O_3 , FeO , MnO и K_2O). При этом особый вклад в противопоставление (если установить критическую величину факторной нагрузки, например – 0.5) дают все перечисленные окислы, кроме MgO , а особенно – TiO_2 , Al_2O_3 и LOI (в меньшей степени также CaO , Na_2O , и P_2O_5), с положительной стороны, и K_2O вместе с Fe_2O_3 – с отрицательной (рис. 9 а). Компонент с повышенным содержанием окислов из первого набора можно связать с обломочными и прочими глинистыми компонентами, а второго (резко противопоставленного первому) – со смектит-слюдистыми образованиями. Аналогичным образом было установлено, что второй фактор изменчивости заключается в противопоставлении, прежде всего, Al_2O_3 , FeO и K_2O (имеющим положительные нагрузки), при незначительном участии также SiO_2 и TiO_2 , всем остальным окислам с отрицательными нагрузками; среди последних незначительную роль играют лишь MgO и LOI (рис. 9 а). Этот результат можно связать с противопоставлением одной из разновидностей глинистых минералов

(железистой), другим глинистым (обломочным?) минералам.

Для более точного обоснования предполагаемого генезиса ЗО в общую выборку были дополнительно введены (как заведомо гидротермальные) данные химического анализа (в виде среднего по трем образцам) из района Галапагосского рифта [осадки (Го)] и среднее значение (по 10 анализам) фракции <1 мкм из кайнозойских базальтоидов дна Японского моря [базальтоиды (фр)] для обоснования родства с базальтами, как источника глобул при их разрушении. Оказалось, что образцы фракции <1 мкм из базальтоидов представляют собой достаточно компактную ассоциацию, близкую по составу к первоначальной подгруппе B1b, причем разброс значений достаточно велик, и ни один из анализов не равен среднему для всех них. Между тем, это среднее очень близко к анализу для станции 2287 (табл. 1). Образцы из района Галапагосских островов тесно группируются вместе [как порознь, так и в виде среднего “осадки (Го)”] и включаются как подразделение в подгруппу B2a (рис. 8).

При анализе таблиц 1, 2 и рисунков 8 и 9б видно, что в надгруппу А попадают практически все образцы, взятые с плато Восточно-Корейской возвышенности и часть образцов из “глауконитовых силицитов” вулкана Ченцова. В надгруппу В (диаметрально противоположную) попали все остальные образцы, приведенные нами, а также взятые из работы М.И. Липкиной [10] и введенные дополнительно (фракция <1 мкм из базальтоидов дна Японского моря и пробы из района Галапагосских островов). При этом, согласно таблице 2, надгруппа А характеризуется повышенными значениями содержания SiO_2 , FeO и K_2O и пониженными – TiO_2 , MnO , CaO , Na_2O , P_2O_5 и LOI , а надгруппа В – наоборот; Al_2O_3 , Fe_2O_3 и MgO – нейтральны. В группу В2 вошли 30 (вулкан Ченцова) из “глауконитовых силицитов” (В2b), “глаукониты” из песков (вулкан Ченцова) и из района Галапагосских островов (В2а). Пробы из района вулканических построек (а также фракция <1 мкм из базальтоидов), попадают как бы в промежуточные (группа В1) между двумя полярными образованиями (плато возвышенности и вулкан Ченцова). В подгруппе В2а (образцы из “глауконитовых” песков вулкана Ченцова) отмечаются повышенные (по сравнению с остальными) содержания кальция и фосфора.

При пересчете данных химического анализа (табл. 1) на кристаллохимическую формулу согласно заключительному докладу Подкомитета по слюдам (КНМНМ ММА) [18] изученные образцы (табл. 3) относятся к слюдам с дефицитом межслоевых катионов и попадают в область глауконитов. Используя дополнительный критерий международной классификации АПРЕА (коэффициент замещения кремния в тетраэдрах должен быть меньше или равен 0.2) только пять образцов могут быть отнесены к селадонитам, включая пробы, исследованные М.И. Липкиной [10].

Образцы были перегруппированы по следующему принципу: взяты крайние подгруппы А1, А2 и В2b, В2а (табл. 3, рис. 9), как две диаметрально противоположные, и В1 – как промежуточная между ними. Из таблицы видно, что подгруппа А1 (плато возвышенности, в нее попадают два образца с безымянной вулканической постройки) отличается от остальных очень высоким межслоевым зарядом, представленным в основном калием, довольно высоким содержанием железа и средним магния в октаэдрах, типичным для глауконита содержанием алюминия и кремния в тетраэдрах. Подгруппа А2 (часть “глауконитовых силицитов” вулкана Ченцова) также характеризуется высоким межслоевым зарядом, где наряду с калием начинает фигурировать натрий, более

высоким содержанием железа, кремния и низким – алюминия. По сравнению с подгруппой А1 она как бы занимает среднее положение между ней и подгруппой В2b (остальные “силициты” вулкана Ченцова), в которой все перечисленные признаки выступают еще резче: увеличивается содержание железа в октаэдрах, натрия в межслое и резко уменьшается содержание алюминия в тетраэдрах. Все остальные пробы (подгруппы А2, В1 вместе с В2а) образуют как бы промежуточную группу, для которой характерно не очень высокое содержание железа в октаэдрах, повышенные содержания натрия и средние – калия в межслое, а также довольно высокие содержания кремния и алюминия в тетраэдрах. Содержание магния во всех группах остается практически постоянным.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Данные статистической обработки, химических анализов, минеральный состав, морфология зерен, широко распространенных в “глауконитовых” песках на Восточно-Корейской возвышенности, свидетельствуют о том, что 30, в основном, образованы на вулканических постройках и в разломных зонах на гранитоидном плато возвышенности при разрушении коренных пород, поставляющих эдафогенный материал (ВСС) в виде псаммитовых зерен в неконсолидированные осадки различных возрастов.

На гранитоидном плато 30 представлены исключительно зернами темно-зеленого и черного цветов (подгруппа А1). Вероятно, они образованы значительно раньше, чем на вулканических постройках. В виде включений округлые черные зерна встречаются в желтовато-зеленых измененных глинистых обломках и разрушенных осадочных диатомово-глинистых породах миоценового возраста, что указывает на их более древний возраст, чем измененные осадочные породы. В конце олигоцена–начале раннего миоцена Восточно-Корейская возвышенность испытала некоторое погружение с образованием многочисленных разломов и горстов, на которых более древние осадочные измененные породы, залегающие на поверхности гранитоидного плато, могли быть эродированы и разрушены до состояния обломков 30, кварца и катаклазитов.

На вулканических постройках (Ченцова и др.) образование 30 происходит значительно позже, после возникновения самих вулканов и образования в них многочисленных трещин. Немалая доля 30, вероятно, образуется и при разрушении пористых базальтов. В трещинах и в пустотах пористых базальтов вначале могли формироваться ВСС, отвечающие

Таблица 3. Кристаллохимические формулы исследованных слоистых силикатов.

Подгруппа	Номер образца	Межслой			Тетраэдры			Октаэдры					Сумма межслоевых катионов	Отношение октаэдрических катионов		Кристаллохимическая формула
		Ca ²⁺	Na ⁺	K ⁺	Si	Al	Fe ³⁺	Al	Fe ³⁺	Fe ²⁺	Mg ²⁺	Mn ²⁺		$\frac{VI R^{2+}}{VI R^{3+}}$	$\frac{VI Al}{VI Al + VI Fe^{3+}}$	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
A1	2290/1	0,04	0,07	0,50	3,60	0,40		0,28	1,33		0,42	0,00	0,61	0,21	0,17	$K_{0,50}Na_{0,07}Ca_{0,04}(Si_{3,60}Al_{0,40})(^{3+}Fe_{1,33}Al_{0,28}^{2+}Mg_{0,42})O_{10}(OH)_2$
	2331	0,01	0,03	0,71	3,56	0,44		0,02	1,59		0,40	0,00	0,75	0,21	0,01	$K_{0,71}Na_{0,03}Ca_{0,01}(Si_{3,56}Al_{0,40})(^{3+}Fe_{1,59}Al_{0,02}^{2+}Mg_{0,40})O_{10}(OH)_2$
	2415	0,01	0,04	0,63	3,64	0,36		0,07	1,54		0,40	0,00	0,68	0,24	0,04	$K_{0,63}Na_{0,04}Ca_{0,01}(Si_{3,64}Al_{0,36})(^{3+}Fe_{1,54}Al_{0,07}^{2+}Mg_{0,40})O_{10}(OH)_2$
	2415/1	0,02	0,05	0,64	3,67	0,33		0,01	1,57		0,41	0,00	0,71	0,20	0,01	$K_{0,64}Na_{0,05}Ca_{0,02}(Si_{3,67}Al_{0,33})(^{3+}Fe_{1,57}Al_{0,01}^{2+}Mg_{0,41})O_{10}(OH)_2$
	2416A/1	0,01	0,20	0,51	3,61	0,39		0,22	1,40		0,35	0,00	0,71	0,18	0,14	$K_{0,51}Na_{0,20}Ca_{0,01}(Si_{3,61}Al_{0,39})(^{3+}Fe_{1,40}Al_{0,22}^{2+}Mg_{0,35})O_{10}(OH)_2$
	2416A/1a	0,02	0,09	0,48	3,64	0,36		0,29	1,34		0,39	0,00	0,59	0,19	0,18	$K_{0,48}Na_{0,09}Ca_{0,02}(Si_{3,64}Al_{0,36})(^{3+}Fe_{1,34}Al_{0,29}^{2+}Mg_{0,39})O_{10}(OH)_2$
	2416A/2	0,02	0,10	0,68	3,59	0,41		0,06	1,52		0,40	0,00	0,80	0,20	0,04	$K_{0,68}Na_{0,10}Ca_{0,02}(Si_{3,59}Al_{0,41})(^{3+}Fe_{1,52}Al_{0,06}^{2+}Mg_{0,40})O_{10}(OH)_2$
	2416A/26	0,01	0,02	0,73	3,56	0,44		0,01	1,56		0,45	0,00	0,76	0,20	0,01	$K_{0,73}Na_{0,02}Ca_{0,01}(Si_{3,56}Al_{0,44})(^{3+}Fe_{1,56}Al_{0,01}^{2+}Mg_{0,45})O_{10}(OH)_2$
	2416A/2в	0,01	0,02	0,71	3,60	0,40		0,06	1,53		0,42	0,00	0,74	0,21	0,04	$K_{0,71}Na_{0,02}Ca_{0,01}(Si_{3,60}Al_{0,40})(^{3+}Fe_{1,53}Al_{0,06}^{2+}Mg_{0,42})O_{10}(OH)_2$
	2425	0,01	0,07	0,68	3,63	0,22	0,15		1,58		0,41	0,00	0,76	0,21		$K_{0,68}Na_{0,07}Ca_{0,01}(Si_{3,63}Al_{0,22}^{3+}Fe_{0,15})(^{3+}Fe_{1,58}^{2+}Mg_{0,41})O_{10}(OH)_2$
2425/1	0,02	0,06	0,68	3,80	0,17	0,03		1,39	0,20	0,39	0,00	0,76	0,30		$K_{0,68}Na_{0,06}Ca_{0,02}(Si_{3,80}Al_{0,17}^{3+}Fe_{0,03})(^{3+}Fe_{1,39}^{2+}Fe_{0,20}^{2+}Mg_{0,39})O_{10}(OH)_2$	
6219/1	0,02	0,05	0,67	3,79	0,21		0,11	1,30	0,17	0,40	0,00	0,74	0,29	0,08	$K_{0,67}Na_{0,05}Ca_{0,02}(Si_{3,79}Al_{0,21})(^{3+}Fe_{1,30}^{2+}Fe_{0,17}Al_{0,11}^{2+}Mg_{0,40})O_{10}(OH)_2$	
A2	1307(299)	0,01	0,07	0,61	3,73	0,04	0,23		1,51	0,04	0,47	0,00	0,69	0,25		$K_{0,61}Na_{0,07}Ca_{0,01}(Si_{3,73}Al_{0,04}^{3+}Fe_{0,23})(^{3+}Fe_{1,51}^{2+}Fe_{0,04}^{2+}Mg_{0,47})O_{10}(OH)_2$
	1308(11)	0,03	0,03	0,65	3,81	0,04	0,17		1,40	0,08	0,51	0,01	0,71	0,30		$K_{0,65}Na_{0,03}Ca_{0,03}(Si_{3,81}Al_{0,04}^{3+}Fe_{0,17})(^{3+}Fe_{1,40}^{2+}Fe_{0,08}^{2+}Mg_{0,51}^{2+}Mn_{0,01})O_{10}(OH)_2$
	1307(300)	0,02	0,33	0,50	3,89	0,04	0,07		1,45	0,03	0,41	0,00	0,85	0,23		$K_{0,50}Na_{0,33}Ca_{0,02}(Si_{3,89}Al_{0,04}^{3+}Fe_{0,07})(^{3+}Fe_{1,45}^{2+}Fe_{0,03}^{2+}Mg_{0,41})O_{10}(OH)_2$
	1618(14)	0,01	0,12	0,66	3,74	0,04	0,22		1,40	0,11	0,51	0,00	0,79	0,31		$K_{0,66}Na_{0,12}Ca_{0,01}(Si_{3,74}Al_{0,04}^{3+}Fe_{0,22})(^{3+}Fe_{1,40}^{2+}Fe_{0,11}^{2+}Mg_{0,51})O_{10}(OH)_2$
	2270/1	0,01	0,20	0,44	3,72	0,28		0,1	1,45		0,45	0,00	0,65	0,23	0,06	$K_{0,31}Na_{0,27}Ca_{0,09}(Si_{3,70}Al_{0,30})(^{3+}Fe_{1,07}^{2+}Fe_{0,06}Al_{0,36}^{2+}Mg_{0,49}^{2+}Mn_{0,01})O_{10}(OH)_2$
	2270	0,09	0,27	0,31	3,70	0,30		0,36	1,07	0,06	0,49	0,01	0,67	0,40		$K_{0,31}Na_{0,27}Ca_{0,09}(Si_{3,70}Al_{0,30})(^{3+}Fe_{1,07}^{2+}Fe_{0,06}Al_{0,36}^{2+}Mg_{0,49}^{2+}Mn_{0,01})O_{10}(OH)_2$
	2287	0,09	0,27	0,31	3,66	0,34		0,31	1,19		0,48	0,01	0,67	0,25	0,21	$K_{0,31}Na_{0,27}Ca_{0,09}(Si_{3,66}Al_{0,34})(^{3+}Fe_{1,19}Al_{0,31}^{2+}Mg_{0,48}^{2+}Mn_{0,01})O_{10}(OH)_2$
	2290/2	0,04	0,20	0,39	3,57	0,43		0,41	1,19		0,40	0,00	0,63	0,20	0,26	$K_{0,39}Na_{0,20}Ca_{0,04}(Si_{3,57}Al_{0,43})(^{3+}Fe_{1,19}Al_{0,41}^{2+}Mg_{0,40})O_{10}(OH)_2$

Таблица 3. (Продолжение).

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
B1	2397/1	0,02	0,27	0,57	3,77	0,23		0,10	1,19	0,21	0,51	0,01	0,86	0,36	0,08	$K_{0,57}Na_{0,27}Ca_{0,02}(Si_{3,77}Al_{0,23})(^{3+}Fe_{1,19}^{2+}Fe_{0,21}Al_{0,10}^{2+}Mg_{0,51}^{2+}Mn_{0,01})O_{10}(OH)_2$
	2398	0,06	0,29	0,29	3,80	0,20		0,40	1,08	0,09	0,40	0,00	0,64	0,25	0,26	$K_{0,29}Na_{0,29}Ca_{0,06}(Si_{3,80}Al_{0,20})(^{3+}Fe_{1,08}^{2+}Fe_{0,09}Al_{0,40}^{2+}Mg_{0,40})O_{10}(OH)_2$
	2400	0,02	0,20	0,39	3,63	0,37		0,16	1,40	0,05	0,45	0,00	0,61	0,24	0,10	$K_{0,39}Na_{0,20}Ca_{0,02}(Si_{3,63}Al_{0,37})(^{3+}Fe_{1,40}^{2+}Fe_{0,05}Al_{0,16}^{2+}Mg_{0,45})O_{10}(OH)_2$
	2402A	0,03	0,21	0,42	3,77	0,23		0,18	1,35	0,05	0,39	0,00	0,66	0,22	0,12	$K_{0,42}Na_{0,21}Ca_{0,03}(Si_{3,77}Al_{0,23})(^{3+}Fe_{1,35}^{2+}Fe_{0,05}Al_{0,18}^{2+}Mg_{0,39})O_{10}(OH)_2$
	2402A/1	0,00	0,09	0,62	3,75	0,20	0,05		1,51		0,47	0,00	0,71	0,24		$K_{0,62}Na_{0,09}(Si_{3,75}Al_{0,20}^{3+}Fe_{0,05})(^{3+}Fe_{1,51}Mg_{0,47})O_{10}(OH)_2$
2402A/2	0,00	0,13	0,40	3,87	0,13		0,23	1,33	0,02	0,41	0,00	0,53	0,22	0,15		$K_{0,40}Na_{0,13}(Si_{3,87}Al_{0,13})(^{3+}Fe_{1,33}^{2+}Fe_{0,02}Al_{0,23}^{2+}Mg_{0,41})O_{10}(OH)_2$
B2a	1876(17)*	0,13	0,20	0,47	3,82	0,18		0,27	1,13	0,05	0,40	0,01	0,80	0,25	0,19	$K_{0,47}Na_{0,20}Ca_{0,13}(Si_{3,82}Al_{0,18})(^{3+}Fe_{1,13}^{2+}Fe_{0,05}Al_{0,27}^{2+}Mg_{0,40}^{2+}Mn_{0,01})O_{10}(OH)_2$
	1876(18)*	0,18	0,20	0,52	3,77	0,23		0,19	1,16	0,05	0,42	0,02	0,90	0,27	0,14	$K_{0,52}Na_{0,20}Ca_{0,18}(Si_{3,77}Al_{0,23})(^{3+}Fe_{1,16}^{2+}Fe_{0,05}Al_{0,19}^{2+}Mg_{0,42}^{2+}Mn_{0,02})O_{10}(OH)_2$
	1876(19)*	0,09	0,18	0,60	3,71	0,29		0,05	1,31	0,12	0,45	0,02	0,87	0,30	0,04	$K_{0,60}Na_{0,18}Ca_{0,09}(Si_{3,71}Al_{0,29})(^{3+}Fe_{1,31}^{2+}Fe_{0,12}Al_{0,05}^{2+}Mg_{0,45}^{2+}Mn_{0,02})O_{10}(OH)_2$
	1876(20)*	0,29	0,22	0,54	3,64	0,36		0,04	1,18	0,12	0,44	0,02	1,05	0,32	0,03	$K_{0,54}Na_{0,22}Ca_{0,29}(Si_{3,64}Al_{0,36})(^{3+}Fe_{1,18}^{2+}Fe_{0,12}Al_{0,04}^{2+}Mg_{0,44}^{2+}Mn_{0,02})O_{10}(OH)_2$
B2b	1307(9)	0,03	0,41	0,57	3,58	0,04	0,38		1,41	0,06	0,45	0,02	1,01	0,27		$K_{0,57}Na_{0,41}Ca_{0,03}(Si_{3,58}Al_{0,04}^{3+}Fe_{0,38})(^{3+}Fe_{1,41}^{2+}Fe_{0,06}^{2+}Mg_{0,45}^{2+}Mn_{0,02})O_{10}(OH)_2$
	1307(10)	0,06	0,04	0,57	3,41	0,03	0,56		1,58	0,08	0,46	0,02	0,67	0,26		$K_{0,57}Na_{0,04}Ca_{0,06}(Si_{3,41}Al_{0,03}^{3+}Fe_{0,56})(^{3+}Fe_{1,58}^{2+}Fe_{0,08}^{2+}Mg_{0,46}^{2+}Mn_{0,02})O_{10}(OH)_2$
	1308(12)	0,02	0,31	0,63	3,77	0,01	0,22		1,37	0,07	0,48	0,02	0,96	0,28		$K_{0,63}Na_{0,31}Ca_{0,02}(Si_{3,77}Al_{0,01}^{3+}Fe_{0,22})(^{3+}Fe_{1,37}^{2+}Fe_{0,07}^{2+}Mg_{0,48}^{2+}Mn_{0,02})O_{10}(OH)_2$
	1875(15)	0,02	0,06	0,52	3,67	0,02	0,31		1,56	0,04	0,43	0,02	0,6	0,24		$K_{0,52}Na_{0,06}Ca_{0,02}(Si_{3,67}Al_{0,02}^{3+}Fe_{0,31})(^{3+}Fe_{1,56}^{2+}Fe_{0,04}^{2+}Mg_{0,43}^{2+}Mn_{0,02})O_{10}(OH)_2$
	1875(16)	0,02	0,52	0,48	3,69	0,02	0,29		1,43	0,03	0,42	0,02	1,02	0,24		$K_{0,48}Na_{0,52}Ca_{0,02}(Si_{3,69}Al_{0,02}^{3+}Fe_{0,29})(^{3+}Fe_{1,43}^{2+}Fe_{0,03}^{2+}Mg_{0,42}^{2+}Mn_{0,02})O_{10}(OH)_2$
	1875(71)	0,02	0,56	0,48	3,75	0,08	0,17		1,38	0,04	0,43	0,03	1,06	0,27		$K_{0,48}Na_{0,56}Ca_{0,02}(Si_{3,75}Al_{0,08}^{3+}Fe_{0,17})(^{3+}Fe_{1,38}^{2+}Fe_{0,04}^{2+}Mg_{0,43}^{2+}Mn_{0,03})O_{10}(OH)_2$
	2260f	0,17	0,31	0,63	3,73	0,11	0,16		1,31	0,05	0,46	0,00	1,11	0,28		$K_{0,63}Na_{0,31}Ca_{0,17}(Si_{3,73}Al_{0,11}^{3+}Fe_{0,16})(^{3+}Fe_{1,31}^{2+}Fe_{0,05}^{2+}Mg_{0,46})O_{10}(OH)_2$

Высокотемпературные слоистые силикаты

по составу смектитам, затем смешанослойным образованиям смектит-слюда и, наконец, слюдам глауконит-селадонитового ряда [22].

В результате тектонических подвижек, оказавшись на поверхности дна? “глауконитовые силициты”, разрушаясь, поставляют эдафогенный материал (зеленые зерна и обломки опала, халцедона и кварца) в терригенно-биогенные диатомово-глинистые осадки. Причем, ЗО на склоне вулкана не образуют сплошных полей “глауконитовых” зеленых глин, а накапливаются в местах выходов коренных пород в виде скоплений зерен преимущественно псаммитовой размерности. Так, на вулкане Ченцова, на склоне в плотных миоценовых морских отложениях ЗО встречены только ниже коренных выходов “глауконитовых силицитов”, а в местах их отсутствия зеленые зерна в морских осадках не обнаружены.

На плато Восточно-Корейской возвышенности ЗО, по-видимому, возникли за счет подводного (?) выветривания и разрушения коренных пород, приуроченных к тектоническим зонам дробления гранитоидного массива и горстам. На это указывает присутствие в крупной фракции жильного кварца в контакте с вмещающими породами, обломков пород, состоящих из кварца и ВСС, свидетельствующих о разрушении измененных гранитоидов и катаклазитов. Перемещаясь вниз по склону, разрушенные обломки подвергались дальнейшей обработке в зоне активного волнового воздействия. Это, по-видимому, происходило в плиоценовое время и, вероятно, продолжалось в эоплейстоценовое, когда уровень моря был значительно ниже и поверхность возвышенности находилась в мелководной зоне. Угловатые зерна были видоизменены и приобрели своеобразную округло-овальную (преобладают), реже вытянутую и неправильную форму. Часть зерен (особенно во фракции 0,1–0,25 мм) стала похожа на глобулы с уплощенной нижней (часто вогнутой) поверхностью и округлой “караваеобразной” верхней частью. Зерна покрыты тонкой пленкой черного цвета (вид под бинокляром) и коричневого (вид в шлифах) (рис. 2 д, е). В ней мелкие включения располагаются параллельно поверхности зерна, что, совместно с “лапчатой” зональной (в скрещенных николях) формой, может свидетельствовать о достраивании зерен, когда те находились в осадке (рис. 2 а, б, в, г). Данные химического анализа подтверждают это предположение. У этой группы минералов (А1) возрастает степень замещения кремния алюминием в тетраэдрах. В этой связи особый интерес вызывает форма некоторых зерен. Так, наряду с округло-угловатыми встречаются

глобулярные разности с округлой верхней частью и уплощенной нижней (рис. 5 в). Они могли возникнуть только при особых условиях роста ВСС с одной внешней поверхности и растворения внутренней (находящейся в осадке).

По химическому составу большинство ВСС гранитоидного плато относятся к глауконитам, и только один образец – к селадониту. Состоят они в основном из смешанослойных образований типа гидрослюда-смектит с преобладанием пакетов слюдистого типа (от 90 до 60 %). Параметр b у них достигает 9.11 \AA , что также не характерно для селадонитов [23]. На вулкане Ченцова они представлены селадонит-глауконитами [10] и смешанослойными образованиями типа смектит-гидрослюда [17].

Интерпретируя данные статистического анализа и пересчета на кристаллохимическую формулу, мы считаем, что часть ЗО вулкана Ченцова (группа В2) несет в себе признаки гидротермального воздействия (сюда же вошли образцы из Галапагосского рифта и фракция <1 мкм из базальтоидов дна Японского моря), а они сами, вероятно, являются конечным продуктом переработки базальтов в районах вулканических областей. Основанием для этого предположения служит принадлежность этих образований к группе гидрослюд с довольно высокой степенью упорядочения и малым количеством разбухающих слоев [10], малым содержанием алюминия и высоким железа в тетраэдрах, а также повышенным – натрия в межслое (табл. 3). Высокое содержание натрия, вероятно, объясняется цеолитизацией исходного материала, либо составом растворов (щелочным), из которых образовались эти минералы. Кроме этого, образцы этой группы содержат повышенные содержания марганца и титана. Марганец мог поставляться из вулканического очага, а титан мог оставаться (как неподвижный элемент) при вторичных изменениях базальтов [6]. Отдельно необходимо сказать о высоких содержаниях фосфора и кальция в пробах подгруппы В2а (табл. 2). Это может быть объяснено присутствием фосфатов в осадке и заражением ими проб. Высоких содержаний фосфора в подгруппе В2b не наблюдается, хотя и предполагается, что образцы из коренных обнажений “глауконитовых силицитов” (которые считаются гидротермальными) и послужили исходным материалом для проб из “глауконитовых” песков подгруппы В2а [10]. Все остальные пробы вулкана Ченцова (за исключением подгруппы А2) вероятно образовались при разрушении базальтов, которые вначале были подвергнуты вторичным изменениям. Об этом говорят вхождение в эту подгруппу

образцов фракции <1 мкм из базальтов и высокое содержание натрия в межслое (табл. 3).

Часть ЗО вулкана Ченцова, входящих в подгруппу А2, диаметрально противоположную В2b (рис. 8, 9, табл. 3), принадлежит более обширной группе образцов из района гранитоидного плато Восточно-Корейской возвышенности, которые отобраны вдали от мест вулканической деятельности. Эти образования, как правило, темно-зеленого (почти черного) цвета, древнее по возрасту, имеют зональную внутреннюю структуру и тонкую пленку снаружи, в которой микрочастицы ориентированы параллельно поверхности (рис. 2 д, е). Часть обломков имеет следы роста с поверхности (рис. 2 а, б), зарастающие трещины (рис. 2 в, г) и признаки растворения нижнего сегмента, погруженного в осадок (рис. 5 в). По кристаллохимическим характеристикам эта группа образцов отличается от всех остальных повышенным содержанием калия в межслое (им обусловлен практически весь межслоевой заряд), довольно высоким содержанием железа в октаэдрах и алюминия в тетраэдрах (табл. 3). В поле гидрослюды [18] их фигуративные точки расположены ближе к центру по сравнению с подгруппой В2b. Повышенное содержание алюминия можно объяснить наследованием химсостава гранитоидов или осадочных пород. Возможно также, что породы, содержащие ЗО, образовались в процессе эпигенеза, а потом были выведены на поверхность по разломам и разрушены. Затем эти образования, долгое время находясь в осадке в условиях усиленной циркуляции растворов, связанных с повышенной термальной активностью разломных зон, испытали несколько циклов растворения и новообразования. Об этом свидетельствуют следы растворения на псевдоморфозах ВСС по диатомеям (рис. 4 в), залеченные трещины на зернах (рис. 4 г, д, е; 2 в, г), внутренняя зональность, караваеобразная форма и новообразования практически на всех образцах (рис. 6). Причем, некоторые из них претерпели довольно сильные изменения, возможно, вплоть до формирования хлорита (?) (рис. 5г), а затем в поверхностных условиях вновь деградировали до гидрослюды. Действительно, сложно говорить о генезисе измененных обломков осадочных пород, в которых видны ядра и псевдоморфозы ВСС по диатомеям (рис. 3 в, г). Ведь для этого ядра и псевдоморфозы должны сформироваться в осадке, пройти несколько циклов переотложения при разрушении, превратиться в осадочную породу, а затем оказаться в зоне изменений. Аналогичным образом должны вести себя и обломки эффузивных пород (рис. 3 а, б).

Нам представляется, что ЗО плато возвышенности (группа А1), часть образцов вулкана Ченцова (группа А2) имеют генезис, отличный от гидротермального (существенно безалюминиевого, железонатрового, связанного с базальтами). Скорее они несут в себе признаки, связанные с осадочными процессами. Повышенное содержание алюминия в тетраэдрах, необычайно высокий межслоевой заряд, обусловленный калием (табл. 3), многоэтапные новообразование–деградация, залечивание трещин (рис. 2, 4, 6), караваеобразные формы, зональное внутреннее строение и вторичные поверхностные слои свидетельствуют о комплексном генезисе.

Полученные данные подтверждают предположение, высказанное ранее [16, 17], что “глауконитовые силициты” могут иметь различный генезис – как осадочно-диагенетический, так и гидротермальный. Формируясь при эпигенетических процессах на достаточной глубине (1–2 км), эти породы могли быть выведены на поверхность по разломам, а затем продукты их разрушения – попасть в осадок. В этом случае глаукониты связаны с осадочными толщами значительной мощности и активизацией тектонической активности. При гидротермальном генезисе они должны тяготеть к вулканическим областям и иметь локальное распространение. На Восточно-Корейской возвышенности мы можем наблюдать оба этих процесса. Примером тому может служить нахождение ЗО, диаметрально противоположных по характеристикам (рис. 9). Причем, если на вулканах мы находим “глаукониты” с двумя различными тенденциями в образовании – “гидротермальной” (В2b) и “осадочной” (А2), то на плато возвышенности только одной – “осадочной” (А1) (табл. 3). Этот факт можно объяснить заложением вулканов на разломах, обрамляющих возвышенность, и, следовательно, возможностью либо вывода по этим разломным зонам “глауконитовых силицитов” на поверхность, либо образованием их на самом вулкане в результате вторичных изменений базальтоидов.

ВЫВОДЫ

1. ВСС Восточно-Корейской возвышенности гетерогенны по морфологии, составу и происхождению. Их формирование – комплексный, многоступенчатый процесс как новообразования, так и деградации. Мы можем проследить оба этих процесса, идущих одновременно. Образование гидрослюды происходит не только в условиях повышенных температур и давлений (в районах вулканической активности), но и непосредственно в осадке, при диагенетических процес-

сах (группа А1) – залечивание трещин, формирование поверхностных пленок, новообразования на полостях и по сколам, псевдоморфозы по диатомеям и радиоляриям. Следы деградации видны у хорошо окристаллизованных, высокотемпературных форм (призматических, шестоватых и таблитчатых), при растворении псевдоморфоз ВСС по микропланктону и коррозировании нижних частей у караваеобразных форм.

2. Черные и темно-зеленые зерна, слагающие основную часть “глауконитовых” песков на гранитоидном плато Восточно-Корейской возвышенности, возникли за счет разрушения пород, приуроченных к разломным зонам, при дальнейшей их переработке (наследование химического состава осадочных пород или гранитоидов) и дифференциации по плотности в мелководной зоне в ранне-, среднеплейстоценовое время.

3. ВСС на вулканических постройках (Ченцова и др.), найденные в виде зеленых обломков и зерен псаммитовой размерности в делювии “глауконитовых” песков, моложе и несут в себе признаки в основном гидротермального и реже осадочного процессов.

ЛИТЕРАТУРА

- Булах А.Г. Руководство и таблицы для расчета формул минералов. М.: Недра, 1967. 143 с.
- Геологическое строение западной части Японского моря и прилегающей суши. Владивосток: Дальнаука, 1993. 211 с.
- Геология дна Японского моря. Владивосток: Изд-во ДВНЦ АН СССР, 1987. 140 с.
- Дриц В.А., Сахаров Б.А. Рентгеноструктурный анализ смешанослойных минералов // Тр. ГИН. Вып. 295. М.: Наука, 1976. 256 с.
- Каталог станций драгирования Японского моря. Владивосток: ТОИ ДВО РАН, 1993. 43 с.
- Курносов В.Б. Глинистые осадки главных структурных элементов окраин Тихого океана (по материалам глубоководного бурения). М.: Наука, 1982. 224 с.
- Леликов Е.П. Геология фосфоритов дна Японского моря. Владивосток: Дальнаука, 2001. 117 с.
- Липкина М.И. Глауконит подводных вулканов Японского моря // Новые данные по геологии дальневосточных морей. Владивосток: Изд-во ДВНЦ АН СССР, 1979. С. 98–108.
- Липкина М.И. Глауконитоносные породы подводных вулканических гор Японского моря // Литология и полез. ископаемые. 1980. № 4. С. 44–54.
- Липкина М.И., Дриц В.А., Ципурский С.И., Устинов В.И., Стрижев В.П., Якушева И.Н., Черкашин В.И. Высокожелезистые диоктаэдрические слоистые силикаты из гидротермальных пород и осадков вулканических построек Японского моря // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1987. № 10. С. 92–111.
- Липкина М.И. Зеленые глины в осадках переходной зоны от континентов к океанам и их значение в практической и теоретической геологии // Тихоокеан. геология. 1990. № 4. С. 22–30.
- Марков Ю.Д., Плетнев С.П. Стратиграфия и особенности седиментации верхнечетвертичных отложений Восточно-Корейской возвышенности (Японское море) // Древние климаты и осадконакопление в восточной окраине Евразии. Владивосток: Изд. ДВНЦ АН СССР, 1985. С. 27–32.
- Марков Ю.Д., Можеровский А.В., Баринов Н.Н. Образование высокожелезистых слоистых силикатов в слепках и псевдоморфозах по бентосу и планктону в окраинных морях Тихого океана // Условия образования донных осадков и связанных с ними полезных ископаемых в окраинных морях. Владивосток: Дальнаука, 2002. С. 67–71.
- Марков Ю.Д., Можеровский А.В., Деркачев А.Н., Баринов Н.Н., Серета Н.А. Высокожелезистые слоистые силикаты хребта Садо (Японское море) // Литология и полез. ископаемые. 2002. № 2. С. 141–151.
- Марков Ю.Д., Можеровский А.В., Деркачев А.Н., Уткин И.В., Серета Н.А., Баринов Н.Н. Проблема происхождения высокожелезистых слоистых силикатов в осадках островного шельфа Японского моря // Тихоокеан. геология. 2003. Т. 22, № 1. С. 18–36.
- Можеровский А.В. О генезисе глауконитовых силицитов в Японском море // I-й Советско-Китайский симпозиум “Геология, геофизика, геохимия и металлогения зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану”. Владивосток, 1987. С. 106–107.
- Можеровский А.В., Захарова С.С., Можеровская Л.В. О генезисе глауконитовых силицитов в Японском море // Новые данные по геологии западной части Тихого океана. Владивосток, 1989. С. 106–107.
- Номенклатура слюд: Заключительный доклад Подкомитета по слюдам Комиссии по новым минералам и названиям минералов Международной Минералогической Ассоциации (КНМНМ МА) // Зап. ВМО. 1998. №5. [Nomenclature of the Micas: Final Report of Mica Subcommittee of the Commission on New Minerals Names of the International Mineralogical Association (CNMNM IMA) // Proc. RMS, N5, 1998].
- Современное осадкообразование в окраинных морях Востока Азии (статистические модели) / Ред. Ф.Р. Лихт. Владивосток: Дальнаука, 1997. 302 с.
- Уткин И.В., Боцул А.И., Деркачев А.Н. Закономерности седиментации верхнеплейстоцен-голоценовых осадков района Восточно-Корейской возвышенности (Японское море) // Периокеанический седиментез. Владивосток: Изд-во ДВО АН СССР, 1989. С. 59–66.
- Уткин И.В. Компьютерная статистическая обработка данных по гранулометрии морских донных осадков для характеристики обстановок современного осадкообразования // Условия образования донных осадков и связанных с ними полезных ископаемых в окраинных морях. Владивосток: Дальнаука, 2002. С. 96–113.
- Шутов В.Д. Эпигенез океанических базальтов // Литология и полез. ископаемые. 1982. №4. С.32–42

23. Buckley H.A., et. al. Glauconite and celadonite: two separate mineral species // Mineralogical Magazine. 1978. V. 42. P. 373–382.
24. Palaeogeographic Atlas of the Shelf Regions of Eurasia for the Mesozoic and Cenozoic. V. 2. Maps. The Robertson Group plc, Llandudno, Gwynedd LL30, 1SA United Kingdom. Geological Institute, Academy of Sciences, USSR. 1992. 110 maps.
25. Utkin I.V., Derkachev A.N., Dudarev O.V., Tkalich O.A., Korobov V.V. The modeling of environmental conditions by the special approaches to the multivariate statistical treatment of the data // Proc. of the 10th PAMS/JECSS Workshop. Kagoshima (Japan), 1999. P. E20–E23.

Поступила в редакцию 22 июля 2004 г.

Рекомендована к печати Г.Л. Кирилловой

Yu.D. Markov, A.V. Mozherovsky, N.N. Barinov, A.N. Derkachev, I.V. Utkin, N.A. Sereda

Highly ferruginous laminated silicates of the East Korean Upland (Sea of Japan)

The mineral and chemical composition of highly ferruginous laminated silicates (HLS) of “glauconite” sands distributed on the East Korean Upland outside volcanic structures and on a nameless volcano and Chentsov Volcano has been studied. The use of cluster and discriminant analyses made it possible to more objectively distinguish groups among HLS, and the application of factor analysis permitted illustration of correlation relations between chemical elements in different groups. It has been established that green assemblages of the East Korean Upland are heterogeneous in terms of morphology, composition and origin, and their formation is a complex multistage process both of neof ormation and degradation.