

ГЕОЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ И ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ ПОРОД УТИЦКОЙ СВИТЫ
(СЕВЕРНЫЙ СИХОТЭ-АЛИНЬ)

А.В. Кудымов¹, И.П. Войнова¹, А.И. Тихомирова¹, А.Н. Диденко^{1,2}

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

²ФГБУН Геологический институт РАН, Пыжевский пер. 7, г. Москва, 119017

Поступила в редакцию 8 апреля 2015 г.

Приводятся результаты комплексного геологического, петрохимического и палеомагнитного исследования сеноман-туронских вулканических и осадочных пород утицкой свиты. Петрохимические исследования вулканитов показали, что они формировались в обстановке вулканической дуги, их геохимические источники имели надсубдукционный характер. В результате петро- и палеомагнитного изучения вулканогенных пород свиты установлено, что палеоширота их формирования составляет $53.7^{\circ} \pm 10.8^{\circ}$ с.ш., координаты палеомагнитного полюса – $Plat = 81.6^{\circ}$, $Plong = 208.2^{\circ}$, $dp = 10.8$, $dm = 12.5^{\circ}$. Сопоставление с мезозойским участком траектории кажущейся миграции полюса стабильной Сибири и Евразии свидетельствует об автохтонном положении утицкой свиты относительно позднемиоценовой континентальной окраины. Данные по магнитной текстуре осадков утицкой свиты свидетельствуют о наличии в бассейне осадконакопления донного палеотечения, простирающегося в ENE-WSW румбах ($50-70 - 230-250^{\circ}$).

Ключевые слова: петрогеохимия, палеомагнетизм, вулканоогенно-осадочный комплекс, утицкая свита, сеноман, турон, Журавлевско-Амурский террейн, юг Дальнего Востока России.

ВВЕДЕНИЕ

Восточная окраина Азии представляет собой коллаж разновозрастных и генетически разнообразных террейнов и является результатом сложной геодинамики. Проблема реконструкции мезозойско-кайнозойской геодинамической эволюции Востока Азии, в том числе юга Дальнего Востока, привлекает многих исследователей, что отражается в посвященных этому публикациях [2, 3, 8, 9, 13–17, 20–24 и др.]. Существуют различные взгляды на геодинамическую эволюцию Сихотэ-Алиня. В последнее время широкую известность приобрела концепция чередования в мезозое-кайнозое субдукционных и трансформных обстановок вдоль единой, протяженной от юга Дальнего Востока до Чукотки зоны конвергенции Азиатского континента и Пацифики, разрабатываемая А.И. Ханчуком с коллегами [2, 3, 8, 18–24]. В рамках этой концепции рассматриваемые в статье образования отнесены к синдвиговому Журавлевско-Амурскому турбидитовому террейну. Ранее Б.А. Натальным [14] была сформулирована иная точка

зрения на мезозойско-кайнозойскую геодинамику юга Дальнего Востока, в которой обосновывалось существование Амурской сутуры и Хингано-Охотской континентальной окраины ЮЗ-СВ простирания, принадлежностью которой является самостоятельный амурский комплекс, отвечающий фронтальной зоне аккреционного клина, где в близповерхностных условиях формировалась чешуйчато-надвиговая структура, главным образом за счет осадочного выполнения глубоководного желоба. Решением проблемы может служить выявление геодинамических обстановок формирования слагающих террейны образований.

На Нижнем Амуре представляет интерес совместное современное положение разноформационных и разновозрастных образований: юрско-меловых вулканоогенно-кремнистых образований Киселевско-Маноминского террейна и сеноман-туронских вулканоогенных и осадочных пород утицкой свиты Журавлевско-Амурского террейна (рис. 1). Для вулканических пород Киселевско-Маноминского террейна доказано формирование во внутриплит-

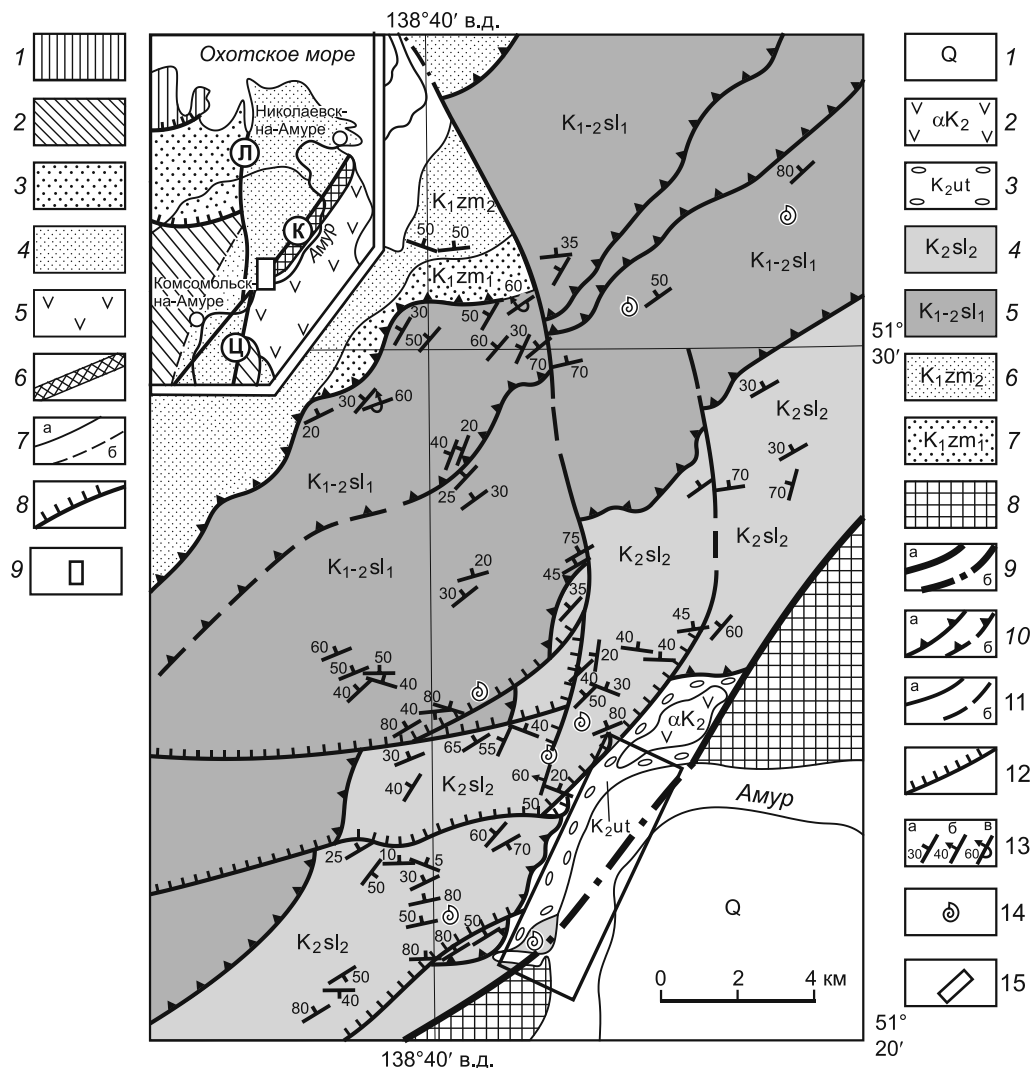


Рис. 1. Схематическая геологическая карта междуречья Амур – Лимури (по [7], с дополнениями).

На врезке (по [3], с дополнениями): 1 – палеозойский Галамский террейн; 2–3 – юрские террейны: 2 – фрагменты юрских аккреционных призм, 3 – приконтинентального турбидитового Ульбанского бассейна; 4–6 – ранне-позднемерловы террейны – фрагменты: 4 – синдвигового Журавлевско-Амурского турбидитового бассейна, 5 – баррем-альбской островодужной системы, 6 – альбской аккреционной призмы Киселевско-Маноминского террейна; 7 – границы террейнов (а – установленные, б – предполагаемые); 8 – надвиги, 9 – район исследований; разломы: Ц – Центральный Сихотэ-Алинский, Л – Лимурчанский, К – Киселевский.

На карте: 1 – четвертичные аллювиальные отложения; 2 – позднемерловые субвулканические андезиты; 3 – сеноман-туронские вулканогенные и осадочные образования утицкой свиты; 4–7 – ранне-позднемерловые морские терригенные отложения: 4–5 – сеноманские силасинской свиты (4 – верхняя песчаниково-алевролитовая подсвита, 5 – нижняя аргиллито-алевролитовая подсвита); 6–7 – альбские жорминской толщи (6 – верхняя песчаниково-алевролитовая подтолща, 7 – нижняя конгломерато-песчаниковая подтолща); 8 – юрско-раннемерловые вулканогенно-кремнистые образования киселевской свиты; 9 – главный Киселевский разлом (пунктир с точкой – перекрытый вышележащими четвертичными образованиями); 10 – складчато-надвиговые нарушения (пунктир – предполагаемые, бергштрихи ориентированы в сторону падения основного сместителя); 11 – крутые разрывы, преимущественно сдвиги (пунктир – предполагаемые); 12 – наклонные разрывы; 13 – элементы залегания слоистости с указанием угла падения (цифра), с неустановленной полярностью “кровля – подошва” (а), нормальные (б) и опрокинутые (в) залегания; 14 – места находок органических остатков; 15 – участок изучения верхнемерловых отложений.

ной океанической обстановке [1, 4], причем значительно южнее современного положения (в полосе от 13° до 24° с.ш.) [4, 5, 19, 29], что согласуется с палеотектоническими реконструкциями В.В. Голозубова, А.И. Ханчука и др., выполненными геолого-

структурными, палеоботаническими и биогеографическими методами [2, 29]. Что касается образований утицкой свиты, вопрос о геодинамической обстановке и месте их формирования остается открытым. Формационный состав свиты в целом указывает на

мелководную морскую обстановку, а вот место формирования не известно.

Задачей данной статьи является расшифровка геодинамической обстановки и установление места формирования сеноман-туронских вулканогенных и осадочных образований утицкой свиты, завершающих нижнемеловой разрез морских отложений северного Сихотэ-Алиня. Поставленная задача решалась путем комплексного геологического, петрогеохимического и палеомагнитного исследования осадочных и вулканогенных пород свиты.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЙОНА ИССЛЕДОВАНИЙ

Согласно тектоническим схемам Сихотэ-Алиня, утицкая свита входит в состав амурского комплекса Хингано-Охотской континентальной окраины (по [14]) или Журавлевско-Амурского террейна (рис. 1) (по [2, 20–23]). Журавлевско-Амурский террейн образован преимущественно раннемеловыми песчаниками, алевролитами, аргиллитами, а также их ритмичным переслаиванием, общей мощностью около 15 000 м [3, 21].

Изученный разрез находится на левом берегу р. Амур между заливами Ситога и Медвежий (рис. 1, 2), где представлен наиболее полный объем свиты (рис. 2, 3), описание которой ниже дается по собственным полевым наблюдениям и материалам Объяснительной записки [7].

Породы утицкой свиты общей мощностью около 800 м согласно залегают на алевролитах силасинской свиты (рис. 2, 3). Основной объем свиты в данной части ее разреза выполняют терригенные породы: конгломераты, песчаники и алевролиты. В подчиненном количестве присутствуют туфы среднего состава, андезиты, андезибазальты и базальты. Конгломератам, от мелкогалечных до валунных, свойственна хорошая и умеренная окатанность галек. До 90 % объема обломочного материала, в том числе почти все наиболее крупные их экземпляры и валуны, представлены песчаниками. Среди них выделяются две разновидности: 1) мелкозернистые полимиктовые (граувакковые) песчаники, сходные по составу с песчаниками утицкой свиты; 2) экзотические для данной местности средне- и крупнозернистые песчаники с хорошо окатанными зернами халцедоновидного кварца размером до 1–2 мм. В составе мелких галек и гравия распознаются алевролиты, кремни и кислые вулканы. Алевролитовый наполнитель часто содержит обугленные растительные остатки, остроугольные обломки осадочных пород.

Песчаники утицкой свиты – желто-серого, коричневатого-серого цвета, тонкослоистые, мелкозерни-

стые, со следами илоедов и растительных остатков. В обломочной фракции преобладают угловатые и полукатанные зерна кристаллов полевых шпатов (~ 60 %) и кварца (~ 35 %). В значительном количестве присутствуют биотит и мусковит. Обломки пород представлены микрокварцитами, вулканидами основного-среднего и кислого состава.

Алевролиты утицкой свиты, в основном серого и черного цвета, содержат часто зерна псаммитовой размерности. Нередко в них присутствуют тонкие линзовидные включения растительного детрита. В составе кластической части породы преобладают плагиоклазы, в меньшем количестве присутствуют зерна кварца. Цемент глинисто-гидроалюминистый поровый и контурный. Микротрещины выполнены гидроксидами железа и кальцитом.

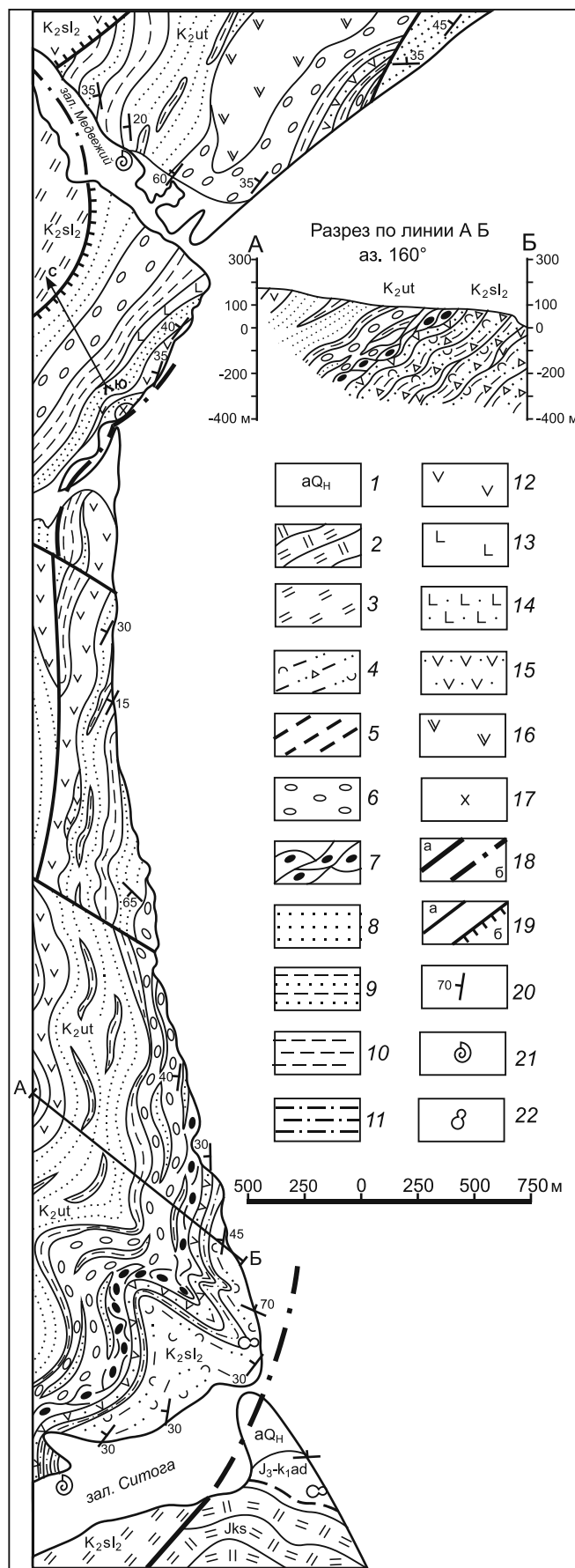
Туфоалевролиты нередко содержат псаммитовые обломки полевых шпатов, замещенных серицит-альбитовым агрегатом, пирокластические частицы составляют до 30 % объема породы.

Вулканыты (базальты, андезибазальты, андезиты) представляют собой плотные черные и зеленовато-серые породы, афиновые, а также с вкрапленниками плагиоклаза и пироксена. Основная масса сложена микролитами плагиоклаза и темноцветного минерала и вулканическим стеклом. Проявлены вторичные изменения: плагиоклаз замещен альбитом, серицитом и цеолитами, темноцветные – хлоритом, карбонатом и серицитом, вулканическое стекло полностью замещено хлорит-карбонатным агрегатом, рудные минералы частично замещены лейкоксеном и гидроксидами железа. В вулканидах широко распространены разноориентированные тонкие прожилки кальцита и тонкая вкрапленность сульфидов.

Туфы среднего состава имеют в основном мелкообломочную структуру. Из-за пропилитизации породы внешне выглядят монолитными, а обломочная структура их проявляется лишь на выветрелых поверхностях.

Ассоциация вулканидов с плохо сортированными осадочными образованиями: граувакковыми мелкозернистыми песчаниками, иногда косослоистыми и содержащими растительный детрит, и «мусорными» алевролитами и туфоалевролитами, содержащими вулканические обломки, а также с подводно-оползневыми брекчиями; вишнево-коричневая окраска некоторых алевролитов и песчаников из-за пропитки их гидроксидами железа, что обычно для сопряженных с вулканидами разновидностей, свидетельствуют о возможно субаэральной обстановке их формирования.

Залегание слоев пород утицкой свиты характеризуется падениями под углами 30–70° в северных румбах (350–50°) (рис. 2).



Изученные породы отделены от расположенных юго-восточнее вулканогенно-кремнистых образований киселевской свиты Киселевским разломом [10] (рис. 1), который прослеживается от побережья оз. Удиль на юг-запад на расстояние около 100 км. Для разлома установлена сдвиго-надвиговая природа. Образования киселевской свиты надвинуты в северо-западном направлении на породы силасинской и утицкой свит с вертикальной амплитудой смещения более 2 км [7].

Возраст пород утицкой свиты определяется как сеноман-туронский [6, 7] на основании следующих фактов. На территории листа Геологической съемки масштаба 1:200 000 М-54-1 (район наших исследований) (рис. 1) в породах нижележащей силасинской свиты обнаружены многочисленные отпечатки раковин иноцерамов, в том числе и вид *Inoceramus pictus* (верхняя подсвита), имеющий позднесеноманский возраст. В районе зал. Медвежий (рис. 2) в туфопесчаниках утицкой свиты были найдены фрагменты двустворчатых моллюсков *Pseudolimea* sp., что позволило Е.А. Калинину сделать вывод о более высоком их стратиграфическом положении, чем горизонт с сеноманскими иноцеррами в нижележащей силасинской свите [7].

ПЕТРО- И ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ВУЛКАНИТОВ УТИЦКОЙ СВИТЫ

Проведенная ранее по петрохимическим характеристикам осадочных пород реконструкция геодина-

Рис. 2. Геологическая схема верхнемеловых отложений между ручьями Ситога и Медвежий, по [7] с упрощением и дополнением.

1 – голоценовые аллювиальные отложения; 2 – киселевская свита (Jks), 3–4 – силасинская свита, верхняя подсвита (K₂sl₂) (3 – нерасчлененные отложения, 4 – верхняя пачка – алевролиты с тонкими прослоями песчаников, пропластками туфов среднего состава, линзами подводно-оползневых брекчий), 5 – адаминская свита (J₃-K₁ad), 6–15 – утицкая свита (K₂ut): 6 – конгломераты; 7 – линзовидное переслаивание мелко- и среднегалечных конгломератов с песчаниками, туфопесчаниками, седиментационными брекчиями, алевролитами; 8 – песчаники мелкозернистые; 9 – песчаники тонкослоистые с линзовидными прослоями алевролитов; 10 – алевролиты; 11 – алевролиты «мусорные» с включениями обломков пород; 12 – андезиты; 13 – андезибазальты; 14–15 – туфы: 14 – основного состава, 15 – среднего состава; 16 – субвулканические позднемеловые андезиты; 17 – позднемеловые кварцевые диоритовые порфириды; 18 – фрагмент главного Киселевского разлома (пунктир с точкой – перекрытый четвертичными отложениями); 19 – второстепенные разрывные нарушения, субвертикальные (а) и наклонные (б) с указанием направления наклона бергштрихом; 20 – элементы залегания слоистости с указанием угла падения; 21 – остатки макрофауны; 22 – находки микрофауны (радиолярии).

ярус	свита	подсвита	колонка	мощность в м	Х а р а к т е р и с т и к а с л о е в
туронский	я	(K _{2ut})		15	Песчаники мелкозернистые
				20	Алевролиты
				25	Песчаники мелкозернистые
				25	Алевролиты
				55	Песчаники мелкозернистые с линзовидными прослоями алевролитов
				80	Конгломераты мелко-среднегалечниковые
				50	Алевролиты с линзами андезибазальтов, их туфов, а также конгломератов
				20	Песчаники мелкозернистые
				20	Андезиты
				25	Песчаники мелкозернистые
				75	Алевролиты "мусорные" плохосортированные с включениями обломков пород и линзами подводно-оползневых брекчий
				до 120	Андезиты и андезибазальты с прослойками мелкообломочных туфов
				190	Песчаники мелко- и среднезернистые массивные и косослоистые, с обильными включениями растительного детрита, с линзами алевролитов и туфов основного состава
				70	Песчаники тонкослоистые с линзочками алевролитов, с ходами илюедов
сееноматий	у	Т		90	Песчаники мелкозернистые с редкими линзами алевролитов Фауна: <i>Pseudolimea</i> sp.
				220	Конгломераты. Вверху – крупногалечные и валунные с линзовидными прослоями песчаников и алевролитов. Внизу – частое линзовидное переслаивание мелко- и среднегалечных конгломератов с песчаниками, туфопесчаниками, седиментационными брекчиями, алевролитами.
				30	Туфы среднего состава литовитрокластические гравийно-лапиллиевые
				175	Алевролиты массивные и тонкослоистые, с редкими тонкими (до 5 см) прослоями известковистых песчаников, линзами и пропластками туфов среднего состава, подводно-оползневых брекчий и туфоалевролитов, мергелей. Радиоларии: вверху – <i>Spogostichomitra elatica</i> (Aliev), <i>Stichomitra communis</i> sp., <i>Holocryptocanium barbui</i> Dum. и др. Внизу – <i>Dictyomitra montisserei</i> (Sguin.), <i>Hiscocapsa asseni</i> (Tan), <i>Holocryptocanium barbui</i> Dum. и др. Иноцерамы: <i>Inoceramus pressulus</i> Zon, <i>In. ef. prefragilis</i> Steph.

Рис. 3. Стратиграфическая колонка утицкой свиты, по [7] с упрощениями.

Условные обозначения см. на рис. 2.

мических условий формирования альб-сееноманских отложений этой части Журавлевско-Амурского террейна, в том числе и пород утицкой свиты, показала, что они сформировались в условиях активной континентальной окраины [7, 11].

Нами охарактеризованы и опробованы покровные вулканы из разреза свиты в 100 м выше по течению р. Амур от устья руч. Медвежий.

Петрогеохимическая характеристика вулканитов приводится на основании анализов, представленных в таблице.

Содержания SiO₂ в лавах утицкой свиты соответствуют интервалу 44–51 %. На классификационных диаграммах TAS [26, 30] фигуративные точки лав размещаются в статистическом поле трахибазальтов (по [30]) (рис. 4) или в области полей базальты-гавай-

Таблица. Химический состав вулканитов утицкой свиты.

№ обр.	D17-3	D18-4	D25-3	D02-3	D04-3	D06-3	D12-2	D13-2	D14-3	D03-3	D07-3
SiO ₂	47.63	48.07	48.99	45.07	48.90	46.66	44.67	50.75	47.55		
TiO ₂	0.84	0.85	0.92	0.99	0.80	0.97	0.94	0.77	0.89		
Al ₂ O ₃	15.82	15.07	15.75	13.84	14.73	14.67	13.20	13.03	13.42		
Fe ₂ O ₃	11.89	12.42	8.85	14.14	11.29	12.09	13.96	10.52	12.74		
MnO	0.18	0.18	0.19	0.19	0.15	0.20	0.23	0.19	0.21		
MgO	6.71	7.23	6.43	7.67	6.69	7.66	6.70	5.76	7.02		
CaO	9.34	8.67	11.17	13.17	11.35	12.08	14.50	10.82	11.90		
Na ₂ O	6.04	6.70	6.02	4.02	5.66	4.79	4.45	7.86	5.50		
K ₂ O	1.35	0.71	1.52	0.77	0.28	0.69	1.09	0.18	0.56		
P ₂ O ₅	0.20	0.10	0.16	0.14	0.14	0.19	0.27	0.12	0.21		
Li	114.40	162.50	90.85	109.62	79.92	118.81	102.44	29.57	80.18	97.32	98.44
Be	0.45	0.60	0.41	0.31	0.29	0.37	0.27	0.40	0.32	0.62	0.54
B	29.34	142.20	277.83	20.59	1126.11	72.82	24.30	35.71	41.61	134.44	32.98
Sc	42.11	44.83	44.26	45.10	38.81	44.86	42.30	36.47	42.04	48.32	36.75
V	318.81	309.78	323.39	344.02	349.29	320.76	311.07	286.04	296.00	361.63	348.84
Cr	202.94	235.44	150.58	150.12	184.97	166.11	205.35	118.56	203.91	182.88	112.22
Co	55.16	64.13	60.71	55.04	55.69	50.45	54.27	75.29	55.76	53.89	46.96
Ni	87.06	73.40	51.88	48.26	70.23	46.33	65.60	46.96	69.64	79.84	41.30
Rb	31.59	19.65	39.74	20.50	5.96	17.31	25.05	4.37	10.28	20.78	4.67
Sr	533.23	655.95	721.22	1063.06	1132.61	1209.18	959.68	939.91	1150.55	1098.92	804.02
Y	15.20	13.37	15.25	14.44	13.11	15.77	16.61	12.42	14.59	13.69	14.06
Zr	57.25	53.91	57.34	58.63	50.80	62.13	54.57	39.01	48.71	45.64	52.87
Nb	1.58	1.76	1.61	1.66	1.67	1.69	1.56	1.37	1.59	1.44	1.50
Ba	411.15	322.58	253.70	209.07	164.25	240.92	375.11	294.66	248.41	408.54	99.86
La	8.88	7.81	8.89	8.47	8.31	10.09	10.75	7.97	9.02	6.64	9.93
Ce	23.27	20.98	22.85	21.80	21.45	25.67	26.17	20.18	22.82	17.90	23.32
Pr	3.49	3.24	3.46	3.30	3.25	3.73	3.83	2.98	3.39	2.81	3.44
Nd	16.70	15.56	16.59	15.96	15.25	17.69	18.03	14.52	16.44	13.78	15.89
Sm	3.80	3.61	3.86	3.76	3.48	4.03	4.02	3.29	3.76	3.37	3.55
Eu	1.12	1.09	1.15	1.13	1.00	1.20	1.18	0.95	1.08	1.04	1.07
Gd	3.95	3.76	4.04	3.86	3.57	4.18	4.21	3.38	3.92	3.55	3.69
Tb	0.53	0.51	0.56	0.53	0.49	0.57	0.57	0.45	0.52	0.50	0.50
Dy	3.00	2.83	3.12	2.99	2.73	3.20	3.20	2.55	2.96	2.84	2.81
Ho	0.60	0.56	0.63	0.60	0.55	0.64	0.65	0.50	0.59	0.57	0.56
Er	1.75	1.57	1.81	1.71	1.55	1.86	1.88	1.43	1.67	1.62	1.62
Tm	0.24	0.22	0.26	0.24	0.22	0.26	0.27	0.19	0.23	0.23	0.23
Yb	1.58	1.33	1.63	1.54	1.41	1.70	1.69	1.26	1.52	1.48	1.49
Lu	0.23	0.20	0.25	0.23	0.21	0.25	0.25	0.18	0.21	0.22	0.22
Hf	1.73	1.83	1.78	1.85	1.67	1.86	1.71	1.38	1.69	1.50	1.61
Ta	0.11	0.12	0.11	0.14	0.12	0.12	0.11	0.22	0.11	0.11	0.11
Pb	2.09	5.44	10.60	2.72	5.38	3.14	3.73	3.94	0.36	5.47	5.03
Th	1.32	1.36	1.41	1.41	1.32	1.46	1.28	1.25	1.28	0.99	1.27
U	0.49	1.01	0.55	0.67	0.84	0.78	0.77	0.39	0.58	0.69	1.01

Примечание. Анализы произведены в Аналитическом центре Института тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН: на петрогенные элементы – методом рентгено-флюоресцентной спектроскопии на S4 Pioneer Bruker (Германия) (аналитик Л.М. Ильин), на редкие и редкоземельные элементы – методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ISP-MS Elan DRC II Perkin Elmer (США)) (аналитик А.В. Шгарева). Оксиды петрогенных элементов – в мас. % (их содержания пересчитаны на 100 %), редких и редкоземельных элементов – в г/т.

иты-муджиериты (по [26]). По содержанию суммы щелочей (K₂O+Na₂O = 4–8 %) вулканиты соответствуют пограничной области субщелочных и щелочных серий, относятся к натровой серии: характеризуются низким содержанием K₂O < 1.5 % и достаточно вы-

соким – Na₂O (4–8 %), K₂O / (K₂O+Na₂O) < 0.2. Кроме того вулканиты имеют низкие содержания TiO₂ < 1 %, и P₂O₅ < 0.3 %, повышенные – FeO* = 8–15 % и MgO = 8–15 %, средние – Al₂O₃ = 13–16 % и CaO = 5–8 % (табл.).

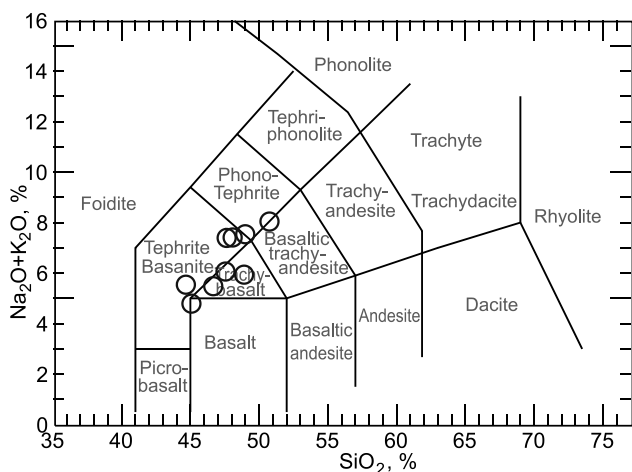


Рис. 4. Классификационная диаграмма $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})\text{-SiO}_2$, по [30], для вулканитов утицкой свиты.

Содержание и характер распределения редкоземельных и редких элементов демонстрируют спайдер-диаграммы хондрит-нормированных составов (рис. 5). Графики распределения РЗЭ имеют плавный характер и отрицательный наклон и показывают обогащение легкими РЗЭ в среднем в 30–50 раз, а тяжелыми – в 8–10 раз относительно хондрита (рис. 5 а). На графиках спайдер-диаграмм содержания редких элементов, нормированных по хондритовым содержаниям, проявлены глубокий Ta-Nb минимум и резкий Sr максимум (рис. 5 б) – характерные признаки надсубдукционных базальтов.

О геодинамической природе вулканитов можно судить на основе дискриминационных петрогеохимических диаграмм (приводятся наиболее представительные). На диаграммах $\text{K}_2\text{O-TiO}_2\text{-P}_2\text{O}_5$ (по [33]) и Zr/Y-Zr (по [33]) фигуративные точки ложатся в область континентальных базальтов, но в ее приграничную с областью океанических базальтов часть. На диаграмме $\text{La}/10\text{-Y}/15\text{-Nb}/8$ утицкие вулканиты соответствуют базальтам вулканических дуг, причем известково-щелочной серии (рис. 6 а). На сходных диаграммах $\text{Th-Hf}/3\text{-Ta}$, $\text{Th-Hf}/3\text{-Nb}/16$, $\text{Th-Zr}/117\text{-Nb}/16$, из которых представлена последняя (рис. 6 б), наблюдаются подобные картины: фигуративные точки также размещаются в поле составов известково-щелочных базальтов вулканических дуг. На диаграмме $\text{Zr}/4\text{-2Nb-Y}$ (по [31]) точки исследуемых вулканитов ложатся в поле, объединяющее составы базальтов вулканических дуг и базальты типа N-MORB, но предыдущие диаграммы отрицают возможность их спредингового происхождения. Применяя подобный подход и к интерпретации диаграммы $\text{Zr-Ti}/100\text{-3Y}$ (по [32]), где поле, в котором локализуются точки утицких вулканитов, объединяет в себе базальты средин-

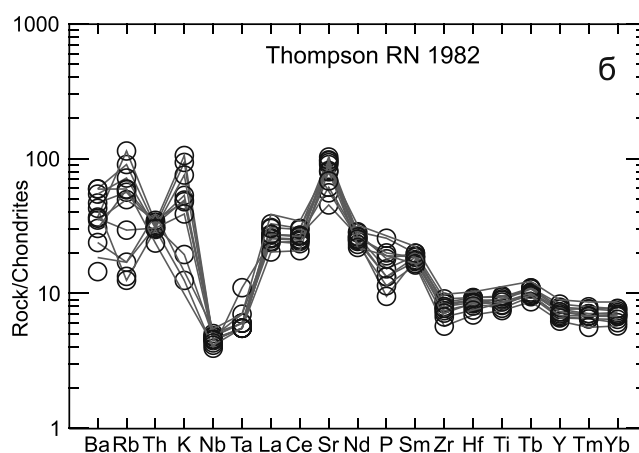
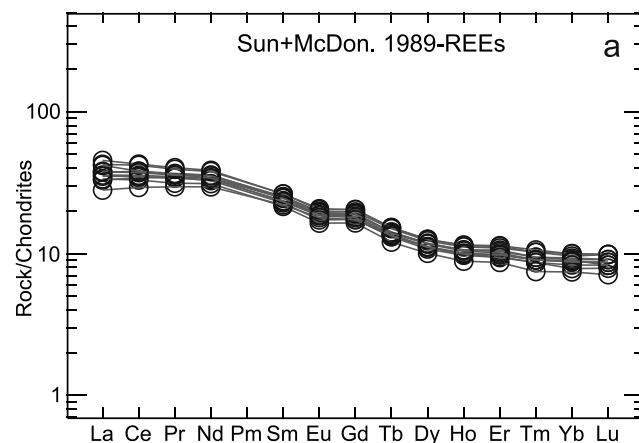


Рис. 5. Спайдер-диаграммы составов вулканитов утицкой свиты, нормированных по хондриту.

5 а – редкоземельных элементов, по [35], 5 б – редких элементов, по [36].

но-океанических хребтов, островодужные толеиты и известково-щелочные базальты, следует сделать вывод о принадлежности утицких вулканитов к известково-щелочным базальтам.

Геохимические типы источников утицких вулканитов, судя по диаграмме Th/Yb-Ta/Yb , имеют надсубдукционный характер, и их магмы формировались в условиях островной дуги (рис. 6 в).

Таким образом, на основе приведенных петрогеохимических данных можно сделать вывод, что вулканогенные породы утицкой свиты образовались в надсубдукционной обстановке в условиях островной дуги.

ПЕТРО- И ПАЛЕОМАГНИТНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ВУЛКАНОГЕННЫХ И ОСАДОЧНЫХ ПОРОД УТИЦКОЙ СВИТЫ

Для петромагнитного и палеомагнитного изучения вулканогенных и осадочных пород утицкой свиты Журавлево-Амурского террейна нами было отобрано

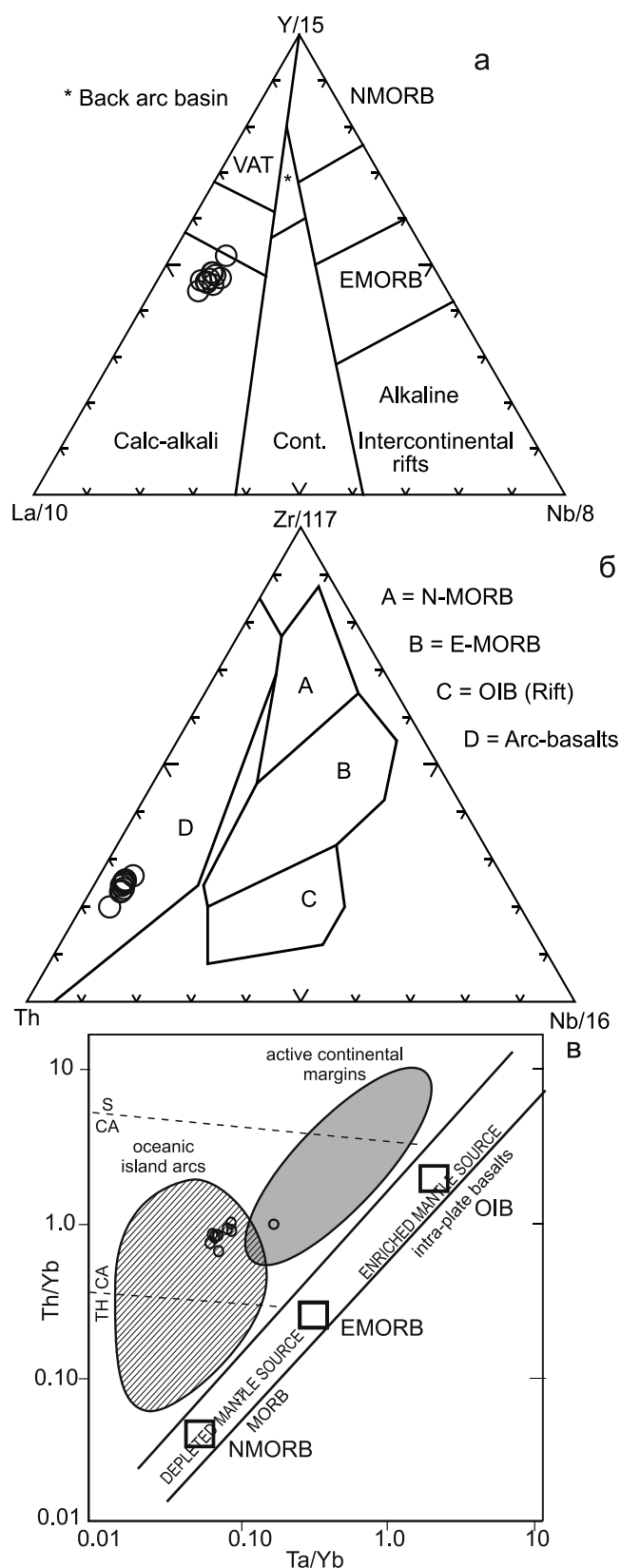


Рис. 6. Дискриминационные диаграммы для вулканитов утицкой свиты.

La/10–Y/15–Nb/8 (а), по [25], Th–Zr/117–Nb/16 (б), по [38], Th/Yb–Ta/Yb (в), по [34].

179 ориентированных образцов (всего 12 точек-сайтов), в том числе 37 галек из внутриформационных конгломератов (рис. 2, 3).

Характеристика носителей намагниченности пород. По данным термомагнитного анализа алевролитов и песчаников однозначно определить основной носитель магнетизма этих пород не представляется возможным. По виду характерных зависимостей J_s – T этих пород (рис. 7 а) можно заключить, что концентрация магнитных минералов в них крайне незначительная. Представлены они: 1) моноклинным пирротинном – небольшие перегибы на графиках зависимостей J_s – T первого нагрева в диапазоне температур 310–330° и существенное возрастание намагниченности насыщения после первого нагрева, фиксирующее переход пирротина в магнетит; 2) магнетитом и его катион-дефицитной модификацией с точками Кюри от 570 до 600°С. Появление магнетита связано, полагаем, как с его первоначальным, незначительным по концентрации присутствием в исследуемых алевролитах и песчаниках утицкой свиты, так и с его новообразованием в процессе лабораторного нагрева. Гематит на зависимостях J_s – T первого и второго нагрева не фиксируется. Величина J_s после первого нагрева увеличивается в несколько раз (рис. 7 а), а иногда и на порядок. Крайне низкая концентрация первичного носителя намагниченности и появление вторичного магнитного минерала в процессе лабораторного нагрева характеризуют осадочные породы как мало пригодные для палеомагнитных исследований, особенно с применением температурной магнитной чистки.

Иным поведением намагниченности насыщения в процессе нагрева характеризуются вулканические породы утицкой свиты. Зависимости J_s – T этих образцов имеют ярко выраженный Q-тип с точками Кюри при первом нагреве, подобно магнетиту (рис. 7 б), и немного меньше при повторном нагреве – 540–560°С, что, полагаем, связано с регомогенизацией окисленных первичных низкотитанистых титаномагнетитов, кристаллизовавшихся в вулканитах – продуктах магматической активности сеноман-туронской островной дуги. Базальты демонстрируют стабильность к лабораторным нагревам – отношение величин намагниченности насыщения после и до нагрева близко 1 (рис. 7 б).

Естественная остаточная намагниченность и начальная магнитная восприимчивость пород. Величины естественной остаточной намагниченности (NRM) и начальной магнитной восприимчивости (k) изученных образцов варьируются в широких пределах (рис. 8 а): NRM – от 5.1×10^{-5} до 6.0 А/м, k – от 1.1×10^{-5} до 1.43×10^{-1} ед СИ. Распределение NRM явно бимодальное при среднем, равном 0.36 ± 0.95 , и ме-

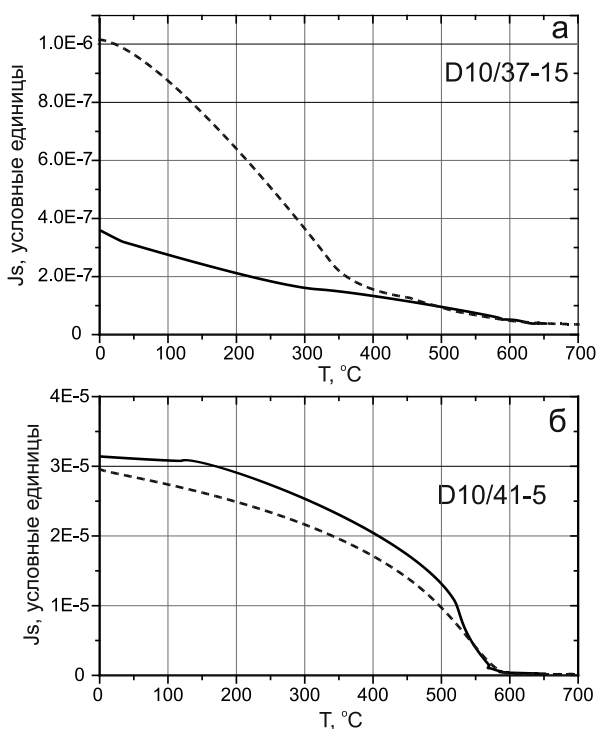


Рис. 7. Зависимости намагниченности насыщения от температуры пород утицкой свиты.

а – алевролит D10/37-15, б – базальт D10/41-5. Сплошная линия – первый нагрев, пунктир – второй нагрев.

дианном, равном 6.48×10^{-4} А/м. В первой, слабомагнитной группе, в которую входят как осадочные, так и вулканические породы (рис. 8 а), диапазон измеренных значений составляет от 5.1×10^{-5} до 1×10^{-2} А/м, во второй, магнитной, группе – от 1×10^{-1} до 6 А/м. Вторую группу составляют исключительно образцы базальтов. Аналогичное поведение отмечается и для величины начальной магнитной восприимчивости измеренных образцов. Слабомагнитная группа имеет значения начальной магнитной восприимчивости от 1.1×10^{-5} до $\sim 2 \times 10^{-3}$ ед. СИ, магнитная группа – от 2.5×10^{-3} до 1.3×10^{-1} ед. СИ (рис. 8 а).

Отношение Кенигсбергера (Q_n) варьируется от 0.004 до 7.78 (рис. 8 б), а его распределение близко экспоненциальному – 84 % изученных образцов имеют Q_n менее 1, при этом у почти 74 % образцов Q_n менее 0.2. Это свидетельствует о значительном преобладании индуктивной намагниченности над остаточной у значительной части изученных пород утицкой свиты и, соответственно, об их невысокой палеомагнитной стабильности.

Всего лишь у 21 образца из 133 изученных $Q_n > 1$ (рис. 8 б), все они относятся к вулканическим породам – это базальты, отобранные на небольшом по протяженности участке разреза утицкой свиты выше

устья ручья Медвежий (рис. 2). Именно эти образцы имеют достаточную магнитную жесткость и потенциальную палеомагнитную стабильность.

Анизотропия начальной магнитной восприимчивости и направления главных осей ее эллипсоида. Коэффициент анизотропии начальной магнитной восприимчивости ($A_k = 1 - k_{\text{int}}/k_{\text{max}}$) у всех изученных образцов имеет размах от 0.56 до 13.52 % со средним, равным 2.12 %, его распределение отчетливо бимодально с растянутым «хвостом» почти до 14 % (рис. 9 а). Первую (мода $A_k \sim 1$ %) группу выполняют образцы как осадочных пород, так и вулканических, вторую (мода $A_k \sim 3.5$ %) – составляют в основном образцы осадочных пород. Корреляции между A_k , с одной стороны, и k , NRM, с другой, не наблюдается.

На диаграмме Д. Флинна [28] фигуративные точки образцов осадков и вулканитов попадают в основном в область плоскостного типа анизотропии (рис. 9 б), но встречаются также образцы с преобладанием линейного типа. Предпочтение изученных пород свиты магнитной текстуре плоскостного типа демонстрирует распределение параметра $E_k = (k_{\text{int}} \times k_{\text{int}}) / (k_{\text{min}} \times k_{\text{max}})$, где отчетливо видна правая асимметрия, т.е. плоскостная. Отметим здесь, что магнитная текстура плоскостного типа является первичной и для осадочных пород, и для вулканитов из потоков. Среднее значение коэффициента E_k равно 1.006 при медианном – 1.003.

На основании этого можно заключить, что основная часть изученных пород утицкой свиты сильных стрессовых деформаций не испытала, за исключением образцов из приконтактных тектонических зон у Киселевского разлома.

Интересно распределение направлений главных осей эллипсоида начальной магнитной восприимчивости осадочных пород утицкой свиты в пространстве. На рис. 10 представлены распределения главных осей эллипсоидов по отдельным образцам осадочных пород в географической (рис. 10 а) и стратиграфической (рис. 10 б) системах координат. И в том, и в другом случаях направления минимальных, средних и максимальных осей достаточно тесно группируются вокруг своих средних значений. Причем после введения поправки за залегание пород (среднее залегание слоев осадочных пород утицкой свиты: азимут падения $333-342^\circ$ и угол падения $\sim 50^\circ$) среднее направление минимальной оси становится практически вертикальным (рис. 10 б; $D = 255^\circ$, $I = 86^\circ$ с параметром концентрации – аналог кучности в статистике Р. Фишера [27], – равным 12.9). Средние направления максимальной и средней осей практически горизонтальны – $D = 62^\circ$, $I = 4^\circ$ с $K = 18.7$ и $D = 152^\circ$, $I = 1^\circ$ с $K = 10.3$ (рис. 10 б).

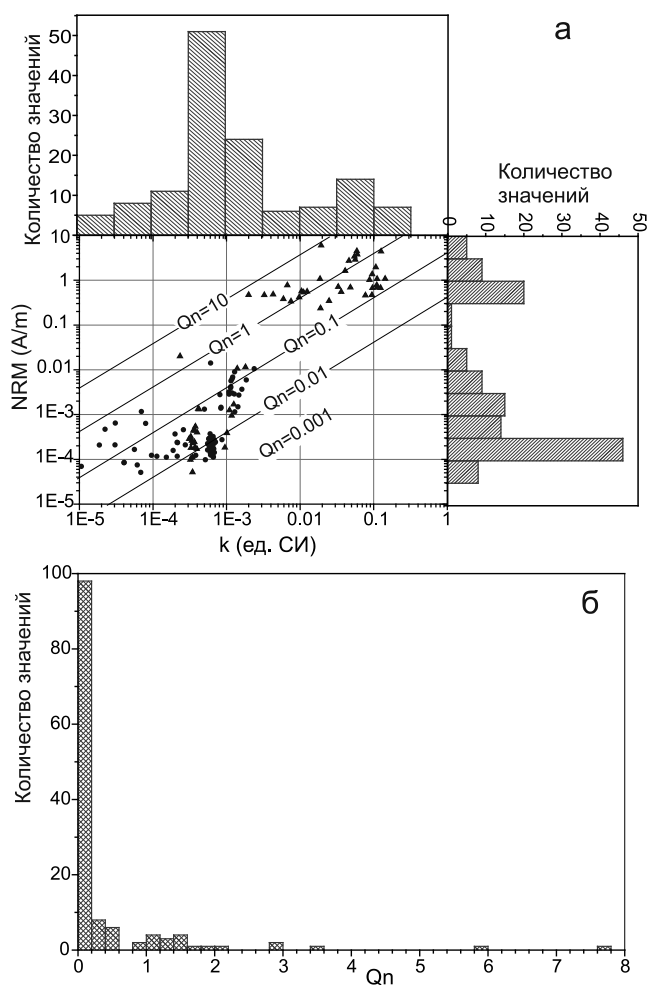


Рис. 8. Характеристика NRM пород утицкой свиты.

а – зависимость NRM– k (точки – осадочные породы, треугольники – вулканыты), б – распределение коэффициента Кенигсбергера (Q_n).

Анализ этих данных позволяет нам сделать два вывода. Во-первых, наблюдаемая магнитная структура в осадках утицкой свиты свойственна первичной магнитной структуре осадочных пород, и, следовательно, вторичных стрессовых деформаций, способных изменить первичную текстуру, они не испытали (за исключением приконтактных к Киселевскому разлому зон). Во-вторых, гидродинамические условия осадконакопления пород утицкой свиты способствовали хорошему группированию направлений максимальных осей эллипсоидов их начальной магнитной восприимчивости. В качестве возможного фактора, способствовавшего группированию направлений максимальных осей эллипсоидов начальной магнитной восприимчивости осадочных пород утицкой свиты, можно рассматривать наличие в бассейне осадконакопления палеотечения, простирающегося,

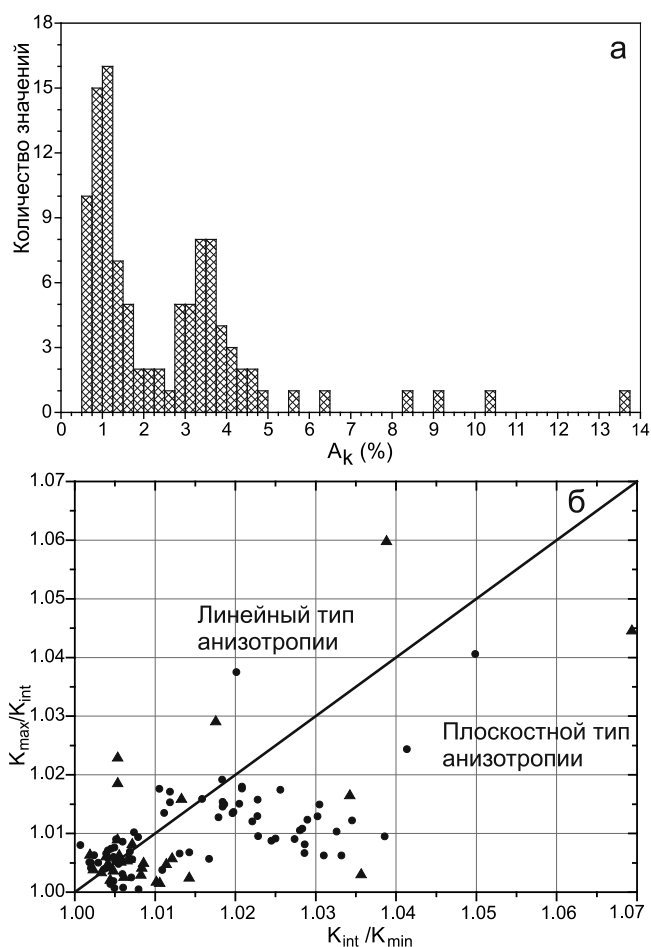


Рис. 9. Характеристика анизотропии начальной магнитной восприимчивости пород утицкой свиты.

а – распределение коэффициента анизотропии начальной магнитной восприимчивости $A_k = 1 - K_{int}/K_{max}$, б – характеристика магнитной текстуры изученных образцов на диаграмме Д. Флинна [28] (точки – осадочные породы, треугольники – вулканыты).

по нашим данным, в ENE-WSW румбах ($50-70-230-250^\circ$; рис. 10 б). Для изученных вулканических пород утицкой свиты преимущественных направлений главных осей их эллипсоидов начальной магнитной восприимчивости не наблюдается.

Палеомагнитная характеристика пород. По результатам ступенчатого терморазмагничивания (Т-чистка) палеомагнитной коллекции вулканогенных и осадочных пород свиты было выявлено, что 85 % всех отобранных образцов (152 образца из 179) не пригодны для компонентного анализа. К сожалению, в эту группу попали все образцы галек из слоя внутриформационных конгломератов, поэтому прямой тест палеомагнитной надежности – тест конгломератов – провести не удалось.

Нестабильное палеомагнитное поведение этих образцов объясняется, как указывалось выше, следу-

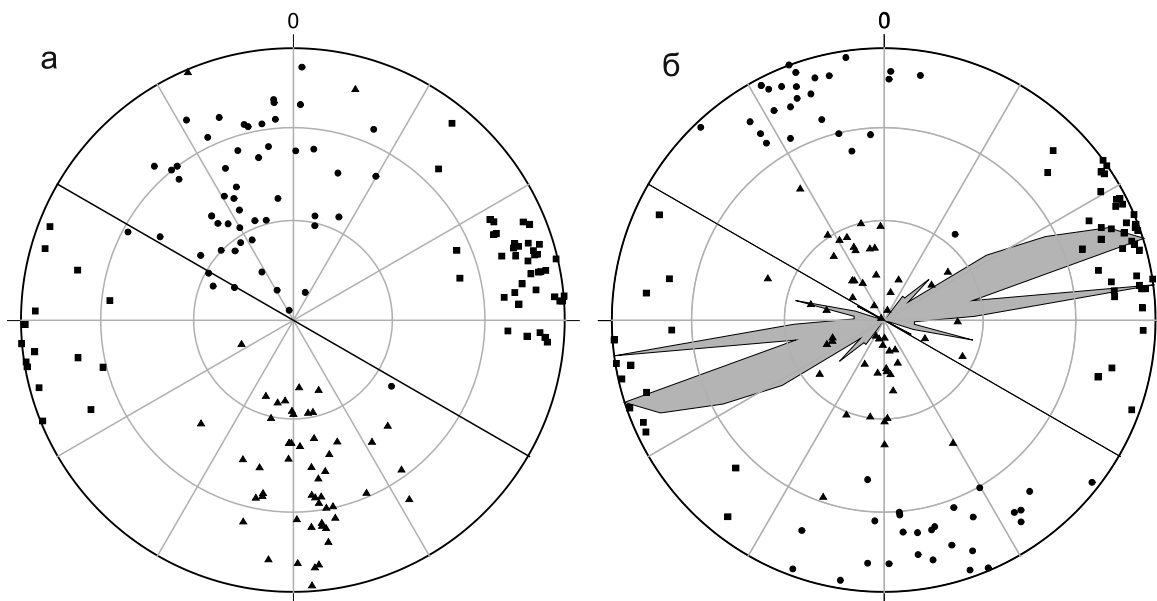


Рис. 10. Распределения направлений главных осей эллипсоидов магнитной восприимчивости изученных образцов осадочных пород утицкой свиты в географической (а) и стратиграфической (б) системах координат.

Треугольник обозначает направление минимальной оси, круг – средней, квадрат – максимальной. Все направления показаны в равноплощадной проекции на нижнюю полусферу.

ющими фактами: 1) появление вторичного магнитного минерала в процессе лабораторного нагрева и низкая концентрация первичного носителя намагниченности; 2) почти у 74 % образцов Q_n менее 0.2 (рис. 8 б), что свидетельствует о значительном преобладании индуктивной намагниченности над остаточной.

Иное поведение в ходе ступенчатой температурной магнитной чистки демонстрируют образцы базальтов, отобранные в 100 м выше по течению от устья ручья Медвежий (рис. 2). В качестве примера на рис. 11 а, б приведены соответствующие диаграммы двух образцов:

1) образец темно-зеленого базальта D10/41-1 (рис. 11 а) отличается практически идеальной диаграммой Зийдервельда, здесь четко выделяется одна компонента с направлением – Dec = 196.4°, Inc = 54.6° (географическая система координат) в диапазоне температур от 200 до 600°C. Выделенная высокотемпературная компонента NRM на диаграмме Зийдервельда соответствует линейному отрезку, «идущему» в начало координат;

2) примерно такое же поведение NRM в ходе температурной чистки наблюдается и для образца базальта D10/41-4 (рис. 11 б). Низкотемпературная компонента NRM разрушается Т-чисткой до 300°C, ее направление в интервале 100–200°C составляет Dec = 335.8°, Inc = 29.1° (возможно, точку 200°C надо принять за «выброс»). Высокотемпературная компонента разрушается Т-чисткой до 600° С и имеет направле-

ние – Dec = 184.3°, Inc = 38.9° (географическая система координат). Выделенная высокотемпературная компонента NRM на диаграмме Зийдервельда соответствует линейному отрезку, «идущему» в начало координат.

После полной обработки палеомагнитной коллекции образцов утицкой свиты, отобранной в 2010 г., оказалось, что для образцов базальтов только одной точки D10/41 можно выделить высокотемпературную компоненту, «идущую» в начало координат диаграммы Зийдервельда, ее же можно принять за характеристическое палеомагнитное направление для утицкой свиты. Поэтому в марте 2013 г. мы повторили палеомагнитный отбор базальтов на левом берегу р. Амур выше по течению от ручья Медвежий. «Зимний» отбор позволил охватить большую площадь обнажения, так как зимний уровень воды в р. Амур примерно на 5 м ниже летне-осеннего, а именно в этот период проводились экспедиционные работы 2010 г.

Большая часть отобранных в 2013 г. образцов (21 из 29) показали аналогичные результаты. В качестве примера на рис. 11 в и 11 г приведены соответствующие диаграммы двух образцов:

1) у образца базальта D13/01-07 (рис. 11 в) первая, низкоэрцитивная, компонента разрушается при воздействии переменным магнитным полем от 0 до 5 мТл с направлением Dec = 110.6°, Inc = -11.9°, вторая, высокоэрцитивная, компонента выделяется с направлением Dec = 150.2°, Inc = 68.5° (геогра-

фическая система координат) при воздействии переменным магнитным полем интенсивностью от 5 до 40 мТл. Выделенная высокотемпературная компонента NRM на диаграмме Зийдервельда соответствует линейному отрезку, «идущему» в начало координат;

2) в ходе чистки переменным полем образца базальта D13/01-18 (рис. 11 г) наблюдается высококоэрцитивная компонента NRM, разрушаемая Н-чисткой при 35–95 мТл, ее направление составляет $Dec = 188.9^\circ$, $Inc = 62.9^\circ$ (географическая система координат). Выделенная высокотемпературная компонента NRM на диаграмме Зийдервельда соответствует линейному отрезку, «идущему» в начало координат.

Анализ распределения выделенных высокотемпературных компонент NRM в изученных образцах базальтов свиты показал, что все они ($n = 27$) располагаются во втором и третьем квадрантах на нижней полусфере (рис. 12) и достаточно тесно группируются вокруг среднего с координатами $Dec = 175.9^\circ$, $Inc = 59.7^\circ$ ($K = 15.5$, $\alpha_{95} = 7.3$).

Для перевода в стратиграфическую систему этого направления мы использовали элементы залегания слоистости в осадочных породах, непосредственно подстилающих изученные базальты (азимут падения $0-5^\circ$, угол падения около 50°), что согласуется с общим структурным планом разреза свиты на левом берегу р. Амур в междуречье Ситога и Медвежий (рис. 2).

После введения поправки за залегание пород утицкой свиты мы получили направление в древней (стратиграфической) системе координат – $Dec = 13.4^\circ$, $Inc = 69.8^\circ$, $\alpha_{95} = 7.3^\circ$ (рис. 12). Это среднее направление высокотемпературной компоненты вулканогенных пород свиты в стратиграфической системе мы приняли за характеристическую остаточную намагниченность, близкую по времени образования возрасту изучаемых пород – сеноман-турон (~95 млн лет).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Полученные нами данные петрохимических исследований свидетельствуют о том, что вулканы утицкой свиты соответствуют известково-щелочным надсубдукционным базальтам вулканических дуг.

По направлению характеристической намагниченности вулканогенных пород изученной свиты установлено, что палеоширота их формирования могла составлять в среднем 53.7° с.ш. (от 43.8° до 65.4° с.ш.). Координаты соответствующего палеомагнитного полюса составляют: $Plat = 81.6^\circ$, $Plong = 208.2^\circ$, $dp = 10.8$, $dm = 12.5^\circ$, $\alpha_{95} = 11.6^\circ$, и находится он в высоких широтах в акватории Северного Ледовитого океана (рис. 13) рядом с участками траектории кажущейся миграции полюса стабильной Евразии [37] и

Сибири [12]. На основании этого мы предполагаем «автохтонное» положение пород утицкой свиты относительно позднемиоценовой окраины Евразийского палеоконтинента, в составе которого она в дальнейшем испытала незначительное смещение к югу с одновременным разворотом по часовой стрелке на $10-15^\circ$. Напомним, что современная широта нахождения пород утицкой свиты составляет 51.4° с.ш.

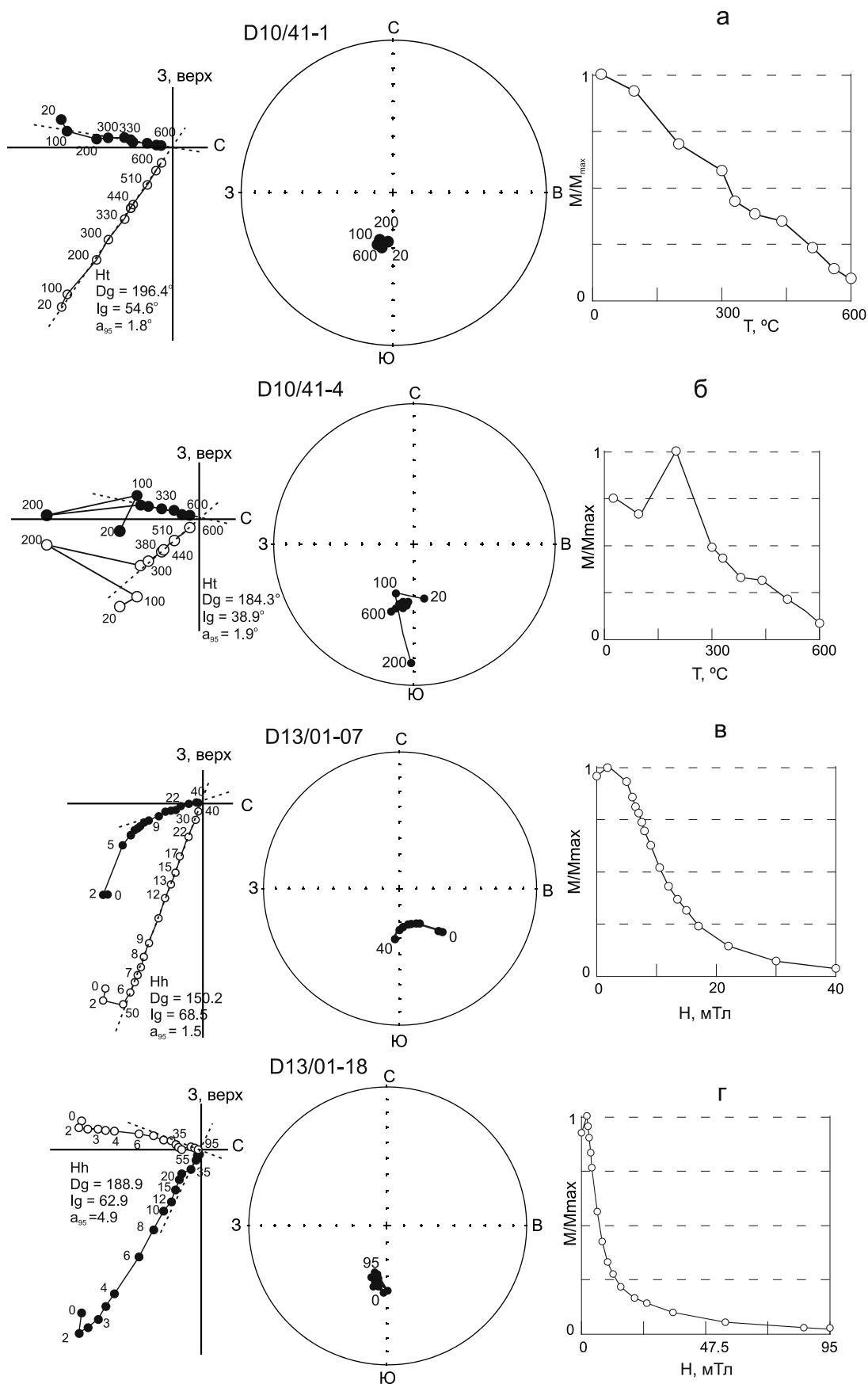
В непосредственном соседстве с изученными сеноман-туронскими вулканогенными и осадочными образованиями утицкой свиты восточнее располагаются юрско-раннемеловые вулканогенно-кремнистые образования Киселевско-Маноминского террейна (киселевская и адаминская свиты, по [7]), но они разделены Киселевским разломом (рис. 1, 2). Для киселевского вулканогенно-кремнистого комплекса нами ранее была определена палеоширота формирования $18 \pm 5^\circ$ с.ш. [4, 5]. Генезис киселевских вулканических образований Киселевско-Маноминского террейна определен как океанический внутриплитный, сходный с таковым базальтов Гавайской горячей точки [1, 4]. Следовательно, на основании как геохимических, так и палеомагнитных данных можно заключить, что образования Киселевско-Маноминского террейна и утицкой свиты Журавлевско-Амурского террейна формировались в различных геодинамических обстановках и на разных широтах. Вулканогенно-кремнистые образования Киселевско-Маноминского террейна в составе океанической плиты были перемещены к конвергентной зоне, аккрецированы и в результате крупноамплитудного левостороннего сдвига были перемещены до современного положения.

Представленные данные, конечно, не разрешают полностью высказанную во введении дилемму, они должны быть дополнены результатами целенаправленного изучения состава, структуры и палеомагнетизма более древних образований Журавлевско-Амурского террейна на Нижнем Амуре.

Вышеизложенные результаты исследований еще больше усилили проблему включения вулканогенных

Рис. 11. Примеры температурной магнитной чистки (а, б) и чистки переменным магнитным полем (в, г) базальтов утицкой свиты (диаграммы Зийдервельда, стереограммы, графики разрушения NRM в ходе чистки).

Залитые знаки на диаграммах Зийдервельда (стереограммах) – проекция на горизонтальную плоскость (нижнюю полусферу), полые – на вертикальную плоскость (верхнюю полусферу). Числа у точек на диаграммах Зийдервельда: 1) температура магнитной чистки в $^\circ\text{C}$ на «а» и «б»; 2) интенсивность переменного магнитного поля в мТл.



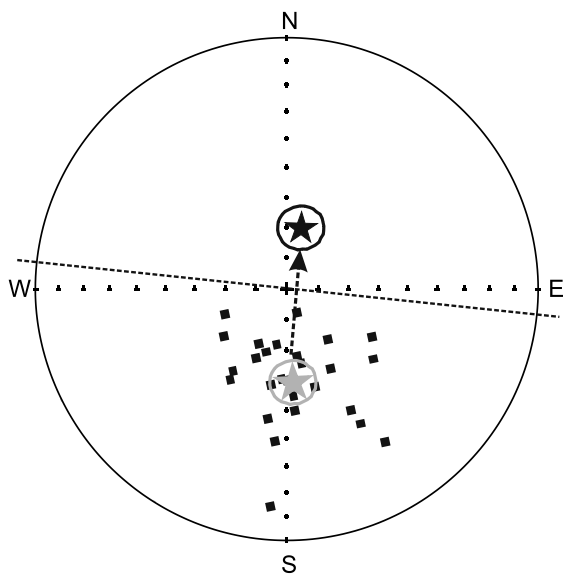


Рис. 12. Распределение направлений характеристической компоненты NRM вулканитов утицкой свиты на стереограмме.

Звездой серого (черного) цвета показано среднее направление с соответствующим овалом доверия в географической (стратиграфической) системе координат.

и осадочных пород утицкой свиты, возможно и части подстилающих пород (хотя бы силасинской свиты) в состав Журавлевско-Амурского террейна. Доказано, что образования свиты формировались в обстановке вулканической дуги, а их вулканиты имели надсубдукционный характер, в то время как турбидиты террейна, составляющие основной объем разреза, образовались в синсдвиговом турбидитовом палеобассейне, не связанном с субдукцией. Вероятно, необходима, постановка дальнейших исследований, нацеленных на определение места вулканогенных и осадочных субдукционных образований утицкой свиты, а также, вероятно, и части подстилающих отложений, в геодинамической истории региона.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенные комплексные исследования вулканогенных и осадочных пород утицкой свиты Журавлевско-Амурского террейна позволяют сделать ряд выводов о месте и условиях ее формирования.

1. Петрохимические исследования вулканитов свиты позволили расшифровать геодинамические условия их происхождения. Установлено, что они фор-

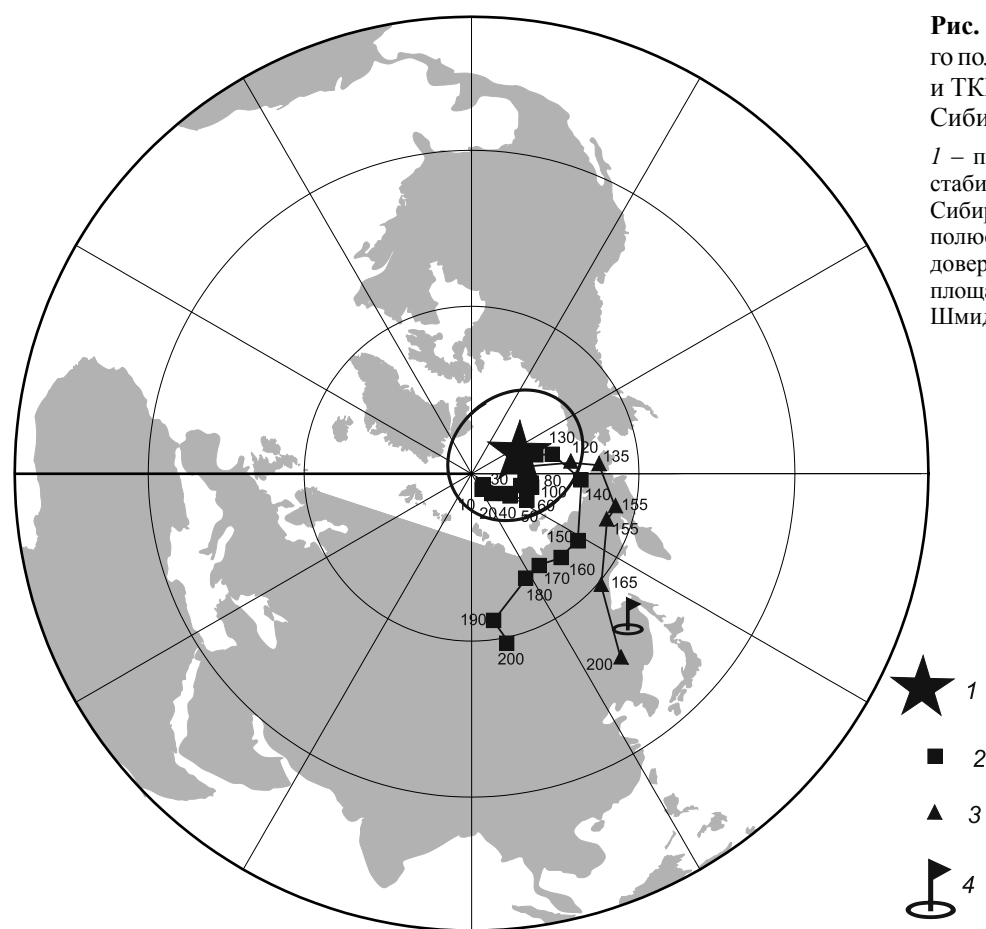


Рис. 13. Положение палеомагнитного полюса вулканитов утицкой свиты и ТКМП стабильной Евразии [37] и Сибири [12].

1 – полюс утицкой свиты, 2 – ТКМП стабильной Евразии, по [37], 3 – ТКМП Сибири, по [12], 4 – место работ. Вокруг полюса утицкой свиты обозначен овал доверия с вероятностью 95 %. Равноплощадная стереографическая проекция Шмидта.

мировались в обстановке вулканической дуги, геохимические источники вулканитов имели надсубдукционный характер. Это в целом согласуется с выводом, сделанным ранее [7, 11] при геохимическом изучении осадочных пород свиты.

2. В результате петро- и палеомагнитных исследований верхнемеловых вулканогенных пород утицкой свиты выделена характеристическая компонента NRM, определены соответствующие ей палеомагнитный полюс ($Plat = 81.6^\circ$, $Plong = 208.2^\circ$, $dp = 10.8$, $dm = 12.5^\circ$) и палеоширота ($53.7 \pm 10.8^\circ$ с.ш.). Сопоставление с мезозойским участком траектории кажущейся миграции полюса стабильной Сибири [12] и Евразии [37] свидетельствует об автохтонном положении утицкой свиты относительно позднемеловой континентальной окраины.

3. Для осадков свиты выявлено хорошее группирование направлений максимальных осей эллипсоидов начальной магнитной восприимчивости, что связывается нами с палеотечением в бассейне осадконакопления, простирающимся в ENE-WSW румбах ($50-70 - 230-250^\circ$).

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарят рецензентов В.В. Голозубова и П.С. Минюка за замечания и предложения, которые существенно улучшили качество представляемого материала и его анализ, Е.Ю. Диденко и О.М. Меньшикову за помощь при подготовке настоящей работы. Работа выполнена в рамках государственного задания ИТиГ ДВО РАН и при частичном финансировании Программы фундаментальных исследований ДВО РАН «Дальний Восток» (проект № 15-1-2-030), Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 15-05-03171а).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Войнова И.П., Зябрев С.В., Приходько В.С. Петрохимические особенности раннемеловых внутриплитных океанических вулканитов Киселевско-Маноминского террейна (северный Сихотэ-Алинь) // Тихоокеан. геология. 1994. Т. 13, № 6. С. 83–96.
2. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России: в 2 кн. / Под ред. А.И. Ханчука. Владивосток: Дальнаука, 2006. 981 с + цв. карта.
3. Голозубов В.В. Тектоника юрских и нижнемеловых комплексов северо-западного обрамления Тихого океана. Владивосток: Дальнаука, 2006. 239 с.
4. Диденко А.Н., Ханчук А.И., Тихомирова А.И., Войнова И.П. Восточный сегмент Киселевско-Маноминского террейна (северный Сихотэ-Алинь): палеомагнетизм и геодинамические следствия // Тихоокеан. геология. 2014. Т. 33, № 1. С. 20–40.
5. Диденко А.Н., Ханчук А.И., Тихомирова А.И. Палеомагнетизм киселевского комплекса Киселевско-Маноминского террейна Сихотэ-Алиня: геодинамические следствия: геодинамические следствия // Докл. РАН. 2014. Т. 454, № 4. С. 442–446.
6. Кайдалов В.А. К вопросу о стратиграфии меловых отложений Нижнего Приамурья / Стратиграфия докембрия и фанерозоя Забайкалья и юга Дальнего Востока: Тез. докл. IV Дальневосточного регионального межведомственного стратиграфического совещания. Хабаровск, 1990. С. 236–239.
7. Кайдалов В.А., Беломестнова Т.Д. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации м-ба 1:200000. (Изд-ние 2-ое). Серия Николаевская. Лист М-54-1. СПб: ВСЕГЕИ (в редакции с 2007 г.).
8. Кемкин И.В. Геодинамическая эволюция Сихотэ-Алиня и Япономорского региона в мезозое. М.: Наука, 2006. 258 с.
9. Кириллова, Г.Л., Анойкин В.И. Структура Амуро-Горинского фрагмента позднемезозойской Восточно-Азиатской аккреционной системы // Докл. РАН. 2011. Т. 436, № 1. С. 64–68.
10. Кудымов А.В. Кайнозойские поля напряжения в зоне Киселевского разлома Нижнего Приамурья // Тихоокеан. геология. 2010. № 6. С. 49–56.
11. Медведева С.А., Кириллова Г.Л. Реконструкция позднемезозойских геодинамических процессов на континентальной окраине по петрохимии песчаников (Нижнеамурское звено Сихотэ-Алинского орогенного пояса) // Тектоника и металлогения Северной Циркум-Пацифики и Восточной Азии: Материалы конф., посвященной памяти Л.М. Парфенова. Хабаровск, 2007. С. 225–228.
12. Метелкин, Д.В. Эволюция структур Центральной Азии и роль сдвиговой тектоники по палеомагнитным данным / Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН. Новосибирск, 2012. 460 с.
13. Натальин Б.А., Борукаев Ч.Б. Мезозойская тектоника юга Дальнего Востока // Вестн. ДВО АН СССР. 1990. № 2. С. 68–78.
14. Натальин Б.А., Борукаев Ч.Б. Мезозойские сутуры на юге Дальнего Востока СССР // Геотектоника. 1991. № 1 С. 84–97.
15. Натальин Б.А. Мезозойская аккреционная и коллизионная тектоника юга Дальнего Востока СССР // Тихоокеан. геология. 1991. № 5. С. 3–23.
16. Натальин Б.А., Фор М. Геодинамика восточной окраины Азии в мезозое // Тихоокеан. геология. 1991. № 6. С. 3–20.
17. Парфенов Л.М., Ноклеберг У. Дж., Ханчук А.И. Принципы составления и главные подразделения геодинамической карты Северной и Центральной Азии, юга российского Дальнего Востока, Кореи и Японии // Тихоокеан. геология. 1998. № 3. С. 3–13.
18. Симаненко В.П., Ханчук А.И. Сенманский вулканизм Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса (геохимические особенности) // Геохимия. 2003. № 8. С. 866–878.
19. Ступина А.И. Палеомагнетизм юрско-меловых пород киселевского блока Киселевско-Маноминского террейна // Вестн. ДВО РАН. 2010. № 6. С. 120–124.
20. Ханчук, А.И. Новые данные о раннемеловых отложениях Нижнего Приамурья / А.И. Ханчук, Н.В. Огнянов, И.М. Попова, А.Н. Филиппов // Докл. АН СССР. 1994. Т. 338, № 5. С. 667–671.
21. Ханчук, А.И. Геология и полезные ископаемые Приморского края / А.И. Ханчук, В.В. Раткин, М.Д. Рязанцева, В.В. Голозубов, Н.Г. Гонохова. Владивосток: Дальнаука, 1995. 82 с.

22. Ханчук А.И., Иванов В.В. Геодинамика Востока России в мезо-кайнозой и золотое оруденение // Геодинамика и металлогения. Владивосток: Дальнаука, 1999. С. 7–30.
23. Ханчук А.И. Палеогеодинамический анализ формирования рудных месторождений Дальнего Востока // Рудные месторождения континентальных окраин. Владивосток: Дальнаука, 2000. С. 5–34.
24. Ханчук А.И., Кемкин И.В. Геодинамическая эволюция японского региона в мезозой // Вестн. ДВО РАН. 2003. № 6. С. 94–108.
25. Cabanis B., Lecolle M. Le diagramme La/10-Y/15-Nb/8: un outil pour la discrimination des series volcaniques et la mise en evidence des processus de melange et/ou de contamination crustale // C. R. Acad. Sci. Ser. II. 1989. V. 309. P. 2023–2029.
26. Cox K.J., Bell J.D. and Pankhurst R.J. The Interpretation of Igneous Rocks. 1979. George Allen and Union. London. 1979. 450 p.
27. Fisher, R.A. Dispersion on a sphere / R.A. Fisher // Proc. R. Soc. London, Ser. A, 217. 1953. P. 295–305.
28. Flinn, D. On the symmetry principle and the deformation ellipsoid / D. Flinn // Geol. Mag. 1965. V. 102, N. 1. P. 36–45.
29. Golozoubov V.V. Markevich V.S., Bugdaeva E. V. Early Cretaceous changes of vegetation and environment in East Asia. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 1999. N 153. P. 139–146.
30. Le Bas M.J., Le Maitre R.W., Streckeisen A. Zanettin B. A Chemical Classification of Volcanic Rocks Based on the Total Alkali Silica Diagram. Journal of Petrology. Oxford. 1986. V. 27. P. 745–750.
31. Meschide M.A. A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram // Chem. Geol. 1986. V. 56. P. 207–218.
32. Pearce J.A., Cann J.R. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses // Earth Planet. Sci. Lett. 1973. V. 19. P. 290–300.
33. Pearce J.A., Norry M.J. Petrogenetic implication of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks // Contrib. Mineral. Petrol. 1979. V. 69. P. 33–47.
34. Pearce J.A. Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins // Hawkesworth C.J., Norry M.J. (eds.) Continental basalts and mantle xenoliths. Shiva, Nantwich, 1983. P. 230–242.
35. Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Magmatism in the oceanic basins (Saunders A.D., Norry M. J. Eds.), Geol. Soc. Spec. Publ. N 42. 1989. P. 313–345.
36. Thompson R. N. British Tertiary volcanic province // Scott. J. Geol., 1982. V. 18. P. 49–107.
37. Torsvik, T.H., Muller, R.D., Van der Voo, R., Steinberger, B., Gaina C. Global plate motion frames: toward a unified model // Reviews of geophysics. 2008. V. 46, N. 3. P. RG3004.
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 Planet. Sci. Lett. 1980. V. 50 (1). P. 11–30.

Рекомендована к печати Г.Л. Кирилловой

A.V. Kudymov, I.P. Voinova, A.I. Tikhomirova, A.N. Didenko

Geology, geochemistry and paleomagnetism of rocks from the Utitsa Formation (Northern Sikhote-Alin)

We present geologic, petrochemical and paleomagnetic data on Cenomanian-Turonian volcanic and sedimentary rocks from the Utitsa Formation obtained as a result of a comprehensive study. Petrochemical studies of vulcanites showed that they formed in a volcanic arc environment and their geochemical sources were of supra-subduction nature. The petromagnetic and paleomagnetic studies of the Utitsa volcanic rocks yielded the paleolatitude of their formation - $53.7^{\circ} \pm 10.8^{\circ}$ N and the coordinates of the paleomagnetic pole - $Plat = 81.6^{\circ}$, $Plong = 208.2^{\circ}$, $dp = 10.8$, $dm = 12.5^{\circ}$. The comparison of the apparent polar wander path for Siberia and Eurasia with the Mesozoic section shows the autochthonous position of the Utitsa Formation relative to the Late Cretaceous continental margin. Data on the magnetic fabric of sediments from the Utitsa Formation are indicative of the ENE-WSW trending bottom paleocurrent in the sedimentary basin ($50-70 - 230-250^{\circ}$).

Key words: petrogeochemistry, paleomagnetism, volcanogenic-sedimentary complex, Utitsa Formation, Cenomanian, Turonian, Zuravlevka-Amur terrane, south of the Russian Far East.