

УДК 551.762.1(470.118)

РАННЕЮРСКИЙ ПЛАТОБАЗАЛЬТОВЫЙ ВУЛКАНИЗМ АРХИПЕЛАГА ЗЕМЛЯ ФРАНЦА-ИОСИФА: ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ И ПАЛИНОСТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ

© 2023 г. Ю. В. Карякин¹, *, Г. Н. Александрова¹, **

¹Геологический институт РАН, Москва, Россия

*e-mail: yukar61@mail.ru

**e-mail: dinoflag@mail.ru

Поступила в редакцию 09.05.2022 г.

После доработки 25.05.2022 г.

Принята к публикации 02.06.2022 г.

Приведено биостратиграфическое обоснование наличия на территории архипелага Земля Франца-Иосифа покрова платобазальтов раннеюрского возраста. Лавы покрова формируют двухъярусный тип разреза, не встречающийся в покровах раннемелового возраста. Нижний ярус разрезов этого типа сложен крупнотолбчатыми колонновидными базальтами (колоннада), а верхний — мелко-толбчатыми хаотично-веерными базальтами (антаблемент). На о. Гукера покров обнажается на плато Седова, на мысе Скала Луначарского и, возможно, на мысе Альбанова. На южном склоне плато Седова базальтовый покров залегает на песках и песчаниках, содержащих палинокомплекс раннего тоара. В обнажении мыса Скала Луначарского подстилающие базальты пески датируются плинсбахом—ранним тоаром. Помимо о. Гукера базальты с текстурой “колоннада/антаблемент” установлены нами еще на трех островах: Скотт-Келти, Мей и Ли-Смита. Самый полный разрез обнаружен на западе о. Ли-Смита, где базальты подстилаются и перекрываются толщами песков. В подстилающих песках на контакте с базальтами проявлена отчетливая зона закалки, в то время как на контакте с перекрывающими песками она отсутствует. В подстилающей базальты толще песков определен палинокомплекс, датируемый ранним тоаром, а палинокомплекс, обнаруженный в перекрывающей их толще песков, свидетельствует о накоплении их в интервале от начала позднего тоара по ранний аален включительно. Палинологическое изучение подстилающих и перекрывающих базальтовый покров осадочных отложений показало, что покров подстилается континентальными и прибрежно-морскими отложениями плинсбаха—верхов нижнего тоара и перекрывается морскими отложениями низов верхнего тоара—нижнего аалена. В соответствии с последней версией Международной хроностратиграфической шкалы возраст покрова может быть оценен примерно в 180 млн лет, что вполне согласуется с данными $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраста 189.1 ± 11.4 млн лет, полученными ранее. Эти данные указывают на формирование покрова в узком стратиграфическом интервале — на границе раннего и позднего тоара.

Ключевые слова: Российская Арктика, юра, тоар, базальтовый вулканизм, колоннада, антаблемент, палинокомплекс

DOI: 10.31857/S0869592X23010039, **EDN:** JNZVGU

ВВЕДЕНИЕ

Изучение возраста и состава вулкаников архипелага Земля Франца-Иосифа (ЗФИ) началось в конце XIX—начале XX века с коллекции образцов экспедиции Ф. Джексона (1894—1896), когда Р. Кетлиц (Koettlitz, 1898) впервые определил позднеюрско-раннемеловой возраст базальтов мыса Флора на острове Нортбрук. А. Холмс (Holmes, 1918), привлекая данные Ю. Тилла (Newton, Teall, 1897) в сводке по островам Арктического региона, изучил базальты островов Нортбрук и Гукера. Он подчеркнул их петрографическое и геохимическое сходство с базальтами Шпицбергена и Ени-

сей-Тунгусского региона и, тем самым, впервые классифицировал базальтоиды ЗФИ как платобазальты. С тех пор почти ничто не изменилось.

Баренцевоморская магматическая провинция (рис. 1), в состав которой входят вулканики архипелагов ЗФИ и Свальбарда, является частью Крупной магматической провинции Высокой Арктики (High Arctic Large Igneous Province, HALIP), которая включает также магматические провинции Северной Гренландии, Канадского Арктического архипелага, хребта Альфа-Менделеева и архипелага Де-Лонга (Ernst, 2014 и ссылки в этой работе). Возраст магматических провинций HALIP по

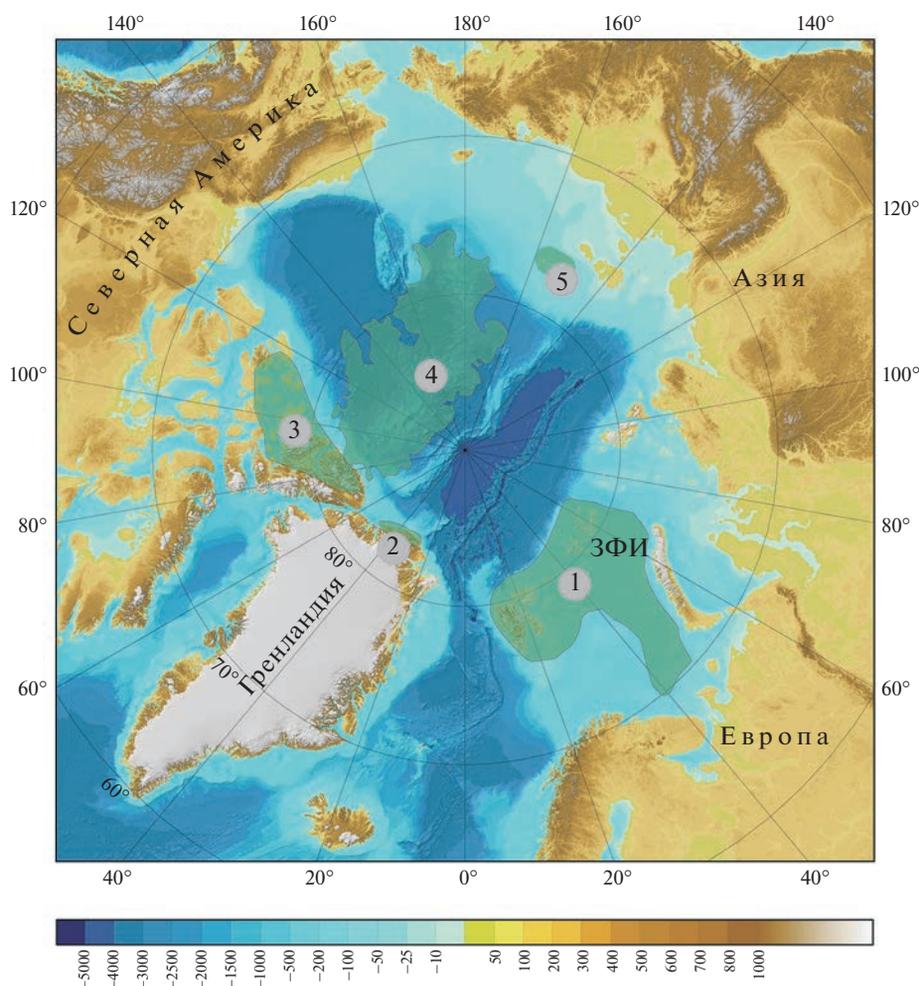


Рис. 1. Магматические провинции HALIP (показаны зеленым цветом) на Международной батиметрической карте Северного Ледовитого океана (ИВСАО, Jakobsson et al., 2012).

1 – Баренцевоморская провинция (Карякин, Шипилов, 2009; Polteau et al., 2016); 2 – провинция Северной Гренландии (Tegner et al., 2011; Thórarinnsson et al., 2015); 3 – провинция Канадского Арктического архипелага (Estrada et al., 2016; Naber et al., 2021); 4 – провинция хребта Альфа-Менделеева (Oakey, Saltus, 2016; Jackson, Chian, 2019); 5 – провинция архипелага Де-Лонга (Федоров и др., 2005). ЗФИ – архипелаг Земля Франца-Иосифа.

геохронологическим данным (К–Ar, Ar–Ar, U–Pb, Rb–Sr, Sm–Nd методы) оценивается длительным интервалом времени – 130–80 млн лет. В рамках этого интервала магматическая деятельность носила дискретный характер (Buchan, Ernst, 2006; Nejbart et al., 2011; Tegner et al., 2011; Senger et al., 2014; Polteau et al., 2016; Naber et al., 2021). Однако отдельные импульсы (эпизоды) магматической активности разных провинций различаются и по времени их начала, и по продолжительности магматических событий. Возрастная корреляция между импульсами отсутствует, хотя считается, что они являются производными одного долгоживущего мантийного плюма (например, Maher, 2001; Minakov et al., 2017).

Почти во всех перечисленных провинциях HALIP (исключая Шпицберген, где развиты только силлы и, в меньшей степени, дайки, а также хре-

бет Альфа-Менделеева) раннемеловой или позднеюрско-раннемеловой возраст вулканитов подтвержден стратиграфическими данными (Smith et al., 1976; Batten et al., 1981; Embry, 1991; Silantsev et al., 2004; Estrada, Henjes-Kunst, 2013; Smelror et al., 2018). Какие-либо данные о присутствии в них более древних вулканитов отсутствуют.

Проведенными полевыми работами и изотопным датированием базальты раннеюрского возраста были установлены на островах Земля Александры и Гукера (рис. 4а), что позволило в мезозойской хронологии магматических событий ЗФИ выделить, помимо позднеюрско-раннемелового, раннеюрский этап магматической активности (Karjakin et al., 2009, 2021).

Выделение раннеюрского этапа, основанное на результатах Ar/Ar датировок базальтов, противоречит как общепринятым представлениям об

исключительно раннемеловом возрасте магматизма ЗФИ, так и самой концепции HALIP. Вывод о его существовании подвергся резкой критике (например, Столбов, Суворова, 2010; Метелкин и др., 2022). В данной работе мы приводим результаты геологических и палиностратиграфических исследований, обосновывающие присутствие раннеюрских платобазальтов на территории архипелага.

ВОЗРАСТ И МОРФОЛОГИЯ ПОКРОВОВ ПЛАТОБАЗАЛЬТОВ ЗФИ

Раннемеловые базальтовые покровы

подавляющее большинство из более чем 190 островов ЗФИ сложены раннемеловыми базальтами, покровы которых занимают самое верхнее гипсометрическое положение, бронируя тем самым разрезы подстилающих осадочных пород. Этими эрозионными останцами обусловлен характерный “рельеф столовых гор” архипелага.

Покровы раннемеловых базальтов, нередко разделенные прослоями терригенных осадочных пород, формируют стратифицированные разрезы, суммарная мощность которых достигает 300–380 м и более (Dibner, 1998). Осадочные породы представлены в основном песками, алевролитами и аргиллитами, содержащими стволы обугленной древесины, а также прослой и линзы бурого угля. Готерив-аптский и апт-альбский интервалы вулканической деятельности, установленные по палеоботаническим и палинологическим данным (Дибнер, 1970), хорошо коррелируются с результатами изотопного датирования базальтов (Пискарев и др., 2009; Karyakin et al., 2021). Получены Ag/Ag датировки, свидетельствующие о присутствии на ЗФИ и базальтоидов позднеюрского возраста (Столбов, 2002; Карякин, Шипилов, 2009; Karyakin et al., 2021), но пока эти данные не имеют убедительного стратиграфического подтверждения.

Базальты раннемеловых покровов, как правило, обладают хорошо выраженной столбчатой отдельностью. Реже встречаются покровы, сложенные базальтами с глыбовой отдельностью, еще реже — массивные. Мощность покровов колеблется в широких пределах от первых до нескольких десятков метров. Типичные раннемеловые вулканогенные и вулканогенно-осадочные разрезы показаны на рис. 2.

Раннеюрские базальтовые покровы

Раннеюрские Ag/Ag датировки вулканитов ЗФИ немногочисленны, что неудивительно, поскольку до сих пор отсутствовали геологические критерии их отличия от раннемеловых, а раннеюрские низкокальциевые толеитовые базальты по химическо-

му составу практически неотличимы от раннемеловых (Karyakin et al., 2021).

Раннеюрский возраст базальтового покрова по уточненным результатам двух Ag/Ag определений (191.4 ± 3.2 и 195.1 ± 6.3 млн лет) установлен на о. Земля Александры (Karyakin et al., 2021). Этот покров обнаружен в основании юрско-раннемелового вулканогенного разреза острова только на северном побережье бухты Северная. На полную мощность покров не обнажен (первые метры над уровнем моря), что не позволяет дать детальную характеристику его внутреннего строения. В кровле он сложен базальтами со столбчатой отдельностью, что отличает его от залегающих выше позднеюрского покрова базальтов с глыбовой отдельностью и раннемелового базальтового покрова с гигантостолбчатой отдельностью (Карякин, Шипилов, 2009).

Раннеюрский возраст (189.1 ± 11.4 млн лет, обр. 38-5 в обн. 38 на рис. 4) был получен и для базальтов покрова плато Седова на о. Гукера (Карякин, Шипилов, 2009; Karyakin et al., 2021). Лавы этого покрова формируют совершенно другой, двухъярусный, тип разреза, не встречающийся в покровах раннемелового возраста. Нижний ярус разрезов этого типа сложен крупностолбчатыми колонновидными базальтами, а верхний — мелко-столбчатыми хаотично-веерными базальтами, часто с шевронным узором.

Для характеристики лавовых покровов такой двухъярусной текстуры были предложены архитектурные термины “колоннада” и “антаблемент” соответственно (Tomkeieff, 1940), прочно укоренившиеся в литературе (Swanson, 1967; Long, Wood, 1986). Нижняя колоннада и антаблемент могут перекрываться верхней колоннадой (Spry, 1962) и вместе с ней неоднократно повторяться в разрезах. Образование антаблемента связывается с термическим сжатием лавы в результате более быстрого охлаждения верхней части базальтового покрова, чем его нижней части, что вызвано затоплением его водой (Saemundsson, 1970; Long, Wood, 1986; Degraff, Aydin, 1987; Lyle, 2000; Forbes et al., 2014). Часто, но не всегда, в основании колоннады залегают пиллоу-лавы, палагонитовые туфы и гиалокластиты. Принципиальная (без верхней колоннады) схема строения базальтовых покровов с текстурой “колоннада/антаблемент” показана на рис. 3.

На юге ЗФИ в результате проведенных полевых работ базальты с текстурой “колоннада/антаблемент” установлены нами на островах Гукера, Скотт-Келти, Мей и Ли-Смита (рис. 4).

Остров Гукера

На территории о. Гукера (рис. 4) базальтовый покров с текстурой “колоннада/антаблемент” и возрастом 189.1 ± 11.4 млн лет обнажен в несколь-

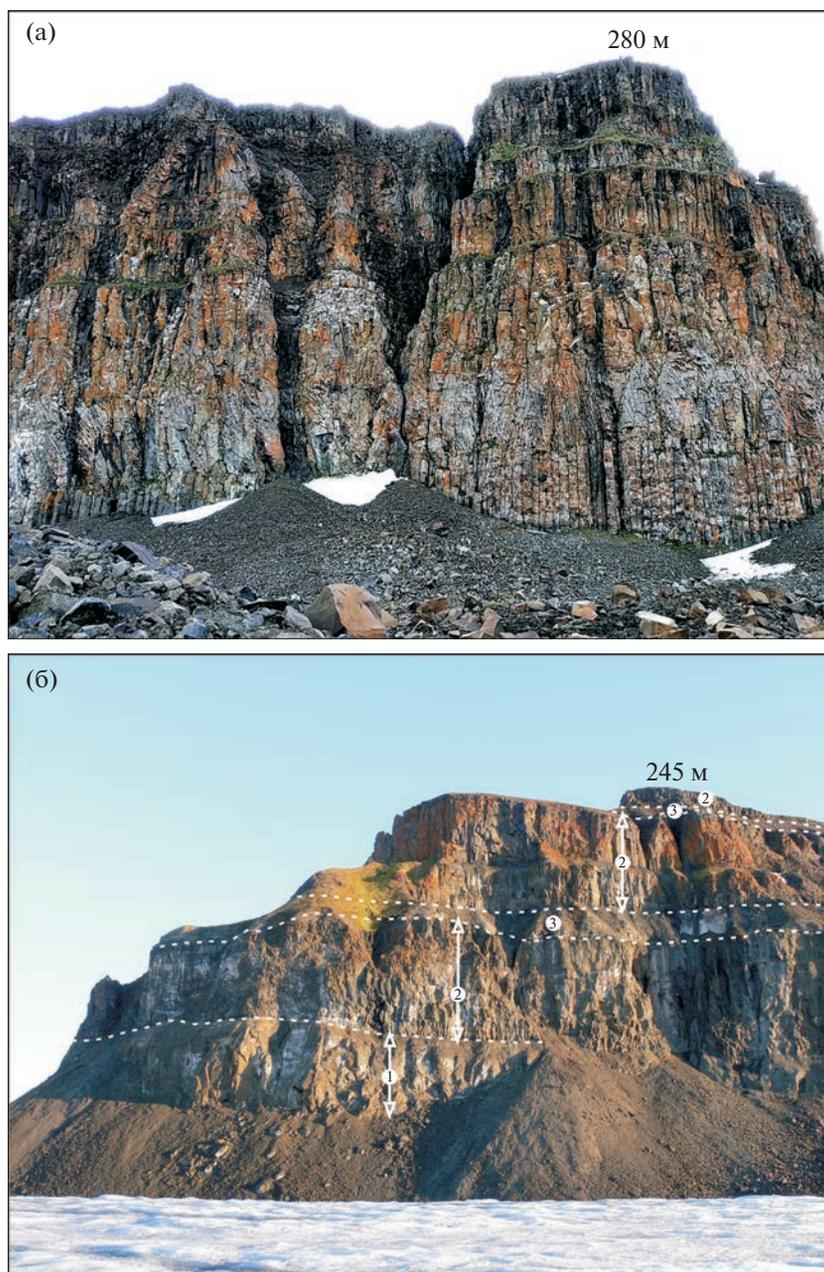


Рис. 2. Строение типичных разрезов раннемеловых базальтов.

(а) – вулканогенный разрез (мыс Орловский, остров Земля Георга); (б) – вулканогенно-осадочный разрез (Скала Солнечная, остров Гукера): 1 – туфы, туфобрекчии и туффиты; 2 – покровы базальтов; 3 – песчаники, алевролиты и аргиллиты. “280 м” и “245 м” – высоты над уровнем моря. Фото Ю.В. Карякина.

ких местах. Это плато Седова (обн. 38, 239 и 368), Скала Луначарского (обн. 402) и, возможно, мыс Альбанова (обн. 400).

На *плато Седова* покров занимает сейчас площадь около 20 км². Наиболее мощные (60 м и более) и представительные его разрезы (рис. 5) расположены на мысах Альберта Маркама (обн. 239 на рис. 4) и Льюис-Пул (обн. 368 на рис. 4).

За исключением мысов Альберта Маркама и Льюис-Пул верхняя, антаблементная, часть по-

крова на плато почти полностью эродирована, видимо, в результате абразивной деятельности ледников в четвертичное время (Dibner, 1998). По этой же причине на плато отсутствуют и раннемеловые базальты. Глыбы последних разного фациального облика, разных размеров и форм в большом количестве встречаются среди осей на южном и восточном склонах плато от ледника Седова до мыса Альберта Маркама.

Наибольшее количество глыб раннемеловых базальтов, обнажающихся на разных гипсометри-

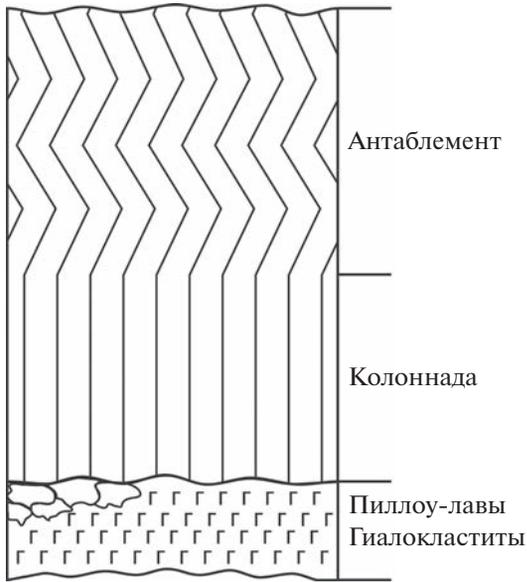


Рис. 3. Принципиальная схема строения базальтового покрова с текстурой “колоннада/антаблемент”. Схема составлена по данным (Spry, 1962; Swanson, 1967; Long, Wood, 1986).

ческих уровнях, расположено на южном склоне плато Седова (рис. 6в, 6д, 6е). Раннемеловой их возраст, предполагавшийся В.Д. Дибнером по аналогии с одновозрастными базальтами мыса Медвежий и горы Чурляниса (Dibner, 1998), недавно был подтвержден изотопной датировкой 145.8 ± 5.3 млн лет (Ar–Ar метод); Метелкин и др., 2022) базальтов одной из таких глыб (рис. 6а, 6б).

Раннеюрский базальтовый покров на южном склоне плато Седова (рис. 6а, 6б) подстилается толщей кристаллокластических туфов и гиалокластитов видимой мощностью не более 10 м. В обн. 344 (рис. 6а, 6б) туфы и гиалокластиты по простиранию замещаются толщей пиллоу-лав, на контакте с которыми вышележащие колонновидные базальты имеют хорошо выраженную эндоконтактную зону закалки (рис. 7). В 1.5 км к северу от этого обнажения, в Долине Молчания, видимая мощность толщи туфов и гиалокластитов резко увеличивается до 35–40 м.

Этот вулканогенный разрез залегает на мелко- и среднезернистых песках раннеюрской тегетгофской свиты, выделенной в качестве самостоятельного стратиграфического подразделения на

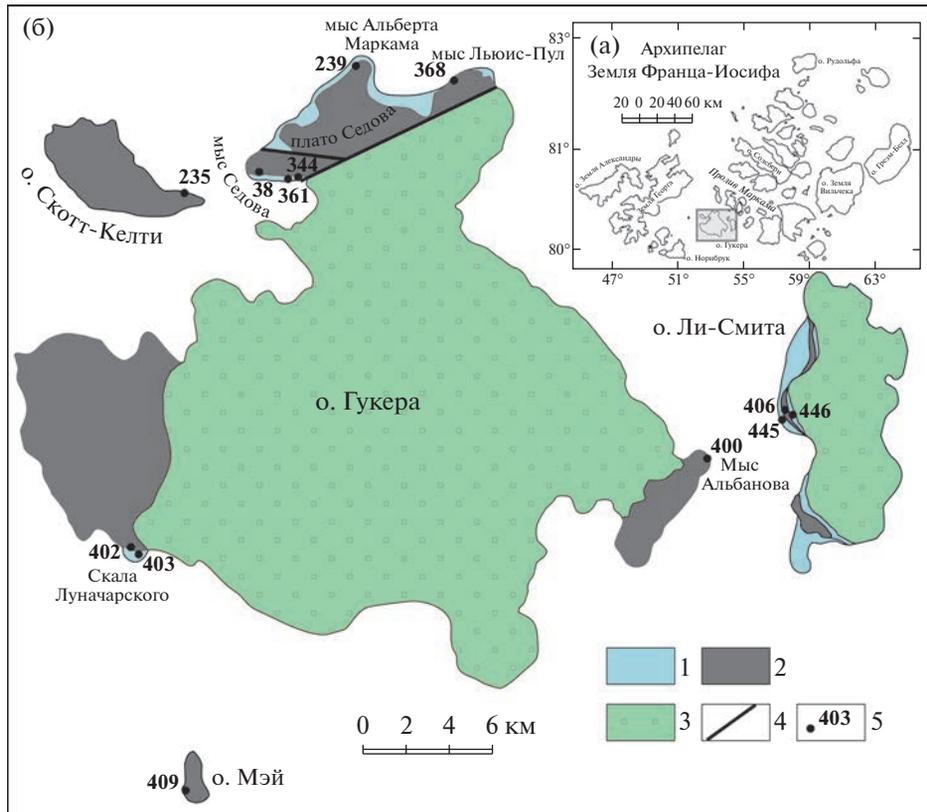


Рис. 4. (а) Контурная карта ЗФИ с позицией района исследований; (б) схематическая геологическая карта островов Гукера, Скотт-Келти, Мэй и Ли-Смита. Условные обозначения: 1 – раннеюрские пески и песчаники; 2 – раннеюрские базальты с текстурой “колоннада/антаблемент”; 3 – осадочно-вулканогенные породы средней юры и раннего мела нерасчлененные; 4 – разломы; 5 – номера обнажений, упоминаемые в тексте.

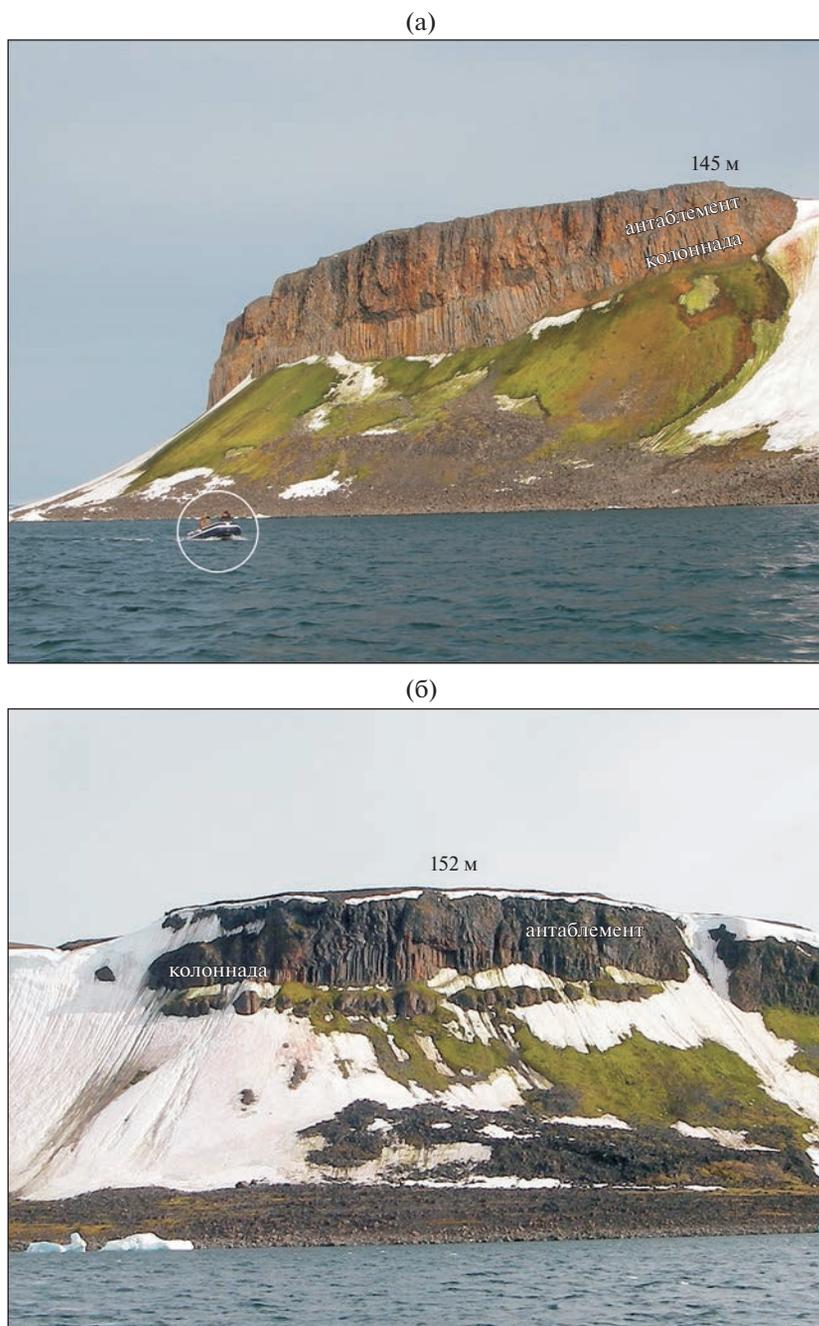


Рис. 5. Строение раннеюрского базальтового покрова на плато Седова, о. Гукера.
 (а) – мыс Альберта Маркама (обн. 239 на рис. 4); (б) – мыс Льюис-Пул (обн. 368 на рис. 4). “145 м” и “152 м” – высоты над уровнем моря. На фото (а) лодка с людьми для масштаба. Фото Ю.В. Карякина.

ЗФИ В.Д. Дибнером (Дибнер, Седова, 1959; Дибнер, 1970). На всем протяжении толща песков и ее контакты с базальтами практически полностью скрыты склоновыми осыпями. Редкие изолированные обнажения располагаются в промоинах и бортах неглубоких оврагов.

В одном из таких обнажений на склоне плато (обн. 361 на рис. 6 и 13) в песках выявлен палинокомплекс, в котором преобладают (90% от суммы

всех палиноморф) диноцисты (табл. I). Они представлены частыми (54% от суммы диноцист) *Phallocysta eumekes*, *Susadinium scrofoides*, *Moesiodinium raileanui*, при меньшем участии *Parvocysta* sp., *P. bullula*, *P. nasuta*, *Scriniocassis prisca*, *S. weberi*, *Nannoceratopsis gracilis*, *N. tricerias*, *N. spiculata*, *N. deflandrei*, *N. symmetrica*, *Mancodinium semitabulatum*, *Mikrocysta erugata*, *Valvaeodinium* spp., *Dissiliodinium* sp., *Escharisphaeridia* sp.

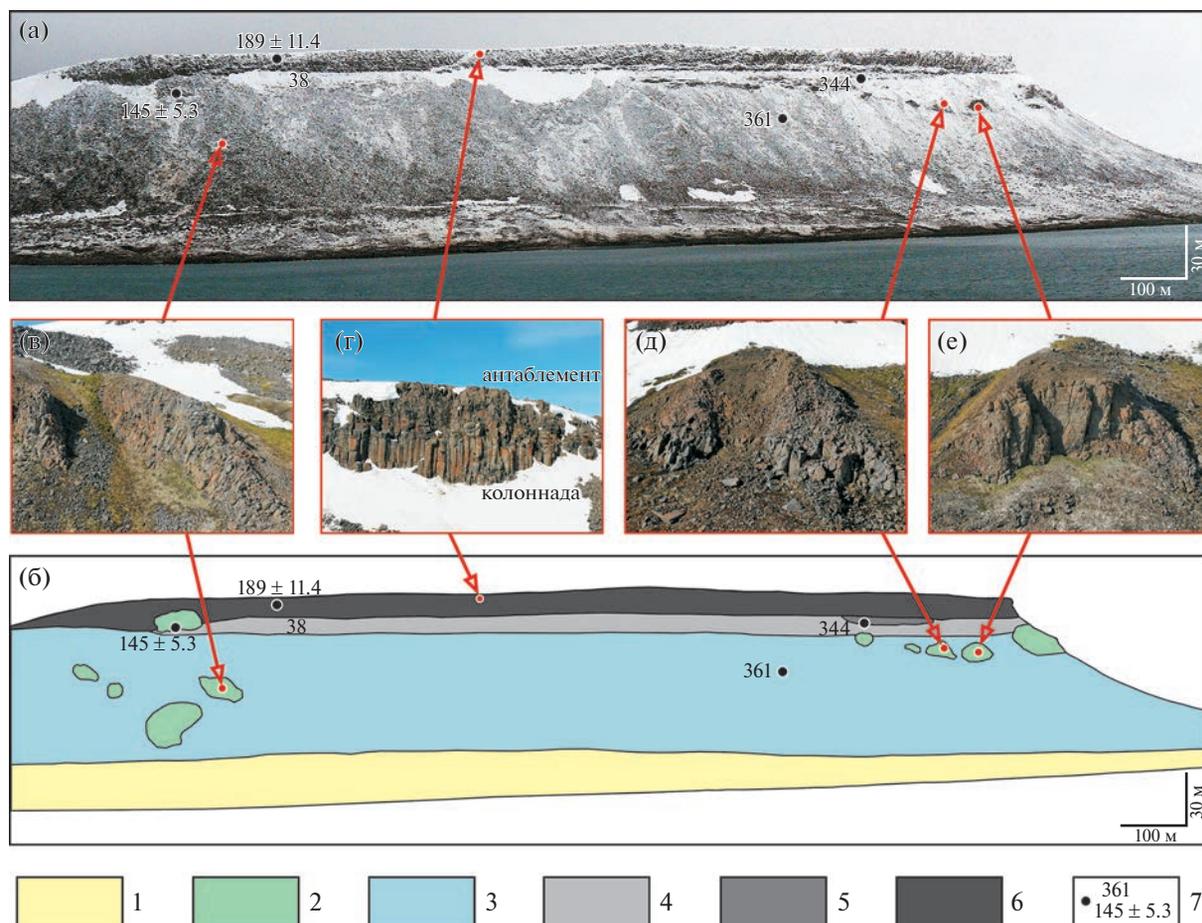


Рис. 6. Южный склон плато Седова, о. Гукера.

(а) – панорама склона; (б) – схема строения: 1 – четвертичные морские террасы; 2 – глыбы раннемеловых базальтоидов; 3 – раннеюрские пески и песчаники; 4 – туфы и гиаокластиты; 5 – пиллоу-лавы; 6 – раннеюрский базальтовый покров; 7 – номера обнажений и возраст базальтов (в млн лет), упомянутые в тексте; (в), (д), (е) – глыбы раннемеловых базальтов на склоне плато; (г) – детали строения раннеюрского базальтового покрова. Фото Ю.В. Карякина.

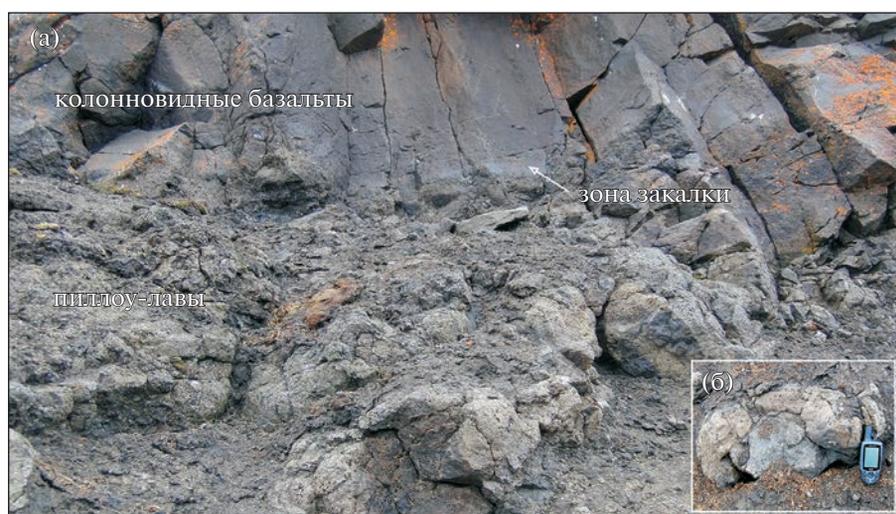


Рис. 7. Фрагмент обнажения 344 (положение см. на рис. 6).

(а) – контакт колонновидных базальтов с пиллоу-лавами; (б) – одна из подушек. Фото Ю.В. Карякина.

Акритархи и прازیнофиты малочисленны (2%) и представлены *Fromea tornatilis*, *Baltisphaeridium* sp., *Micrhystridium* sp., *Leiofusa jurassica*, *Halosphaeropsis liassicus*, *Crassosphaera hexagonalis*, *Botryococcus* sp. Среди спор и пыльцы растений (8%) доминирует пыльца голосеменных. Господствует *Alisporites* spp. В меньшем количестве отмечаются *Piceapollenites variabiliformis*, *Podocarpidites* sp., *Vitreisporites pallidus*, *Cycadopites* sp., *Gingcocycadophytus* sp., *Cerebropollenites mesozoicus*. Споры *Stereisporites bujargiensis*, *Baculatisporites comaumensis*, *Obtusisporis junctus*, *Matonisporites* sp., *Cyathidites minor*, *Contignisporites problematicus*, *Campotriletes cerebriiformis* встречены в виде единичных экземпляров.

В наиболее близко расположенных разрезах аналогичный комплекс диноцист установлен из фосфоритовых галек, переотложенных из верхней части формации Вильгельмойя в пачке Брентскардхауген на Шпицбергене (Bjærke, 1980), а также в формации Конгсойя Земли Короля Карла (Smelror, 1988; Smelror et al., 2018). Комплекс диноцист формации Конгсойя отнесен к зоне DSJ10 шкалы для Суббореальной провинции Северо-Западной Европы (Poulsen, Riding, 2003). Эта зона охватывает интервал аммонитовых зон *Dumontieria levesquei*–*Leioceras oralinum* верхов верхнего тоара–нижнего аалена.

Высокое содержание *P. eumekes* и *S. scrofoides*, установленное в обн. 361, в разрезах Северного моря и Северо-Западной Европы характерно для верхнего тоара; все остальные таксоны имеют относительно широкое стратиграфическое распространение в интервале нижний тоар–нижний аален (Riding, 1984; Riding, Thomas, 1992; Partington et al., 1993; Hardenbol et al., 1998; Charnock et al., 2001; Poulsen, Riding, 2003; Herngreen et al., 2003; Suan et al., 2011).

По данным В.И. Ильиной (Ильина и др., 1994), максимум *Phallocysta eumekes* в Сибири приурочен к подзоне IV зоны *Phallocysta eumekes*–*Dodekovia scrofoides*–*Valvaeoinium aquilonium*, отнесенной к низам верхнего тоара. В разрезах севера Восточной Сибири комплекс диноцист, аналогичный установленному в обн. 361, приурочен к слоям с *Phallocysta eumekes*, охватывающим зоны *Zugodactylites braunianus*–*Pseudolioceras compactile* верхов нижнего тоара–нижней части верхнего тоара Бореального аммонитового стандарта (Го-

рячева, 2017). В нем также присутствует *Fromea tornatilis*.

Последние данные показывают, что в Арктике (север Сибири) и в северной части Северного моря комплексы с многочисленными *Parvocysta* и *Phallocysta*, а также гониалаукоидные цисты, относимые к родам *Batiacasphaera* и *Dissiliodinium*, впервые появляются на уровне аммонитовой зоны *Nauroceras falciferum* нижнего тоара, т.е. намного раньше, чем в Европе, где эти ключевые виды динофлагеллат появляются на уровне аммонитовой зоны *Hildoceras bifrons* (Van de Schootbrugge et al., 2020). Также более раннее появление в Арктике зафиксировано для присутствующей в обн. 361 *Fromea tornatilis*, которая ранее была известна лишь из аален-байосских толщ Северо-Западной Европы.

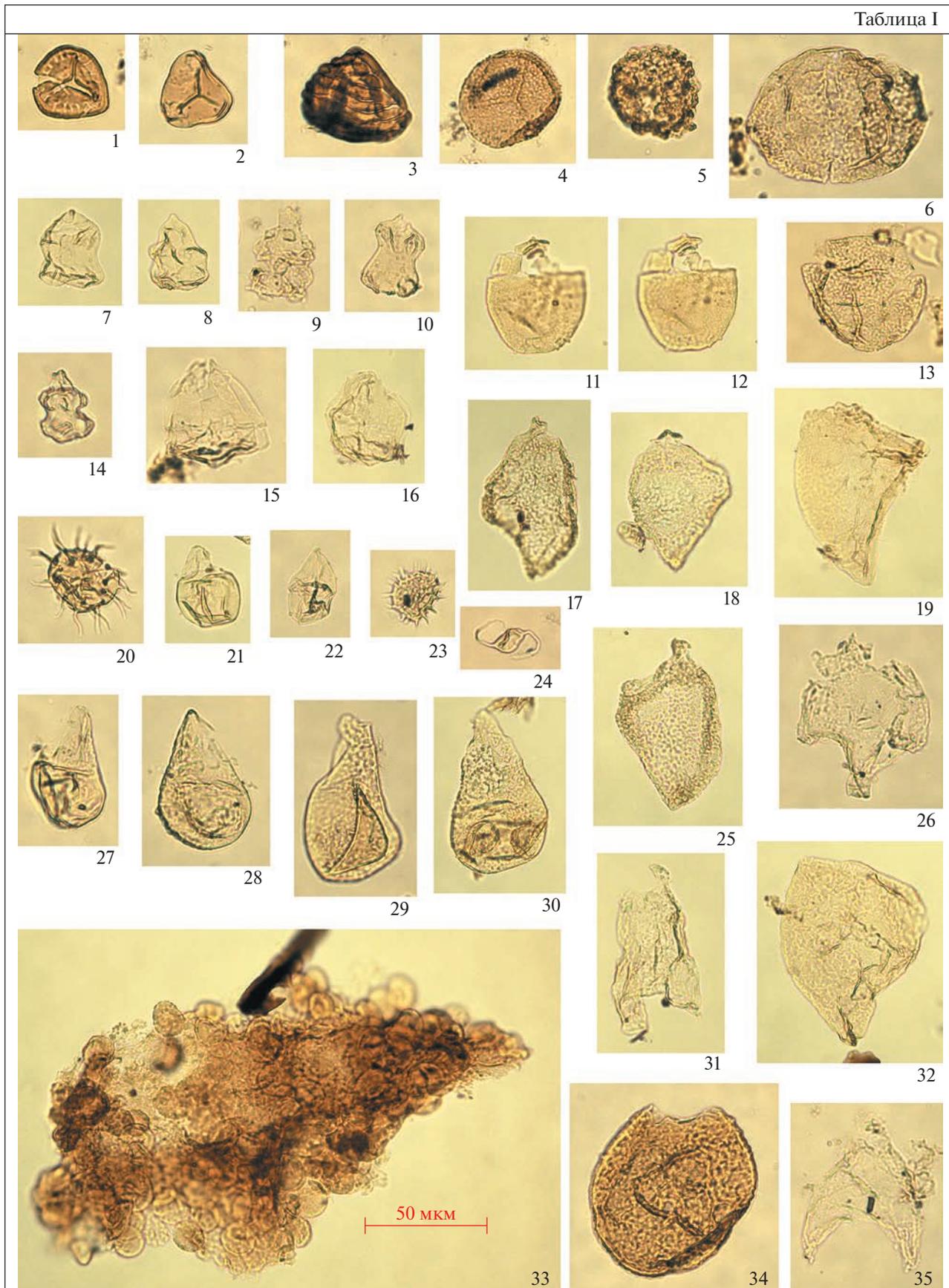
Выделенный палинокомплекс потенциально дает основание датировать пески, подстилающие на плато Седова раннеюрский базальтовый покров, первой половиной позднего тоара. Однако, учитывая данные по более раннему появлению в Арктическом регионе комплекса с обильными *Parvocysta* и *Phallocysta* (Van de Schootbrugge et al., 2020), мы считаем более обоснованным датирование этих песков ранним тоаром.

Базальтовый покров в районе *Скалы Луначарского* (обн. 402 на рис. 4) видимой мощностью 35–40 м представлен в основном колонновидными базальтами (рис. 8а). Антаблементная часть покрова занимает менее четверти его мощности. В отличие от базальтового покрова плато Седова, антаблемент сформирован системами трещин, образующих не веерные или шевронные, а кубовидные сочленения мелкостволчатых базальтов. Такой тип строения антаблемента описан в лавовых полях некоторых районов юго-запада Исландии (Forbes et al., 2014). Предполагается, что кубовидная отдельность в антаблементе появляется вследствие проникновения в излившуюся лаву значительно большего количества хладагента (воды), чем в антаблемент с мелкостволчатой отдельностью.

Базальты Скалы Луначарского с небольшим перерывом в обнаженности (местами не более 2–2.5 м) залегают на толще горизонтально-слоистых серых разнозернистых песков, которая непрерывно протягивается на расстояние около 1.5 км по направлению на восток к леднику Кирова. Пески

Таблица 1. Палиноморфы из обн. 361 (плато Седова, о. Гукера). Все изображения в одном увеличении.
 1 – *Stereisporites bujargiensis* (Bolkhovitina, 1956) Schulz, 1966; 2 – *Obtusisporis junctus* (Kara-Murza, 1956) Pocock, 1970; 3 – *Contignisporites problematicus* (Couper, 1958) Döring, 1965; 4 – *Baculatisporites comaumensis* (Cookson, 1953) Potonie, 1956; 5 – *Cerebropollenites mesozoicus* (Couper, 1958) Nilsson, 1958; 6 – *Alisporites* sp.; 7, 8 – *Parvocysta bullula* Bjaerke, 1980; 9, 14 – *Susadinium scrofoides* Dörhöfer et Davies, 1980; 10 – *Parvocysta* sp.; 11, 12 – *Mancodinium semitabulatum* Morgenroth, 1970; 13 – *Escharisphaeridia* sp.; 15, 16 – *Moesiodinium raileanui* Antonescu, 1974; 17, 18, 25 – *Nannoceratopsis gracilis* Alberti, 1961; 19, 31, 32 – *Nannoceratopsis* sp.; 20, 23 – *Mycrhystridium* spp.; 21, 27, 28, 29, 30 – *Phallocysta eumekes* Dörhöfer et Davies, 1980; 22 – *Parvocysta* sp.; 24 – *Leiofusa jurassica* Cookson et Eisenack, 1958; 26 – *Nannoceratopsis tricerat* Drugg, 1978; 33 – *Halosphaeropsis liassica* Mädler, 1968; 34 – *Fromea tornatilis* (Drugg, 1978) Lentin et Williams, 1981; 35 – *Nannoceratopsis spiculata* Stover, 1966.

Таблица I



содержат прослои гравелитов и глинистых алевритов (обн. 403 на рис. 4, рис. 86). Гравелиты преимущественно сложены хорошо окатанной кварцевой галькой. Количество прослоев глинистых алевритов увеличивается к кровле толщи и может составлять половину ее объема. Видимая мощность толщи 12–15 м.

В палинокомплексе песков обн. 403 (табл. II) преобладает пыльца голосеменных растений. Среди нее доминирует двумешковая пыльца (~85% от суммы всех палиноморф). Она представлена многочисленными разрушенными, трудно определенными экземплярами (*Disaccites*), в меньшем количестве – *Dipterella oblatinoides*, *Chasmatosporites apertus*, *Alisporites pergrandis*, *Alisporites* spp., *Pinuspollenites* spp. (в том числе *P. minimus*), *Quadraeculina limbata*, *Q. anellaeformis*, *Podocarpidites* spp. Однобороздная пыльца (~5%) представлена *Cycadopytes* sp., *C. percarinatus*, *Cerebropollenites thiergartii*, *C. mesozoicus*, *Ginkgocycadophytus* spp., *Sciadopityspollenites multiverrucosus*. Встречены единичные экземпляры *Perinopollenites elatoides*, *Exesipollenites* sp., *Classopollis* sp., *Araucariacidites* sp., *Vitreisporites pallidus*, *Eucommiidites troedssonii*.

Споровая часть палинокомплекса неразнообразна и малочисленна. Встречены *Stereisporites* sp., *S. psilatus*, *S. congregatus*, *Vacuclatisporites comaumensis*, *Osmundacidites wellmanii*, cf. *Antulsporites varigranulatus*, *Contignisporites* sp., *Lycopodiumsporites* sp., *Leiotriletes* spp., *Tripartina variabilis*, *Campotriletes cerebriformis*, *Matonisporites* sp., *Dictyophyllidites* sp., *Densoisporites scanicus*, *Neoraistrickia taylorii*, *Kraeuselisporites reissingeri*, *Polycingulatisporites* sp.

В пробах обн. 403 также определены переотложенные триасовые пыльца и споры (*Aratrisporites* sp., *Lunatisporites* spp., *Riccisporites* sp. и др.).

Микрофитопланктон (~3%) представлен акридархами *Micrhystridium* sp., *Veryhachium* sp. и диноцистами *Mancodinium semitabulatum* Morgenroth, *Valvaeodinium* sp., *Valvaeodinium perpunctatum*; зеленые водоросли – мелкими тонкостенными округлыми формами и *Wotruosoccus*; празиофиты – единичными экземплярами *Leiosphaeridia* sp., *Cymatiosphaera* sp.

Спорово-пыльцевые комплексы, близкие по составу к рассмотренному, выявлены в плинсбахских отложениях северных районов Сибири (Ильина, 1985), Восточной Гренландии (Koppelhus, Dam, 2003), в верхней части формации Свенской Земли Короля Карла, где они датируются геттангомранним плинсбахом (Smelgor et al., 2018). Бедный таксономический состав встреченных в пробах диноцист не позволяет точно сопоставлять установленный в обн. 403 комплекс диноцист с зональными шкалами. С долей условности он коррелируется с интервалом зон DSJ6–DSJ8 шкалы для суббореальных районов Северо-Западной Европы (Poulsen, Riding, 2003), охватывающих хроностратиграфический интервал плинсбах–нижний тоар (аммонитовые зоны *Margaritatus*, *Spinatum* и *Falciferum*, *Vifrons* (часть)). Нижняя возрастная граница достаточно надежно обосновывается присутствием *M. semitabulatum*, первое появление которого в Бореальной области не установлено ранее плинсбаха (Davies, 1983, 1985; Feist-Burkhardt, 1994), а в подавляющем числе публикаций – ранее верхнего плинсбаха (Woollam, Riding, 1983; Riding, Thomas, 1992; Fauconnier, 1997; Hardenbol et al., 1998; Poulsen, Riding, 2003).

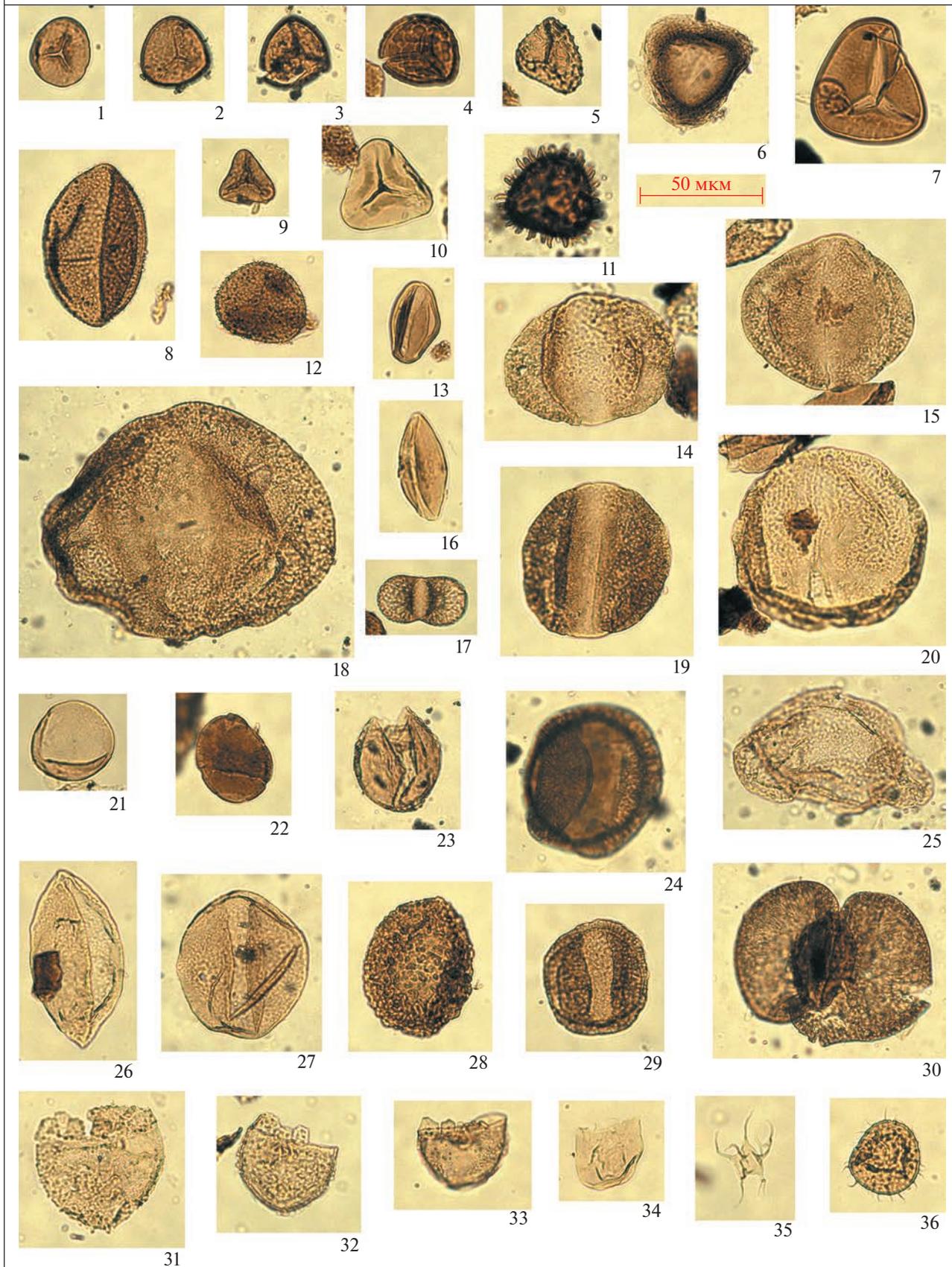
Таким образом, совокупность данных по спорам, пыльце и диноцистам свидетельствует о плинсбахском времени формирования песков обн. 403.

Раннеюрский возраст базальтов *мыса Альбанова* (обн. 400 на рис. 4) принимается нами условно. Здесь покров представлен только колонновидными базальтами при полном отсутствии антаблемента. Подстилающие и перекрывающие его осадочные породы не обнажены. Тем не менее мы считаем его раннеюрским на основе косвенных данных. Главным аргументом такого заключения является то, что покров перекрыт выносным ледником, донная морена которого сложена исключительно глинами среднеюрской фиумской свиты, обладающими обломочной структурой (рис. 9). Кроме глин, в морене присутствуют характерные для разреза свиты многочисленные конкреции криптокристаллических известняков. Если это раннемеловые базальты, то представляется невероятным, что ледник каким-то образом извлек среднеюрские глины из-под базальтового покрова и

Таблица II. Палиноморфы из обн. 403 (скала Луначарского, о. Гукера). Все изображения в одном увеличении.

1 – *Stereisporites psilatus* (Ross, 1943) Pflug in Thomson et Pflug, 1953; 2 – *Stereisporites* sp.; 3 – cf. *Antulsporites varigranulatus* (Levet-Carette, 1964) Reiser et Williams, 1969; 4 – *Stereisporites congregatus* (Bolchovitina, 1956) Schulz, 1970; 5 – *Lycopodiumsporites* sp.; 6 – *Densoisporites scanicus* Tralau, 1968; 7 – *Leiotriletes* sp.; 8 – *Osmundacidites wellmanii* Couper, 1953; 9 – *Tripartina variabilis* Maljavkina, 1949; 10 – *Dictyophyllidites* sp.; 11 – *Neoraistrickia* cf. *taylorii* Playford et Dettmann, 1965; 12 – *Vacuclatisporites comaumensis* (Cookson, 1953) Potonie, 1956; 13 – *Eucommiidites troedssonii* Erdtman, 1948; 14 – *Alisporites* sp.; 15, 20 – *Dipterella oblatinoides* Maljavkina, 1949; 16 – *Cycadopytes* sp.; 17 – *Vitreisporites pallidus* (Reissinger, 1939) Nilsson, 1958; 18 – *Alisporites pergrandis* (Bolchovitina, 1956) Iljina, 1985; 19 – *Alisporites bisaccus* Rouse, 1959; 21 – *Pilasporites marcidus* Balme, 1957; 22 – *Classopollis* sp.; 23 – *Perinopollenites elatoides* Couper, 1958; 24, 29 – *Quadraeculina limbata* Maljavkina, 1949; 25 – *Pinuspollenites* sp.; 26 – *Cycadopytes percarinatus* (Bolchovitina, 1956) Iljina, 1985; 27 – *Chasmatosporites apertus* (Rogalska, 1954) Nilsson, 1958; 28 – *Sciadopityspollenites multiverrucosus* (Sachanova et Iljina, 1968) Iljina, 1985; 30 – *Podocarpidites* sp.; 31, 32, 33 – *Mancodinium semitabulatum* Morgenroth, 1970; 34 – *Valvaeodinium* sp.; 35 – *Veryhachium* sp.; 36 – *Micrhystridium* sp.

Таблица II



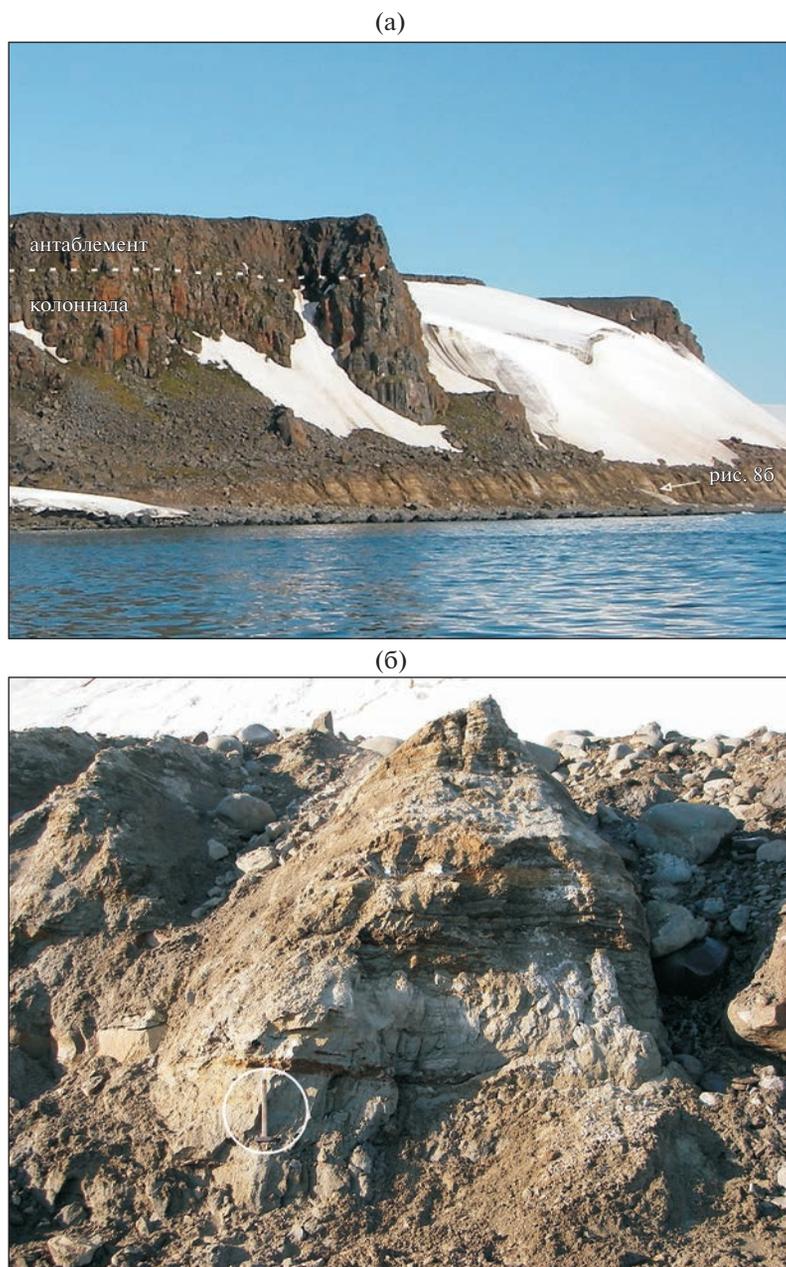


Рис. 8. Остров Гукера, Скала Луначарского.
 (а) – базальтовый покров с кубовидным антаблементом (обн. 402 на рис. 4), высота обнажения около 100 м; (б) – детали строения толщи подстилающих песков (обн. 403 на рис. 4). Пунктирная линия на рис. 8а – граница между колоннадой и антаблементом. Длина молотка 50 см. Фото Ю.В. Карякина.

переотложил их на него. Скорее всего, морена была захвачена ледником во время его движения по центральной части о. Гукера, где широко развиты среднеюрские глины, подстилающие раннемеловые базальтовые покровы.

Острова Скотт-Келти и Мей

Базальтовые покровы островов Скотт-Келти (обн. 235 на рис. 4, рис. 10а) и Мей (обн. 409 на рис. 4, рис. 10б) по своему строению практически

полностью идентичны раннеюрским базальтам покрова плато Седова о. Гукера, обнаженным на мысах Альберта Маркама и Льюис-Пул (рис. 5а, 5б). Антаблемент покровов на большей части обоих островов денудирован. Относительно небольшие останцы его расположены только на юго-западе о. Скотт-Келти и на юге о. Мей. Хотя подстилающие и перекрывающие базальты осадочные породы не обнажены, такое сходство текстур, пространственная близость островов к о. Гукера, с учетом отсутствия среди раннемеловых базальтов



Рис. 9. Обломочная структура глин донной морены ледника, залегающей на базальтах мыса Альбанова. Фото Ю.В. Корякина.

текстур “колоннада/антаблемент”, дает нам веское основание предполагать раннеюрский возраст для их базальтовых покровов. Более чем вероятно, что базальтовые покровы островов Гукера, Скотт-Келти и Мей являются частями единого раннеюрского базальтового покрова.

Остров Ли-Смита

Еще одна часть раннеюрского базальтового покрова юга ЗФИ обнажена на западном побережье о. Ли-Смита (обн. 406 на рис. 4 и 11а). Здесь покров подстилается и перекрывается толщами песков и обнажен на полную мощность, которая изменяется в разных его частях от 30 до 45 м. Как и в других местах, покров сложен колоннадой и антаблементом (рис. 11б), но граница между ними не такая резкая и четкая. Местами между колоннадой и антаблементом наблюдается постепенный переход, когда верхняя часть крупных столбов резко утоняется и плавно переходит в мелкие столбы антаблемента (рис. 12а).

Взаимоотношение базальтового покрова о. Ли-Смита с вмещающими осадочными породами долгое время оставалось неопределенным. На фото 2017 г. (рис. 11а) хорошо видно, что его контакты скрыты под осыпями и наледями. Подстилающая толща горизонтально-слоистых песков была обнажена только в самой нижней части склона. Пески толщи серые и желтовато-серые, мелко- и среднезернистые, кварц-полевошпатовые, содержат прослой темно-серого и черного углисто-глинистого материала (рис. 12в), а также фрагменты углефицированной древесины. Ситуация изменилась в 2020 г., когда вследствие общего потепления в Арктическом регионе наледь, скрывающая контакт базальтов с подстилающими песками, растая-

ла (рис. 12б). В обнажившемся контакте с базальтами в песках проявлена хорошо выраженная эндоконтактовая зона закалки мощностью до 0.4 м (рис. 12д). Нижний контакт толщи не обнажен. Общая видимая ее мощность около 65 м.

Пески верхней толщи (рис. 12г) отличаются от песков нижней толщи граувакковым составом и, как будет показано ниже, палеообстановкой образования. В них, по результатам рентгенофазового анализа (М.И. Тучкова (ГИН РАН), устное сообщение) содержатся немногочисленные обломки пироксенов. Эндоконтактовая зона закалки в основании толщи на контакте с базальтами отсутствует (рис. 12е). Как и нижняя, верхняя толща на полную мощность не обнажена – перекрыта ледниковой мореной, представленной исключительно среднеюрскими глинами, точно такими, как морена мыса Альбанова (рис. 9). Видимая мощность толщи около 20 м.

Палинокомплекс нижней толщи песков (табл. III) охарактеризован тремя пробами, отобранными последовательно из нижней, средней и верхней ее частей (обн. 445 на рис. 4, пробы 445-1, 445-2, 445-3 на рис. 13). Распределение палиноморф в пробах неравномерное. Наиболее насыщена ими нижняя часть разреза. В средней части толщи преобладают фрагменты тканей растений, палиноморфы содержатся в малом количестве и имеют плохую сохранность. В верхней части, вблизи контакта с базальтами, палиноморфы не обнаружены. Органическое вещество представлено единичными углистыми частицами.

В комплексе спор и пыльцы нижней и средней частей толщи преобладает пыльца голосеменных растений (табл. III). Среди нее доминирует двумешковая пыльца (~65%), представленная *Dip-*

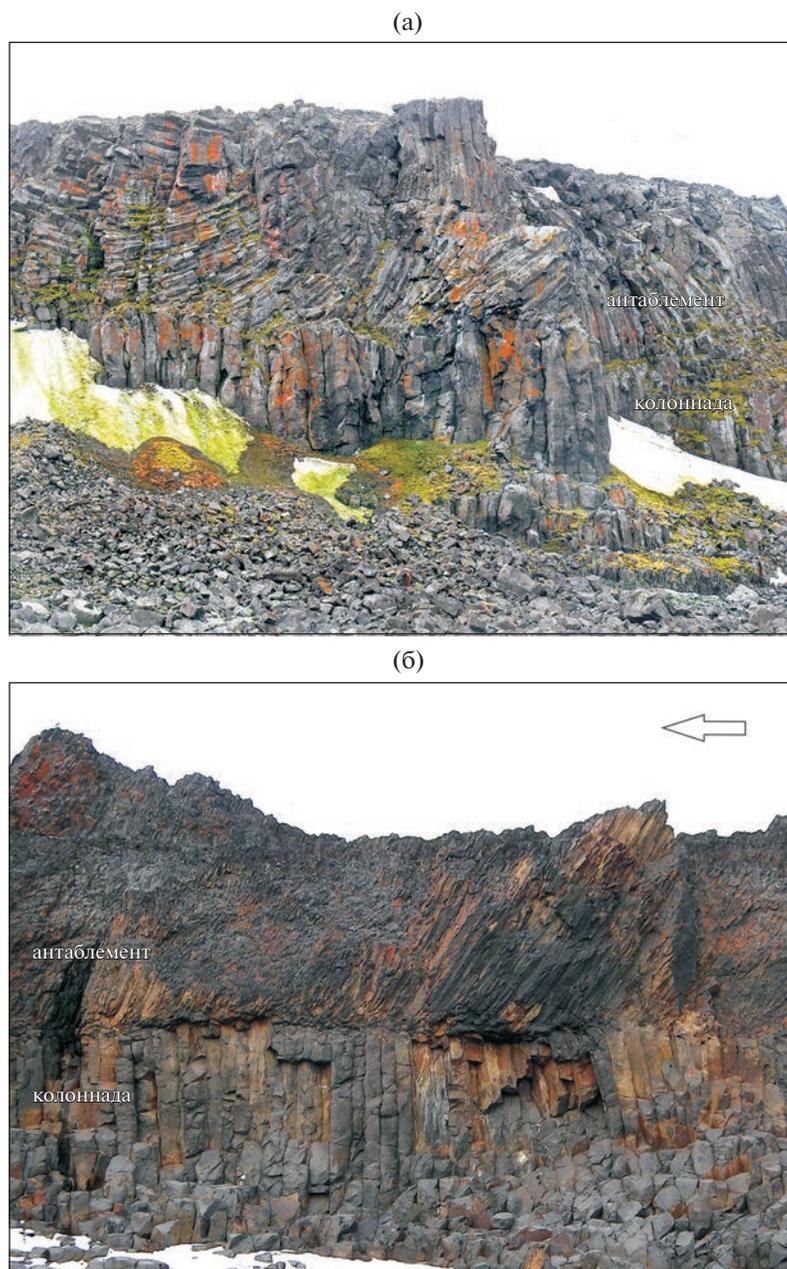


Рис. 10. (а) Базальтовый покров о. Скотт-Келти (обн. 235 на рис. 4), высота обнажения около 28 м; (б) базальтовый покров о. Мей (обн. 409 на рис. 4), высота обнажения 30–35 м. Стрелка указывает направление на север. Фото Ю.В. Карякина.

terella oblatinoides, *Piceapollenites* spp. (в том числе *P. variabiliformis*, *P. mesophyticus*), *Alisporites* spp., *Pinuspollenites* spp. (в том числе *P. divulgata*), *Quadraeculina anellaeformis*, *Podocarpidites* spp. и трудно определяемая *Disaccites*. Однобояродная пыльца (~15%) представлена *Cuscadopites* spp. (в том числе *C. percarinatus*, *C. medius*, *C. dilucidus*), *Cerebropollenites thiergartii*, *C. mesozoicus*, *Chasmatosporites hians*, *Ch. major*, *Ch. apertus*, *Ginkgocuscadophytus* spp. Встречены единичные экземпляры *Perinopollenites elatoides*, *Classopollis* sp., cf.

Callialasporites sp., *Araucariacites pexus*, *Vitreisporites pallidus*.

В споровой части палинокомплекса (~15% от всех палиноморф) преобладают споры папоротников, среди них доминируют *Vaculatisporites sommaensis*, *Osmundacidites wellmanii*. Остальные споры хотя и разнообразны, но представлены немногочисленными, чаще единичными, экземплярами. Обнаружены *Stereisporites congregatus*, *S. psilatus*, *S. seebergensis*, *S. bujargiensis*, cf. *Antulsporites varigranulatus*, *Marattisporites scabratus*, *Ly-*

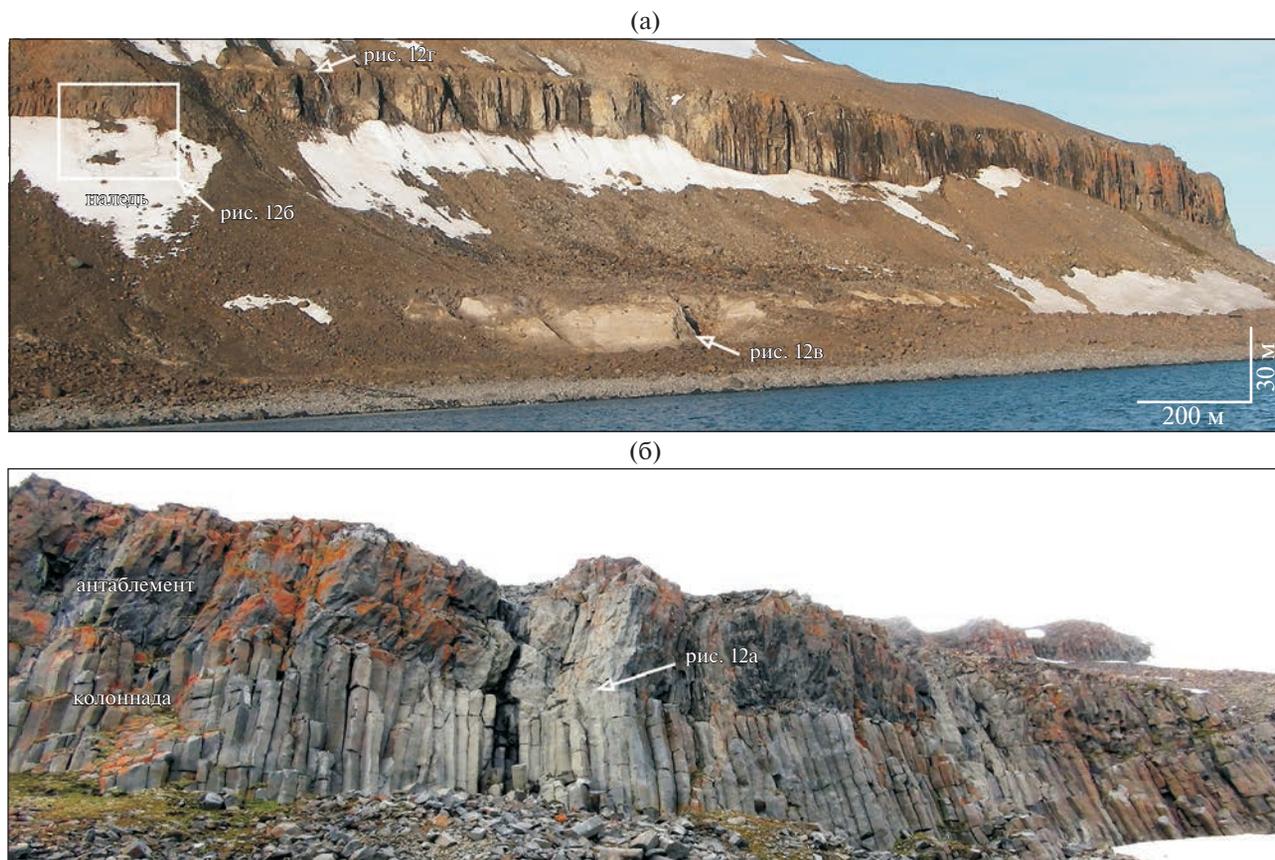


Рис. 11. (а) Панорама западного побережья о. Ли-Смита (обн. 406, 445 и 446 на рис. 4); (б) детали строения базальтового покрова о. Ли-Смита (обн. 406 на рис. 4). Стрелками показано положение фотографий на рис. 12. Фото Ю.В. Каякина, 2017 г.

copodiumsporites sp., *Leiotriletes* spp., *Tripartina variabilis*, *Dictyophyllidites* sp., *Contignisporites* sp., cf. *Uvaesporites argenteaformis*, *Duplexisporites* sp., *Triletes verrucatus*, *Polycingulatisporites* sp., *Foraminisporis jurassicus*, *Hymenozonotriletes bicycla*, *Camptotriletes cerebriformis*, *Syathidites* sp., *Neoraistrickia taylorii*, *Acanthotriletes* sp., *Densoisporites* sp. и др.

Микрофитопланктон в нижней части толщи (~10%) представлен частыми мелкими округлыми формами, близкими к *Spheripollenites subgranulatus*/*Halosphaeropsis liassicus*, и единичными экземплярами *Leiosphaeridia* sp., *Crassosphaera* sp., *Ovoidites* sp. Так же часто встречаются зеленые водоросли *Botryococcus*.

Высокое содержание или доминирование “сфероморфных акритарх” в составе микрофитопланктона в разрезах Северо-Западной Европы и Северного моря наблюдается многими исследователями в нижнем тоаре, а частые находки *Botryococcus* – в верхнем плинсбахе (Woollam, Riding, 1983; Partington et al., 1993; Hardenbol et al., 1998; Charnock et al., 2001). На севере Сибири высокое содержание “мелких округлых форм, условно

Leiosphaeridia” отмечается в верхней части нижнего тоара (Ильина и др., 1994).

Спорово-пыльцевые комплексы, близкие по составу к рассмотренному, выявлены в плинсбахских отложениях северных районов Сибири (Ильина, 1985), Восточной Гренландии (Koppelhus, Dam, 2003), в верхней части формации Свенской Земли Короля Карла, датируемой геттангом–ранним плинсбахом (Smelror et al., 2018). Следует отметить, что, согласно В.И. Ильиной (1985), комплексы тоара близки к комплексам плинсбаха, но отличаются постоянным присутствием единичных *Contignisporites* spp., *Marattisporites scabratus*, *Dictyophyllum*. Эти таксоны присутствуют и в палинокомплексе из нижней толщи песков в обн. 445. Кроме того, в публикации (Smelror et al., 2018) для тоарской части разреза спорово-пыльцевых данных нет, и вполне возможно, что описываемый в статье геттанг–раннеплинсбахский палинокомплекс может иметь более широкую возрастную датировку.

Таким образом, опираясь на раннетоарское событие “сфероморфных акритарх” и присутствие спор *Contignisporites* spp., *Marattisporites*

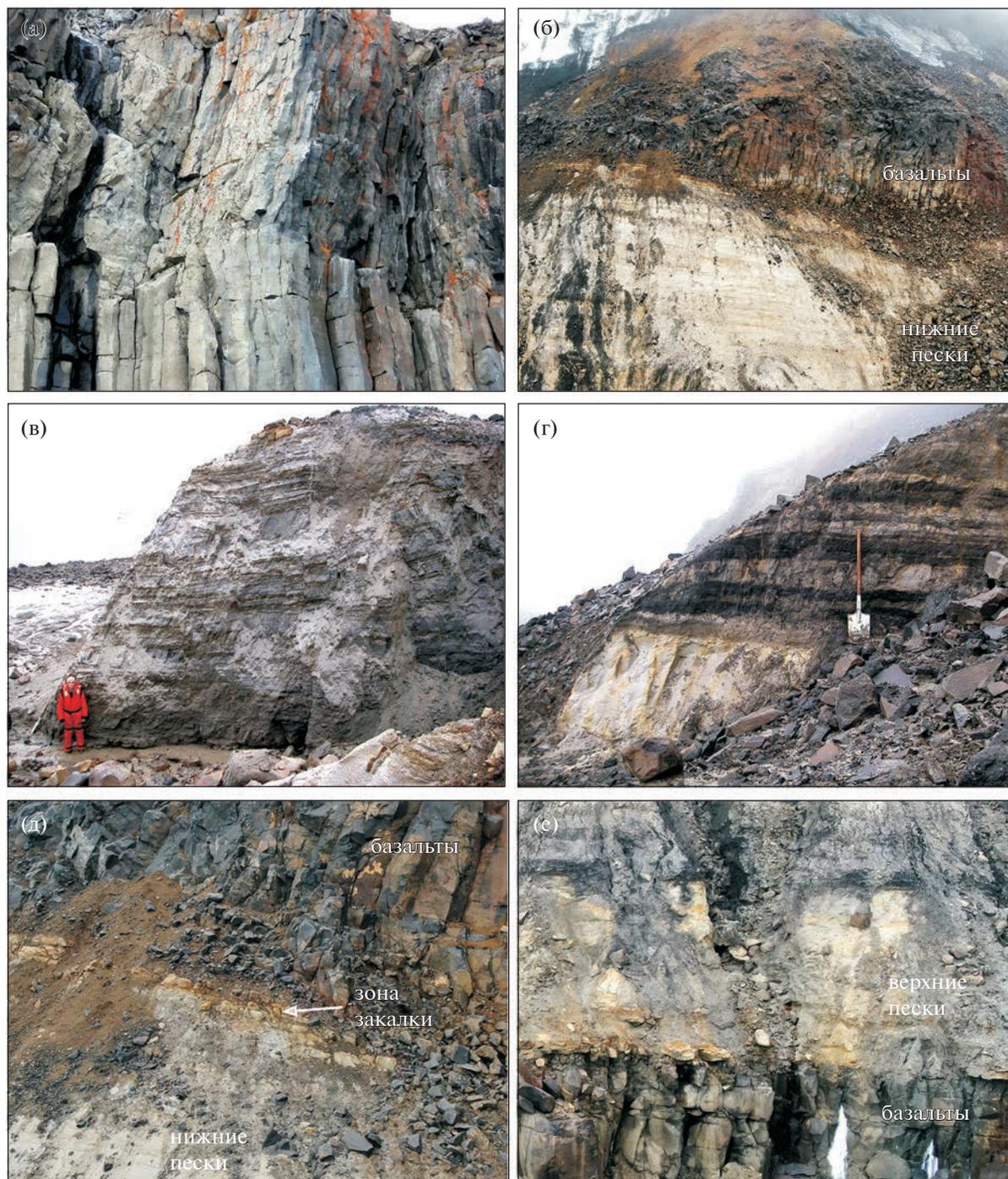


Рис. 12. Детали строения базальтового покрова и вмещающих толщ песков острова Ли-Смита (обн. 406, 445 и 446 на рис. 4).

(а) – постепенный переход колонновидных базальтов в антаблемент; (б) – контакт нижней толщи песков с базальтовым покровом; (в) – строение нижней толщи песков; (г) – строение верхней толщи песков; (д) – зона закалки в нижних песках на контакте с базальтами; (е) – контакт базальтов с верхними песками, зона закалки отсутствует. Рост человека 176 см. Длина лопаты 151 см. Фото Ю.В. Карякина, 2020 г.

scabratus, *Dictyophyllum* sp., мы предполагаем, что нижняя толща песков в обн. 445 имеет раннетюрский возраст.

Палинокомплекс верхней толщи песков (обн. 446 на рис. 4, пробы 446-2 и 446-3 на рис. 13) ха-

рактеризуется преобладанием диноцист (77% от всех палиноморф) (табл. III). Среди них доминируют (55% от суммы диноцист) *Nannoceratopsis* spp. (*N. gracilis*, *N. deflandrei* subsp. *deflandrei*, *N. deflandrei* subsp. *senex*, cf. *N. ambonis*, *Nannoceratop-*

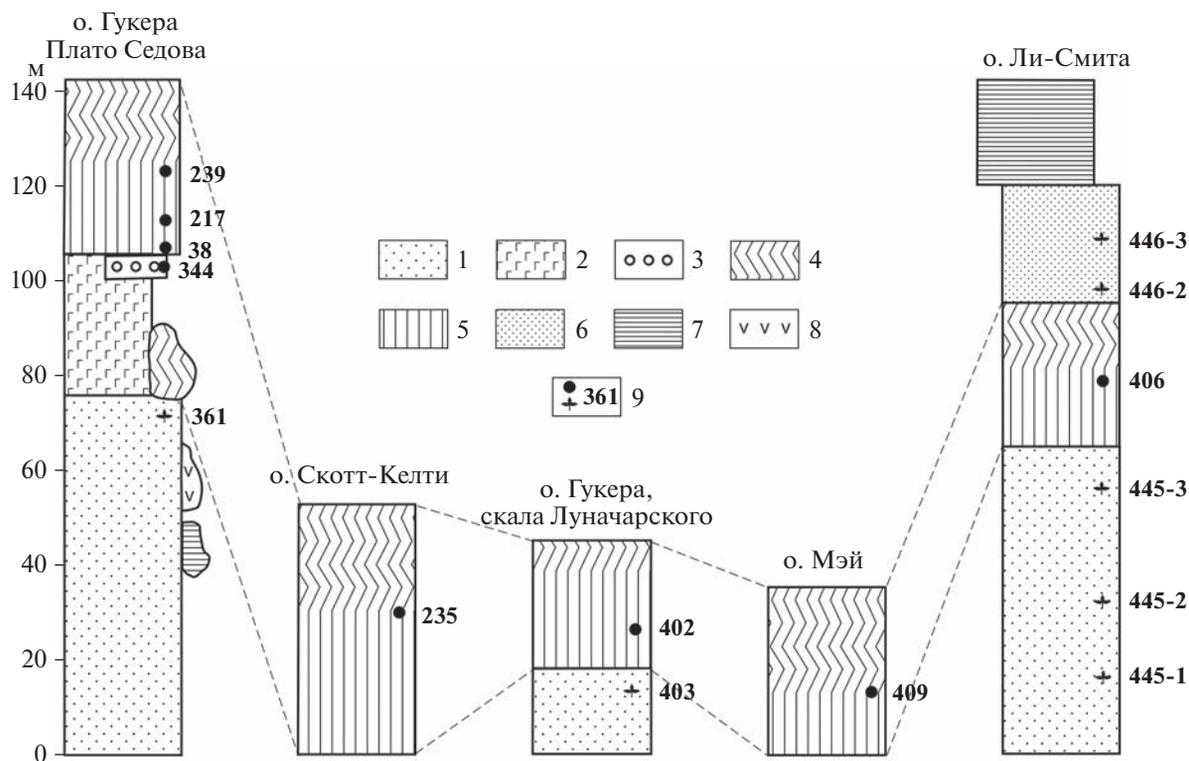


Рис. 13. Схемы строения раннеюрских осадочно-вулканогенных разрезов южной части ЗФИ.

1 – континентальные и прибрежно-морские пески плинсбаха–верхней части нижнего тоара; 2 – туфы и гиалокластиты; 3 – пиллоу-лавы; 4 – антаблемент базальтового покрова; 5 – колоннада базальтового покрова; 6 – морские пески нижней части верхнего тоара–нижнего аалена; 7 – моренные глины фиумской свиты средней юры; 8 – глыбы раннемеловых базальтов; 9 – номера обнажений и проб, упомянутые в тексте.

sis sp.). Они сопровождаются частыми *Phallocysta elongata*, *P. eumekes*, *Susadinium scrofoides* и сравнительно редкими *Parvocysta nasuta*, *P. bullula*, *Mancodinium semitabulatum*, *Moesiodinium raileanui*, cf. *Kallosphaeridium* sp., cf. *Scriniocassis weberi*, ?*Valensiella* sp., *Valvaodinium* sp. Акритархи представлены *Leiofusa jurassica*, *Michrhystridium* sp., пражинофиты – *Schizosporis* sp., *Tasmanites* sp.

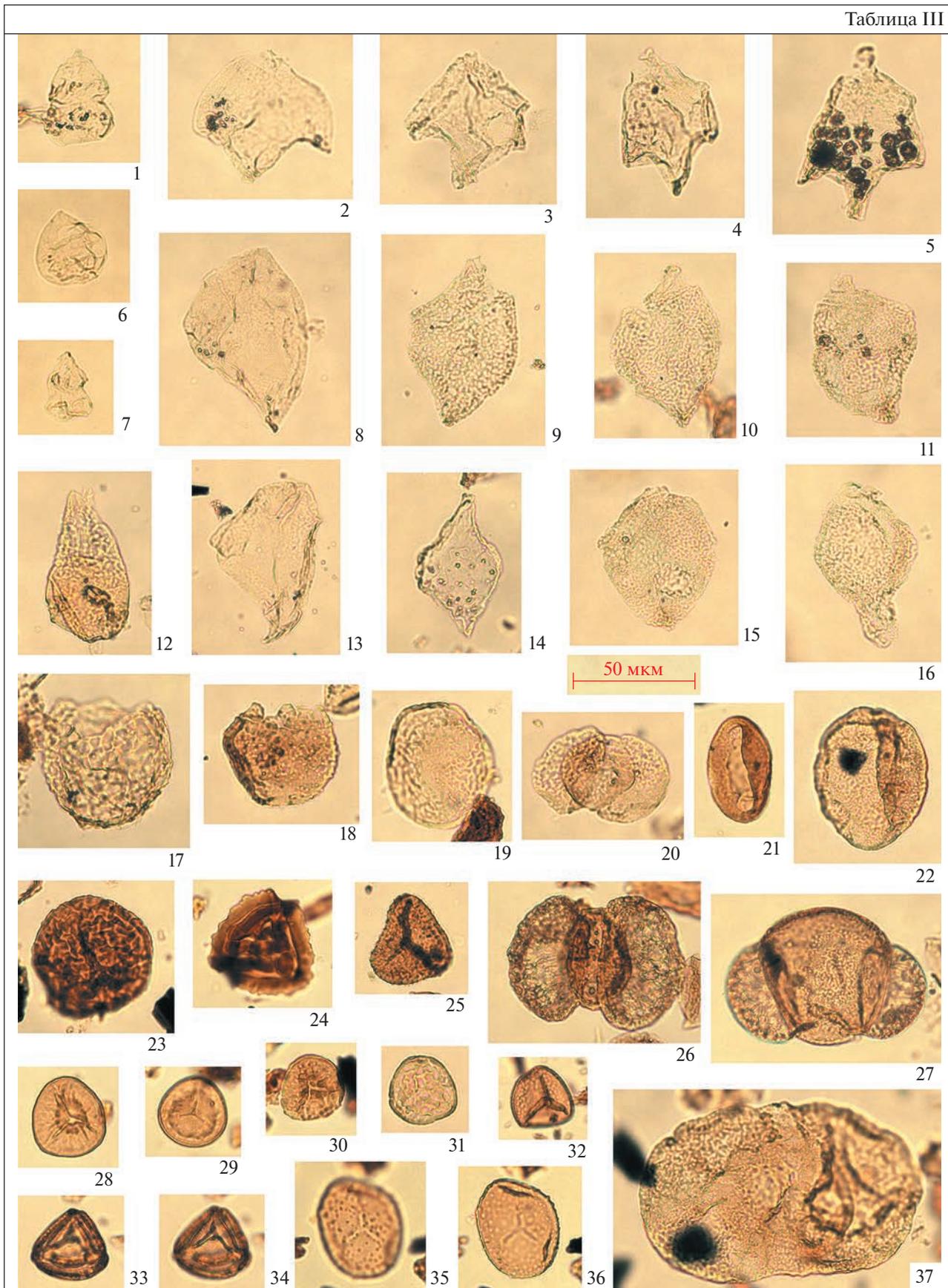
В спектре спор и пыльцы преобладает пыльца голосеменных растений, представленная частыми плохо сохранившимися *Disaccites*, *Alisporites* sp., редкими *Dipterella oblatinoides*, *Cerebropollenites mesozoicus*, *Inaperturopollenites* sp. Споры представлены единичными экземплярами *Stereisporites seebergensis*, *Lycopodiumsporites* sp., *Vaculatisporites comaumensis*.

Массовое развитие *Nannoceratopsis* spp. и присутствие в палиноспектрах *Phallocysta elongata*, *Phallocysta eumekes*, *Susadinium scrofoides* позволяет сопоставлять установленный в верхней толще комплекс диноцист с подзонами “b” и “c” зоны *Nannoceratopsis gracilis* Англии (Riding, Thomas, 1992), зоной DSJ10 суббореальных районов Северо-Западной Европы (Poulsen, Riding, 2003), зоной *Phallocysta eumekes*–*Susadinium scrofoides* севера Сибири (Ильина, 1985; Ильина и др., 1994;

Riding et al., 1999; Шурыгин и др., 2000; Никитенко и др., 2013). Стратиграфическое положение этих биостратонов установлено в интервале от верхов нижнего тоара до верхнего тоара включительно.

Следует обратить внимание на то, что на севере Сибири массовое развитие *Nannoceratopsis* spp. традиционно фиксируется в нижнем тоаре и терминальном плинсбахе (Ильина, 1985; Ильина и др., 1994; Riding et al., 1999; Никитенко и др., 2013, 2017; Горячева, 2017). При этом зона *P. eumekes*–*S. scrofoides* (и ее аналоги) ограничивается снизу верхами нижнего тоара, а сверху – условно кровлей тоара (в связи с отсутствием или находок ааленской морской фауны, или самих диноцист в фаунистически охарактеризованных толщах), хотя комплекс диноцист этой зоны вполне может рассматриваться и как более молодой. Так, в Европе обилие диноцист *Nannoceratopsis gracilis/senex* фиксируется на более высоком стратиграфическом уровне – его кровля сопоставляется с границей нижнего и верхнего байоса, на этом же рубеже исчезают *S. scrofoides*, *P. eumekes*, *M. semitabulatum* (Hardenbol et al., 1998; Partington et al., 1993). По данным (Charnock et al., 2001), последнее обильное присутствие *N. gracilis/senex* и исчезновение *P. eumekes* фиксируется на границе

Таблица III



← **Таблица III.** Палиноморфы из обн. 445 и 446 (о. Ли-Смита). Все изображения в одном увеличении.

1–18 – **обн. 446:** 1 – *Parvocysta bullula* Bjaerke, 1980; 2, 3, 4, 5 – *Nannoceratopsis tricerata* Drugg, 1978; 6 – *Moesiodinium raileanui* Antonescu, 1974; 7 – *Susadinium scrofoides* Dörhöfer et Davies, 1980; 8, 13 – *Nannoceratopsis deflandrei* subsp. *senex* (Van Helden, 1977) Ilyina, 1994; 9, 10, 11 – *Nannoceratopsis gracilis* Alberti, 1961; 12 – *Phallocysta eumekes* Dörhöfer et Davies, 1980; 14, 15, 16 – *Nannoceratopsis* sp.; 17 – ?*Valensiella* sp.; 18 – *Mancodinium semitabulatum* Morgenroth, 1970; 19–37 – **обн. 445:** 19 – *Schizosporis* sp.; 20 – *Alisporites* sp.; 21 – *Cycadopites medius* (Bolchovitina, 1956) Iljina, 1985; 22 – *Chasmatosporites hians* Nilsson, 1958; 23 – *Camptotriletes cerebriformis* Naumova ex Jaroschenko, 1965; 24 – *Duplexisporites* sp.; 25 – *Acanthotriletes* sp.; 26 – *Podocarpidites* sp.; 27 – *Pinuspollenites* sp.; 28 – *Stereisporites antiquasporites* (Wilson et Webster, 1946) Dettmann, 1963; 29 – *Stereisporites incertus* (Bolchovitina, 1956) Semenova, 1970; 30 – *Stereisporites seebergensis* Schulz, 1966; 31 – *Lycopodiumsporites* sp.; 32 – cf. *Antulsporites varigranulatus* (Levet-Carette, 1964) Reiser et Williams, 1969; 33, 34 – *Duplexisporites anogrammensis* (Kara-Murza ex Bolchovitina, 1956) Schugaevskaja, 1969; 35, 36 – *Foraminisporis jurassicus* Schulz, 1967; 37 – *Piceapollenites* sp.

аалена и байоса. Можно заключить, что обилие видов *N. deflandrei/senex/gracilis* существенного стратиграфического значения для межрегиональных корреляций не имеет. Это можно сказать и об уровне исчезновения *Phallocysta eumekes*, *P. elongata*, *S. scrofoides*, *M. semitabulatum*, которое фиксируется в интервале от среднего аалена до нижнего байоса. Поэтому эти таксоны при отсутствии в разрезах непрерывной последовательности серии образцов решающей роли в интерпретации возраста отложений не играют. Вероятно, наиболее узким стратиграфическим интервалом обладают виды *Parvocysta*, исчезновение которых фиксирует границу нижнего и среднего аалена в разрезах Европы (Riding, Thomas, 1992; Poulsen, 1996; Hardenbol et al., 1998; Poulsen, Riding, 2003; Herngreen et al., 2003).

Исходя из приведенного анализа, возраст перекрывающих базальты песков может быть расширен до раннего аалена включительно, так как отсутствуют надежные основания для исключения нижнего аалена из стратиграфической интерпретации. Вероятно, в дальнейшем более детальное опробование и палинологическое изучение разрезов юры на ЗФИ позволит уточнить имеющиеся представления.

ОБСУЖДЕНИЕ

Первое датирование К–Аг методом базальтоидов ЗФИ показало большой разброс значений – от 200 до 60 млн лет (Тараховский и др., 1982; Dibner, 1998). Однако стратиграфически были подтверждены только готерив-аптский и апт-альбский интервалы формирования базальтов, что позволило В.Д. Дибнеру выделить две вулканогенные формации: Бухты Тихой и Солсбери, соответственно (Дибнер, 1970; Dibner, 1998). Раннемеловой (или позднеюрско-раннемеловой) возраст платобазальтов ЗФИ признается большинством исследователей (Дибнер, 1970; Dibner, 1998; Campsie et al., 1988; Amundsen et al., 1998; Грачев, 2001; Макарьев и др., 2002; Столбов, 2002; Чернышева и др., 2003; Ntaflou, Richter, 2003).

В последнее время популярны и часто цитируются значения U–Pb датирования (122.2 и

122.7 млн лет) цирконов из глубинных базальтовых силлов скважины Нагурская на о. Земля Александры и скважины Северная на о. Грэм-Белл (Corfu et al., 2013). На основе этих данных делается вывод об исключительно раннемеловом возрасте магматизма архипелага. Однако вряд ли разумно распространять эти определения на все фациальное и вещественное разнообразие базальтоидов ЗФИ, поскольку силлы по составу являются субщелочными толеитовыми базальтами (Грачев, 2001, табл. 2 и 4), а кроме этих базальтов на территории ЗФИ широко развиты и покровы более древних низкокалийевых толеитовых базальтов (Karyakin et al., 2021).

Раннеюрские датировки Ar–Ar методом базальтов ЗФИ получены не только по результатам наших исследований (Karyakin et al., 2021). О базальтах с возрастом 180.9 ± 3.4 млн лет (обр. 2832-1) на юге о. Рудольфа без указания их точного местонахождения сообщили А.Л. Пискарев с соавторами (2009).

Текстура “колоннада/антаблемент” раннеюрских базальтовых покровов ЗФИ позволяет отличать их от базальтовых покровов раннемелового возраста в полевых условиях. Лавовые покровы и потоки такой текстуры установлены во многих мезо-кайнозойских платобазальтовых провинциях мира. Они описаны в траппах Сибири (Jeggam et al., 2016) и Декана (Najafi et al., 1981; Bondre et al., 2004), в базальтах Провинции Колумбия-Ривер (Reidel et al., 2013; Yue-Brown et al., 2013). В пределах Северо-Атлантической магматической провинции они известны в Ирландии (Tomkeieff, 1940), на Гебридских островах (Phillips et al., 2013), в Исландии (Saemundsson, 1970; Smellie, 2008) и т.д. Подобные лавовые текстуры не являются прерогативой только областей платобазальтового вулканизма (Hetényi, Milazzo, 2014) и характеризуют не столько палеогеодинамическую, сколько палеотопографическую обстановку их формирования (Forbes et al., 2014).

По химическому составу раннеюрские базальты являются высокодифференцированными низкокалийевыми толеитами (Karyakin et al., 2021). Анализ составов расплавных включений в минералах показал, что по соотношению таких инди-

каторных элементов, как Nb, Th, Y, Zr и PЗЭ, они относятся к магматическим сериям с плюмовым мантийным источником и соответствуют характеристикам платобазальтов, в том числе траппов Сибирской платформы (Симонов и др., 2019).

Помимо островов Гукера, Скотт-Келти, Мей и Ли-Смита, базальтовыми покровами с аналогичными текстурными характеристиками, возможно, сложены острова Итон и Ньютона. Если это подтвердится последующими исследованиями, то площадь территории распространения раннеюрских базальтов в южной части ЗФИ может быть ориентировочно оценена более чем в 2000 км².

Во всех разрезах, где обнажены подстилающие осадочные породы, раннеюрские базальты по нашим данным залегают на песках и песчаниках, датированных плинсбахом – ранним тоаром (рис. 13). Поэтому утверждение о том, что все базальты ЗФИ залегают только на среднеюрских морских глинах фиумской свиты (Столбов, Суворова, 2010) является ошибочным.

Состав палинокомплексов свидетельствует о разной палеотопографии территории во время излияния лавы. В северной части (район плато Седова о. Гукера), судя по преобладанию среди комплекса палиноморф диноцист, базальты изливались в прибрежно-морской палеообстановке. Об этом свидетельствуют и пиллоу-лавы в основании разреза базальтового покрова. На юго-востоке территории, в районе о. Ли-Смита, это было локальное поднятие. Здесь микропланктон и зеленые водоросли присутствуют только в нижней части нижней толщи песков. В средней части преобладает пыльца голосеменных растений и споры папоротников, которые отсутствуют в самой верхней части разреза. На контакте с базальтами в песках проявлена эндоконтактная зона закалки.

Обстановка осадконакопления резко изменилась после излияния базальтов. Палинокомплекс толщи песков, перекрывающих базальтовый покров на о. Ли-Смита, практически нацело представлен диноцистами, что свидетельствует о накоплении их в нормально-морской обстановке в интервале от начала позднего тоара по ранний аален. Нижний контакт песков нормальный, без каких-либо признаков термического воздействия на них базальтов.

Морская трансгрессия произошла очень быстро, сразу же после излияния базальтов, поскольку неизменным условием формирования антаблемента верхнего яруса базальтов является затопление водой до того, как лава окончательно застынет (Long, Wood, 1986).

Судя по строению разреза на о. Ли-Смита (рис. 13), извержение раннеюрских базальтов явилось результатом одноактного магматического события. Однако в рамках этого события рекон-

струируются, по крайней мере, два следующих друг за другом импульса вулканической активности. Первый из них – это кратковременный фреатомагматический импульс с незначительной долей лавовой составляющей, во время которого была сформирована толща туфов и гиалокластиков с локальными участками пиллоу-лав. Излияние базальтов произошло во время второго собственно эффузивного импульса. Пирокластические отложения на контакте базальтового покрова с подстилающими осадочными породами установлены только в районе плато Седова на о. Гукера. В разрезах Скалы Луначарского и о. Ли-Смита они отсутствуют. Это дает основание предполагать, что источник пирокластического материала и магмы находился севернее о. Гукера. Если это так, то и потоки базальтовой лавы должны были двигаться в направлении с севера на юг.

Одним из самых надежных признаков при определении направления движения лавы является изменение ориентации столбчатой отдельности с вертикальной на наклонную, показывающую направление ее движения (Waters, 1960). На рис. 10б хорошо видно, что столбы антаблемента о. Мей наклонены на юг. Такой же, но менее четко выраженный наклон столбов на юг присутствует в антаблемента о. Ли-Смита (рис. 11б), а также наблюдается на о. Гукера, но не в антаблемента, а в колоннаде. Это является подтверждением предположения о том, что источник лавы находился севернее о. Гукера.

Был ли это один базальтовый покров или несколько потоков, сказать трудно. Не исключено, что лава после извержения перемещалась несколькими потоками, так как палеорельеф до излияния, видимо, был расчлененным, о чем свидетельствует наличие полимиктовых конгломератов и галечников в нижней части тегетгоффской свиты (Dibner, 1998; Ершова и др., 2017). Косвенным доказательством этого может быть и разная степень насыщения лавы водой – большей в базальтах Скалы Луначарского, с образованием антаблемента кубической отдельности, и меньшей в других разрезах, где отдельность в антаблемента мелкостолбчатая (Forbes et al., 2014).

Наличие пироксенов в верхней толще песков о. Ли-Смита, видимо, является следствием начавшегося уже в позднем тоаре размыва раннеюрского базальтового покрова, поскольку эти минералы являются крайне неустойчивыми и не переносят длительную транспортировку (Кухаренко, 1961; Бергер, 1986). Более интенсивно размыв продолжился в средней юре. По имеющимся данным (Дибнер и др., 1962), терригенная часть тяжелой фракции в глинах среднеюрской фиумской свиты (осадочные отложения аалена и бата) практически полностью сложена пироксенами и

рудными минералами, а в легкой фракции содержится основной плагиоклаз.

ВЫВОДЫ

1. На островах Гукера, Скотт-Келти, Мей, Ли-Смита и, возможно, Итон и Ньютона юга ЗФИ распространены базальты, обладающие двухъярусным строением. Нижний ярус представлен колонновидными базальтами, верхний — антаблементом. Такое морфологическое сходство дает основание рассматривать эти базальты в качестве генетически единого базальтового покрова, отличающегося от базальтовых покровов раннемелового возраста, не обладающих текстурой “колоннада/антаблемент”. Ранее нижние колонновидные базальты этого покрова ошибочно трактовались как раннемеловой силл, внедрившийся вдоль границы раннемелового базальтового покрова (антаблемент) с подстилающими осадочными породами (Dibner, 1998, fig. 5.18).

2. В наиболее полном и представительном разрезе на о. Ли-Смита базальтовый покров подстилается и перекрывается толщами песков. В нижней толще на контакте с базальтами проявлена зона закалки. В основании верхней толщи такая зона отсутствует.

3. Палинологическое изучение подстилающих и перекрывающих базальтовый покров осадочных отложений на островах Гукера и Ли-Смита показало, что он подстилается континентальными и прибрежно-морскими отложениями плинсбах-верхов нижнего тоара. На о. Ли-Смита покров перекрывается морскими отложениями низов верхнего тоара—нижнего аалена. Из этого следует, что излияние базальтов покрова произошло в узком возрастном интервале: на границе раннего и позднего тоара. В соответствии с последней версией Международной хроностратиграфической шкалы (версия 2022/02), возраст покрова может быть оценен примерно в 180 млн лет, что не противоречит данным $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраста 189.1 ± 11.4 млн лет, полученным ранее (Карякин, Шипилов, 2009; Karayakin et al., 2021).

4. Источник базальтовой магмы, возможно трещинного типа, располагался севернее о. Гукера, вероятно в районе современного пролива Маркама (рис. 4а).

5. Данные о стратиграфическом положении базальтов свидетельствуют о правомерности выделения раннеюрского этапа магматизма в истории развития архипелага Земля Франца-Иосифа (Karayakin et al., 2021).

Благодарности. Авторы благодарят Национальный парк “Русская Арктика” за неоценимую помощь в организации и проведении полевых работ на территории архипелага Земля Франца-Иосифа. Авторы глубоко признательны сотруд-

никам ВСЕГЕИ А.Г. Федяевскому и О.В. Шурековой, а также А.М. Никишину (МГУ) и М.А. Рогову (ГИН РАН) за ценные замечания, позволившие значительно улучшить статью. Мы также благодарны М.И. Тучковой (ГИН РАН) за представленные в наше распоряжение результаты рентгенофазового анализа.

Источник финансирования. Исследования проведены в соответствии с планами научно-исследовательской работы ГИН РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бергер М.Г.* Терригенная минералогия. М.: Недра, 1986. 227 с.
- Горячева А.А.* Биостратиграфия нижнеюрских отложений Восточной Сибири по данным палинологии // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2017. Т. 25. № 3. С. 29–60.
<https://doi.org/10.7868/S0869592X1703004>
- Грачев А.Ф.* Новый взгляд на природу магматизма Земли Франца-Иосифа // Физика Земли. 2001. № 9. С. 49–61.
- Дибнер В.Д.* Острова Баренцева моря // Геология СССР. Т. XXVI. М.: Недра, 1970. С. 60–108.
- Дибнер В.Д., Седова М.А.* Материалы по геологии и биостратиграфии верхнетриасовых и нижнеюрских отложений Земли Франца-Иосифа // Сборник статей по геологии Арктики. Труды НИИГА. 1959. Т. 65. С. 16–36.
- Дибнер В.Д., Разин В.К., Ронкина З.З.* Литология и условия формирования мезозойских отложений Земли Франца-Иосифа // Труды НИИГА. 1962. Т. 121. С. 44–74.
- Еришова В.Б., Прокотьев А.В., Соболев Н.Н., Петров Е.О., Худoley А.К., Фалейда Я.И., Гайна К., Белякова Р.В.* Новые данные о строении фундамента архипелага Земля Франца-Иосифа (Арктика) // Геотектоника. 2017. № 2. С. 21–31.
<https://doi.org/10.7868/S0016853X17020035>
- Ильина В.И.* Палинология юры Сибири. М.: Наука, 1985. 237 с.
- Ильина В.И., Кулькова И.А., Лебедева Н.К.* Микрофитофоссилии и детальная стратиграфия морского мезозоя и кайнозоя Сибири. Новосибирск: ОИГГИМ СО РАН, 1994. 192 с.
- Карякин Ю.В., Шипилов Э.В.* Геохимическая специализация и $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраст базальтоидного магматизма островов Земля Александры, Нортбрук, Гукера и Хейса (архипелаг Земля Франца-Иосифа) // Докл. АН. 2009. Т. 425. С. 213–217.
- Кухаренко А.А.* Минералогия россыпей. М.: Гостеолтехиздат, 1961. 318 с.
- Макарьев А.А., Макарьева Е.М., Костева Н.Н.* Новые данные по геологическому строению, полезным ископаемым и геоэкологии архипелага Земля Франца-Иосифа // Разведка и охрана недр. 2002. № 9. С. 23–27.
- Метелкин Д.В., Абашев В.В., Верниковский В.А., Михальцов Н.Э.* Палеомагнетизм архипелага Земля Франца-Иосифа: приложение к мезозойской тектонике Баренцево-морской континентальной окраины // Геология и геофизика. 2022. Т. 63. № 4. С. 410–439.
<https://doi.org/10.15372/GiG2021175>

- Никитенко Б.Л., Шурыгин Б.Н., Князев В.Г., Меледина С.В., Дзюба О.С., Лебедева Н.К., Пещевицкая Е.Б., Глинских Л.А., Горячева А.А., Хафаева С.Н.* Стратиграфия юры и мела Анабарского района (Арктическая Сибирь, побережье моря Лаптевых) и бореальный зональный стандарт // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 8. С. 1047–1082.
- Никитенко Б.Л., Девятков В.П., Лебедева Н.К., Басов В.А., Горячева А.А., Пещевицкая Е.Б., Глинских Л.А.* Стратиграфия юры и мела архипелага Новосибирские острова (море Лаптевых и Восточно-Сибирское море). Фациальное районирование и литостратиграфия // Геология и геофизика. 2017. Т. 58. № 12. С. 1867–1885.
- Пискарев А.Л., Хойнеман К., Макарьев А.А., Макарьева Е.М., Бахтадзе В., Алексютин М.* Магнитные параметры и вариации состава магматических пород архипелага Земля Франца-Иосифа // Физика Земли. 2009. № 2. С. 66–83.
- Симонов В.А., Карякин Ю.В., Котляров А.В.* Физико-химические условия базальтового магматизма архипелага Земля Франца-Иосифа // Геохимия. 2019. Т. 64. № 7. С. 700–725.
<https://doi.org/10.31857/S0016-7525647700-725>
- Столбов Н.М.* К вопросу о возрасте траппового магматизма архипелага Земля Франца-Иосифа по радиологическим данным // Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2002. Вып. 4. С. 199–202.
- Столбов Н.М., Суворова Е.Б.* О времени образования ареала платобазальтов Земли Франца-Иосифа по геологическим данным // Природа шельфа и архипелагов Европейской Арктики. М.: ГЕОС, 2010. Вып. 10. С. 276–280.
- Тараховский А.Н., Фишман М.В., Школа И.В., Андреев В.Л.* Возраст траппов Земли Франца-Иосифа // Докл. АН СССР. 1982. Т. 266. № 4. С. 965–969.
- Федоров П.И., Флеров Г.Б., Головин Д.И.* Новые данные о возрасте и составе вулканических пород острова Беннета (Восточная Арктика) // Докл. АН. 2005. Т. 400. № 5. С. 666–670.
- Чернышева Е.А., Харин Г.С., Столбов Н.М.* Новые данные по геохимии базальтов архипелага Земля Франца-Иосифа // Докл. АН. 2003. Т. 390. № 2. С. 238–241.
- Шурыгин Б.Н., Никитенко Б.Л., Девятков В.П., Ильина В.И., Меледина С.В., Гайдубурова Е.А., Дзюба О.С., Казаков А.М., Могучева Н.К.* Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Юрская система. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал “Гео”, 2000. 480 с.
- Amundsen H., Evdokimov A., Dibner V., Andresen A.* Petrogenic significance and evolution of Mesozoic magmatism, Franz Josef Land, northeastern Barents Sea // Geological Aspects of Franz Josef Land and the Northernmost Barents Sea. The Northern Barents Sea Geotraverse. Eds. Solheim A., Musatov E., Heintz N. Norsk Polarinstutt Meddelelser. 1998. V. 151. P. 105–120.
- Batten D.J., Brown P.E., Dawes P.R., Higgins A.K., Koch B.E., Parsons I., Soper N. J.* Peralkaline volcanicity of the Eurasian Basin margin // Nature. 1981. V. 294. P. 150–152.
- Bjærke T.* Mesozoic palynology of Svalbard IV. Toarcian dinoflagellates from Spitsbergen // Palynology. 1980. V. 4. P. 57–77.
<https://doi.org/10.1080/01916122.1980.9989202>
- Bondre N.R., Duraiswami R.A., Dole G.* Morphology and emplacement of flows from the Deccan Volcanic Province, India // Bull. Volcanol. 2004. V. 66. P. 29–45.
<https://doi.org/10.1007/s00445-003-0294-x>
- Buchan K.L., Ernst R.E.* Giant dyke swarms and the reconstruction of the Canadian Arctic islands, Greenland, Svalbard and Franz Josef Land // Dyke Swarms: Time Markers of Crustal Evolution. Eds. Hanski E., Mertanen S., Rämö T., Vuollo J. Amsterdam: Taylor & Francis/Balkema, 2006. P. 27–48.
<https://doi.org/10.1201/noc0415398992.ch2>
- Campsie J., Rasmussen M.H., Hansen N., Liebe C.J., Laursen J., Brochwicz-Levinski W., Johnson L.* K–Ar ages of Basaltic rocks collected during a traverse of the Frans Josef Land Archipelago (1895–1896) // Polar Res. 1988. № 6. P. 173–177.
<https://doi.org/10.3402/polar.v6i2.6858>
- Charnock M.A., Kristiansen I.L., Ryseth A., Fenton J.P.G.* Sequence stratigraphy of the Lower Jurassic Dunlin Group, northern North Sea // Sedimentary Environments of the Norwegian Continental Shelf: Palaeozoic to Recent. Eds. Martinsen O.J., Dreyer T. Norwegian Petroleum Society (NPF). Spec. Publ. 2001. V. 10. P. 145–174.
[https://doi.org/10.1016/s0928-8937\(01\)80012-6](https://doi.org/10.1016/s0928-8937(01)80012-6)
- Corfu F., Polteau S., Planke S., Faleide J. I., Svensen H., Zayoncheck A., Stolbov N.* U–Pb geochronology of Cretaceous magmatism on Svalbard and Franz Josef Land, Barents Sea Large Igneous Province // Geol. Mag. 2013. V. 150. № 6. P. 1127–1135.
<https://doi.org/10.1017/s0016756813000162>
- Davies E.H.* The dinoflagellate Opperl-zonation of the Jurassic–Lower Cretaceous sequences in the Sverdrup Basin, Arctic Canada // Bull. Geol. Surv. Can. 1983. V. 359. P. 1–59.
<https://doi.org/10.4095/119736>
- Davies E.H.* The miospore and dinoflagellate cyst Opperl-zonation of the Lias of Portugal // Palynology. 1985. V. 9. P. 105–132.
<https://doi.org/10.1080/01916122.1985.9989291>
- Degraff J. M., Aydin A.* Surface morphology of columnar joints and its significance to mechanics and direction of joint growth // Geol. Soc. Am. Bull. 1987. V. 99. № 5. 605–617.
[https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1987\)99<605:smocja>2.0.co;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1987)99<605:smocja>2.0.co;2)
- Dibner V.D.* (Ed.) Geology of Franz Josef Land // Norsk Polarinst. Meddelelser. Oslo. 1998. Nr. 146. 190 p.
- Embry A.F.* Mesozoic history of the Arctic Islands // Geology of the Innuitian Orogen and Arctic Platform of Canada and Greenland. Ed. Trettin H.P. Geol. Surv. Can. Geol. Can. 1991. № 3. P. 369–433.
<https://doi.org/10.1130/dnag-gna-e.369>
- Ernst R.E.* Large Igneous Provinces. Cambridge: Cambridge University Press, 2014. 653 p.
<https://doi.org/10.1017/cbo9781139025300>
- Estrada S., Henjes-Kunst F.* ⁴⁰Ar–³⁹Ar and U–Pb dating of Cretaceous continental rift-related magmatism on the northeast Canadian Arctic margin // Z. Dt. Ges. Geowiss. 2013. V. 164. № 1. P. 107–130.
<https://doi.org/10.1127/1860-1804/2013/0005>
- Estrada S., Damaske D., Henjes-Kunst F., Schreckenberger B., Oakey G.N., Piepjohn K., Eckelmann K., Linnemann U.* Multistage Cretaceous magmatism in the northern coastal

- region of Ellesmere Island and its relation to the formation of Alpha Ridge – evidence from aeromagnetic, geochemical and geochronological data // *Norw. J. Geol.* 2016. V. 96. № 2. P. 65–95.
<https://doi.org/10.17850/njg96-2-03>
- Fauconnier D.* Kystes de dinoflagellés des domaines Nord-Ouest Européen et Sud-Téthysien // *Biostratigraphie du Jurassique Ouest-Européen et Méditerranéen*. Eds. Carion E., Hantzpergue P. Bulletin des Centres de Recherches Exploration-Production Elf-Aquitaine Mem. 1997. V. 17. P. 225–241.
- Feist-Burkhardt S.* Stratigraphic compilation of Below's data (1987A, 1987B and 1990) on Early and Middle Jurassic dinoflagellate cysts // *Rev. Paléobiologie*. 1994. V. 13. P. 313–318.
- Forbes A.E.S., Blake S., Tuffen H.* Entablature: fracture types and mechanisms // *Bull. Volcanol.* 2014. V. 76. № 5. <https://doi.org/10.1007/s00445-014-0820-z>
- Hardenbol J., Thierry J., Farley M.B., Jacquin T., Graciansky P.-C., Vailo P.R.* Mesozoic and Cenozoic sequence chronostratigraphic framework of European basins // *Mesozoic and Cenozoic sequence stratigraphy of European basins*. Eds. Graciansky P.-C., Hardenbol J., Jacquin T., Vail P.R. *Soc. Sedim. Geol. Spec. Publ.* 1998. V. 60. P. 3–13.
<https://doi.org/10.2110/pec.98.02.0003>
- Hergreen G.F.W., Kouwe W.F.P., Wong Th.E.* The Jurassic of the Netherlands // *Geol. Surv. Den. Green. Bull.* 2003. № 1. P. 217–229.
<https://doi.org/10.34194/geusb.v1.4652>
- Heřényi G., Milazzo M. P.* Columnar joints // *Encyclopedia of Planetary Landforms*. New York: Springer, 2014. P. 328–333.
https://doi.org/10.1007/978-1-4614-9213-9_57-1
- Holmes A.* The basaltic rocks of the Arctic region // *Mineral. Mag. and J. Mineral. Soc.* 1918. V. 18. № 85. P. 180–223.
<https://doi.org/10.1180/minmag.1918.018.85.03>
- Jackson H.R., Chian D.* The Alpha-Mendeleev ridge a large igneous province with continental affinities // *GFF*. 2019. P. 1–14.
<https://doi.org/10.1080/11035897.2019.1655789>
- Jakobsson M., Mayer L., Coakley B., Dowdeswell J.A., Forbes S., Fridman B., Hodnesdal H., Noormets R., Pedersen R., Rebecco M., Schenke H.-W., Zarayskaya Y., Accettella D., Armstrong A., Anderson R.M., Bienhoff P., Camerlenghi A., Church I., Edwards M., Gardner J.V., Hall J.K., Hell B., Hestvik O., Kristoffersen Y., Marcussen C., Mohammad R., Mosher D., Nghiem S.V., Pedrosa M.T., Travaglini P.G., Weatherall P.* The International Bathymetric Chart of the Arctic Ocean (IBCAO) version 3.0. // *Geophys. Res. Lett.* 2012. V. 39 (L12609). P. 1–6.
<https://doi.org/10.1029/2012GL052219>
- Jerram D.A., Svensen H.H., Planke S., Polozov A.G., Torsvik T.H.* The onset of flood volcanism in the north-western part of the Siberian Traps: explosive volcanism versus effusive lava flows // *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 2016. V. 441. Pt. 1. P. 38–50.
<https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2015.04.022>
- Karyakin Yu.V., Simonov V.A., Sklyarov E.V., Travin A.V., Shipilov E.V., Kovyazin S.V.* Mantle plume episodes of the Archipelago Franz-Joseph Land // *Large Igneous Provinces of Asia, Mantle Plumes and Metallogeny*. Abstracts of the International Symposium. Novosibirsk: Sibprint, 2009. P. 144–147.
- Karyakin Yu.V., Sklyarov E.V., Travin A.V.* Plume Magmatism at Franz Josef Land // *Petrology*. 2021. V. 29. № 5. P. 528–560.
<https://doi.org/10.1134/S0869591121050027>
- Koettlitz R.* Observation on the geology of Franz Josef Land // *Quart. J. Geol. Soc. London*. 1898. V. 54. P. 620–645.
<https://doi.org/10.1144/GSL.JGS.1898.054.01-04.44>
- Koppelhus E.B., Dam G.* Palynostratigraphy and palaeoenvironments of the Rævekløft, Gule Horn and Ostreaelv formations (Lower–Middle Jurassic), Neill Klint Group, Jameson Land, East Greenland // *Geol. Surv. Den. Green. Bull.* 2003. № 1. P. 723–775.
<https://doi.org/10.34194/geusb.v1.4688>
- Long P.E., Wood B.J.* Structures, textures, and cooling histories of Columbia River basalt flows // *Geol. Soc. Am. Bull.* 1986. V. 97. № 9. P. 1144–1155.
[https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1986\)97<1144:sta-cho>2.0.co;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1986)97<1144:sta-cho>2.0.co;2)
- Lyle P.* The eruption environment of multi-tiered columnar basalt lava flows // *J. Geol. Soc.* 2000. V. 157. № 4. P. 715–722.
<https://doi.org/10.1144/jgs.157.4.715>
- Maher Jr., H.D.* Manifestations of the Cretaceous High Arctic Large Igneous Province in Svalbard // *J. Geol.* 2001. V. 109. № 1. P. 91–104.
<https://doi.org/10.1086/317960>
- Minakov A., Yarushina V., Faleide J.I., Krupnova N., Sakulina T., Dergunov N., Glebovsky V.* Dyke emplacement and crustal structure within a continental large igneous province, northern Barents Sea // *Circum-Arctic Lithosphere Evolution*. Eds. Pease V., Coakley B. *Geol. Soc. London. Spec. Publ.* 2017. V. 460. P. 371–395.
<https://doi.org/10.1144/SP460.4>
- Naber T.V., Grasby S.E., Cuthbertson J.P., Rayner N., Tegner C.* New constraints on the age, geochemistry, and environmental impact of High Arctic Large Igneous Province magmatism: tracing the extension of the Alpha Ridge onto Ellesmere Island, Canada // *GSA Bull.* 2021. V. 133. № 7–8. P. 1695–1711.
<https://doi.org/10.1130/B35792.1>
- Najafi S., Cox K.G., Sukeshwala R.N.* Geology and geochemistry of the basalt flows (Deccan Traps) of the Mahad-Mahabaleshwar Section, India // *Geol. Soc. India*. 1981. V. 3. P. 300–315.
- Nejbert K., Krajewski K.P., Dubińska E., Pécskay Z.* Dolerites of Svalbard, north-west Barents Sea Shelf: age, tectonic setting and significance for geotectonic interpretation of the High-Arctic Large Igneous Province // *Polar Res.* 2011. V. 30. № 1.
<https://doi.org/10.3402/polar.v30i0.7306>
- Newton E., Teall J.* Notes on a collection of rocks and fossils from Franz Josef Land // *Quart. J. Geol. Soc. London*. 1897. V. 53. P. 477–519.
<https://doi.org/10.1144/GSL.JGS.1897.053.01-04.38>
- Ntaflou T., Richter W.* Geochemical constraints on the origin of the Continental Flood Basalt magmatism in Franz Josef Land, Arctic Russia // *Eur. J. Mineral.* 2003. V. 15. P. 649–663.
<https://doi.org/10.1127/0935-1221/2003/0015-0649>
- Oakey G.N., Saltus R.W.* Geophysical analysis of the Alpha-Mendeleev ridge complex: characterization of the High Arctic Large Igneous Province // *Tectonophysics*. 2016.

- V. 691. P. 65–84.
<https://doi.org/10.1016/j.tecto.2016.08.005>
- Partington M.A., Copestake P., Mitchener B.C., Underhill J.R.* Biostratigraphic calibration of genetic stratigraphic sequences in the Jurassic-lowermost Cretaceous (Hettangian to Ryazanian) of the North Sea and adjacent areas // *Geol. Soc. London. Petrol. Geol. Conf. Ser.* 1993. V. 4. P. 371–386.
<https://doi.org/10.1144/0040371>
- Phillips J.C., Humphreys M.C.S., Daniels K.A., Brown R.J., Witham F.* The formation of columnar joints produced by cooling in basalt at Staffa, Scotland // *Bull. Volcanol.* 2013. V. 75. № 6.
<https://doi.org/10.1007/s00445-013-0715-4>
- Polteau S., Hendriks B.W.H., Planke S., Ganerød M., Corfu F., Faleide J.I., Midtkandal I., Henrik S., Svendsen H.S., Myklebust R.* The Early Cretaceous Barents Sea sill complex: distribution, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology, and implications for carbon gas formation // *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 2016. V. 441. P. 83–95.
<https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2015.07.007>
- Poulsen N.E.* Jurassic dinoflagellate cyst biostratigraphy of the Danish Subbasin in relation to sequences in England and Poland: a preliminary review // *Rev. Palaeobotany Palynol.* 1992. V. 75. P. 33–52.
[https://doi.org/10.1016/0034-6667\(92\)90148-A](https://doi.org/10.1016/0034-6667(92)90148-A)
- Poulsen N.E.* Dinoflagellate cysts from marine Jurassic deposits of Denmark and Poland // *Am. Assoc. Stratigr. Palynol. Contrib. Ser.* 1996. № 31. P. 1–227.
- Poulsen N.E., Riding J.B.* The Jurassic dinoflagellate cyst zonation of Subboreal Northwest Europe // *Geol. Surv. Den. Green. Bull.* 2003. № 1. P. 115–144.
<https://doi.org/10.34194/geusb.v1.4650>
- Reidel S.P., Camp V.E., Tolan T.L., Martin B.S.* The Columbia River flood basalt province: stratigraphy, areal extent, volume, and physical volcanology // *The Columbia River Flood Basalt Province*. Eds. Reidel S.P., Camp V.E., Ross M.E., Wolff J.A., Martin B.S., Tolan T.L., Wells R.E. *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.* 2013. V. 497. P. 1–43.
[https://doi.org/10.1130/2013.2497\(01\)](https://doi.org/10.1130/2013.2497(01))
- Riding J.B.* A palynological investigation of Toarcian to early Aalenian strata from the Blea Wyke area, Ravenscar, North Yorkshire // *Proc. Yorkshire Geol. Soc.* 1984. V. 45. P. 109–122.
<https://doi.org/10.1144/pygs.45.1-2.109>
- Riding J.B., Thomas J.E.* Dinoflagellate cysts of the Jurassic System // *A Stratigraphic Index of Dinoflagellate Cysts*. Ed. Powell A.J. *Brit. Micropalaeontol. Soc. Publ. Ser.* 1992. P. 7–97.
https://doi.org/10.1007/978-94-011-2386-0_2
- Riding J.B., Fedorova V.A., Ilyina V.I.* Jurassic and lowermost Cretaceous dinoflagellate cyst biostratigraphy of the Russian Platform and northern Siberia, Russia // *Am. Assoc. Stratigr. Palynol. Contrib. Ser.* 1999. № 36. P. 1–179.
- Saemundsson K.* Interglacial lava flows in the lowlands of Southern Iceland and the problem of two-tiered columnar jointing // *Jökull.* 1970. V. 20. P. 62–77.
- Senger K., Tveranger J., Ogata K., Braathen A., Planke S.* Late Mesozoic magmatism in Svalbard: a review // *Earth Sci. Rev.* 2014. V. 139. P. 123–144.
<https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2014.09.002>
- Silantyev S.A., Bogdanovskii O.G., Fedorov P.I., Karpenko S.F., Kostitsyn Yu.A.* Intraplate magmatism of the De Long Islands: a response to the propagation of the ultraslow-spreading Gakkel Ridge into the passive continental margin in the Laptev Sea // *Russ. J. Earth Sci.* 2004. V. 6. № 3. P. 1–31.
<https://doi.org/10.2205/2004es000150>
- Smellie J.* Basaltic subglacial sheet-like sequences: evidence for two types with different implications for the inferred thickness of associated ice // *Earth Sci. Rev.* 2008. V. 88. P. 60–88.
<https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2008.01.004>
- Smelror M.* Bathonian to Early Oxfordian dinoflagellate cysts and acritarchs from Kong Karls Land, Svalbard // *Rev. Palaeobot. Palynol.* 1988. V. 56. P. 275–304.
[https://doi.org/10.1016/0034-6667\(88\)90061-9](https://doi.org/10.1016/0034-6667(88)90061-9)
- Smelror M., Below R.* Dinoflagellate biostratigraphy of the Toarcian to Lower Oxfordian (Jurassic) of the Barents Sea region // *Arctic Geology and Petroleum Potential*. Eds. Vorren T., Bergsager E., Dahl-Stammes Ø.A., Holter E., Johansen B., Lie E., Lund T.B. *Norwegian Petrol. Soc. Spec. Publ.* 1992. V. 2. P. 495–513.
<https://doi.org/10.1016/b978-0-444-88943-0.50035-6>
- Smelror M., Larssen G.B., Olausson S., Rømuld A., Williams R.* Late Triassic to Early Cretaceous palynostratigraphy of Kong Karls Land, Svalbard, Arctic Norway, with correlations to Franz Josef Land, Arctic Russia // *Norw. J. Geol.* 2018. V. 98. № 4. P. 1–31.
<https://doi.org/10.17850/njg004>
- Smith D.G., Harland W.B., Hughes N.F., Pickton C.A.G.* The geology of Kong Karls Land, Svalbard // *Geol. Mag.* 1976. V. 113. № 3. P. 193–304.
<https://doi.org/10.1017/s001675680004320x>
- Spry A.* The origin of columnar jointing, particularly in basalt flows // *J. Geol. Soc. Australia.* 1962. V. 8. № 2. P. 191–216.
<https://doi.org/10.1080/14400956208527873>
- Suan G., Nikitenko B.L., Rogov M.A., Baudin F., Spangenberg J.E., Knyazev V.G., Glinskikh L.A., Goryacheva A.A., Adatte T., Riding J.B., Föllmi K.B., Pittet B., Mattioli E., Lécuyer C.* Polar record of Early Jurassic massive carbon injection // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2011. V. 312. P. 102–113.
<https://doi.org/10.1016/j.epsl.2011.09.050>
- Swanson D.A.* Yakima basalt of the Tieton River area, south central Washington // *Geol. Soc. Am. Bull.* 1967. V. 78. P. 1077–1110.
[https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1967\)78\[1077:ybot-tr\]2.0.co;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1967)78[1077:ybot-tr]2.0.co;2)
- Tegner C., Storey M., Holm P.M., Thorarinsson S.B., Zhao X., Lo C.-H., Knudsen M.F.* Magmatism and Eureka deformation in the High Arctic Large Igneous Province: ^{40}Ar – ^{39}Ar age of Kap Washington Group volcanics, North Greenland // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2011. V. 303. P. 203–214.
<https://doi.org/10.1016/j.epsl.2010.12.047>
- Thórarinnsson S.B., Söderlund U., Døssing A., Holm P.M., Ernst R.E., Tegner C.* Rift magmatism on the Eurasia basin margin: U–Pb baddeleyite ages of alkaline dyke swarms in North Greenland // *J. Geol. Soc.* 2015. V. 172. № 6. P. 721–726.
<https://doi.org/10.1144/jgs2015-049>
- Tomkeiff S.I.* The basalt lavas of the Giant's Causeway district of Northern Ireland // *Bull. Volcanol.* 1940. V. 6. № 1.

P. 89–143.

<https://doi.org/10.1007/bf02994875>

Van de Schootbrugge B., Houben A.J.P., Ercan F.E.Z., Verreussel R., Kerstholt S., Janssen N.M.M., Nikitenko B., Swan G. Enhanced Arctic-Tethys connectivity ended the Toarcian Oceanic Anoxic Event in NW Europe // *Geol. Mag.* 2020. V. 157. P. 1593–1611.

<https://doi.org/10.1017/S0016756819001262>

Vye-Brown C., Self S., Barry T.L. Architecture and emplacement of flood basalt flow fields: case studies from the Columbia River Basalt Group, NW USA // *Bull. Volcanol.*

2013. V. 75. № 3.

<https://doi.org/10.1007/s00445-013-0697-2>

Waters A.C. Determining directions of flow in basalts // *Am. J. Sci.* 1960. V. 258-A. P. 350–366.

Woolam R., Riding J.B. Dinoflagellate cyst zonation of the English Jurassic // *Inst. Geol. Sci. Rep.* 1983. V. 83. № 2. 44 p.

Рецензенты А.М. Никушин,

М.А. Рогов, А.Г. Федяевский, О.В. Шурекова

Early Jurassic Flood Basalt Volcanism on the Franz Josef Land Archipelago: Geological and Palynostratigraphical Data

Yu. V. Karyakin^{a, #} and G. N. Aleksandrova^{a, ##}

^a *Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

[#]*e-mail: yukar61@mail.ru*

^{##}*e-mail: dinoflag@mail.ru*

Biostratigraphic evidence of the presence of Early Jurassic flood basalts on the Franz Josef Land archipelago is presented. The flood basalts form layered section with two units, which is not discovered for Early Cretaceous basalts. The lower unit is composed by large-columnar basalts (colonnade), and the upper unit by small-columnar (entablature) chaotic-fan basalts. On the Hooker Island, the basalt flow is exposed on the Sedov Plateau, on the Lunacharsky Rock Cape and, possibly, on Al'banov Cape. On the southern slope of the Sedov Plateau, the basalt flow overlaps sands and sandstones, which contain palynoassemblage of the lower Toarcian. In the Lunacharsky Rock Cape outcrop, the underlying basalt sands are of the Pliensbachian to Early Toarcian chronostratigraphic interval. Apart from the Hooker Island, we observed basalts with the "colonnade/entablature" on three other islands: Scott Keltie, May and Leigh-Smith. The most complete section was found in the western part of the Leigh-Smith Island, where basalts are underlain and overlapped by sand units. The underlying sands in contact with basalts have a quenching zone. There is no quenching zone at the contact with the overlapping sands. A palynocomplex from the lower sand unit is early Toarcian in age. The palynocomplex found in the upper sand unit indicates its accumulation in the interval from the lower part of the late Toarcian to the early Aalenian. A palynological study of the underlying and overlying deposits of the basalt flow has shown that the flow is underlain by continental and coastal-marine sediments of the Pliensbachian to the upper part of the early Toarcian age interval. Basalt flow is overlain by the earliest late Toarcian–early Aalenian marine sediments. According to the modern chronostratigraphic scale, the age of the basalt flow can be estimated as approximately 180 million years, which is quite consistent with the earlier obtained ⁴⁰Ar/³⁹Ar data of 189.1 ± 11.4 million years. These data indicate that the basalt flow was formed during a narrow stratigraphic interval of the uppermost lower–earliest upper Toarcian.

Keywords: Russian Arctic, Jurassic, Toarcian, basalt volcanism, colonnade, entablature, palynocomplex