



РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
НАУЧНЫЙ СОВЕТ ПО ПРОБЛЕМАМ
ТЕКТониКИ И ГЕОДИНАМИКИ
ПРИ ОТДЕЛЕНИИ НАУК О ЗЕМЛЕ
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ РАН
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ФАКУЛЬТЕТ МГУ

МАТЕРИАЛЫ
СОВЕЩАНИЯ

Том I

МОСКВА
2016

ТЕКТОНИКА, ГЕОДИНАМИКА И РУДОГЕНЕЗ СКЛАДЧАТЫХ ПОЯСОВ И ПЛАТФОРМ



Материалы 48 (XLVIII) тектонического совещания. Том I. 2016

1. McCaughey J., Tapponnier P., Sieh K. et al. The great East Japan (Tohoku) 2011 earthquake: Important lessons from old dirt // Earth Observatory of Singapore. Nanyang Technological University, 2011.
2. Родников А.Г., Забаринская Л.П., Рашидов В.А., Сергеева Н.А. Геодинамические модели глубинного строения регионов природных катастроф активных континентальных окраин. М.: Научный мир, 2014. 172 с.
3. Maruyama S. Pacific-type orogeny revisited: Miyashiro-type orogeny proposed // The Island Arc. 1997. Vol. 6. № 1. P. 91-120.
4. Taira A. Tectonic evolution of the Japanese island arc system // Annu. Rev. Earth & Planet. Sci. 2001. Vol. 29. P. 109-134.
5. Iizaki Y., Aoki K., Nakama T. et al. New insight into a subduction-related orogen: a reappraisal of the geotectonic framework and evolution of the Japanese Islands // Gondwana Research. 2010. Vol. 18. P. 82-105.
6. Maruyama S., Iizaki Y., Kimura G. et al. Paleogeographic maps of Japanese Islands: Plate tectonic synthesis from 750 Ma to the present // The Island Arc. 1997. Vol. 6. № 1. P. 121-142.
7. Sato H., Hirata N., Koketsu K. et al. Earthquake source fault beneath Tokio // Science. 2005. P. 462-464.
8. Zhao D.P., Ohtani E. Deep slab subduction and dehydration and their geodynamic consequences: evidence from seismology and mineral physics // Gondwana Research. 2009. Vol. 16. P. 401-413.

В.Г. Захаров¹

Особенности динамики транспорта морских и наземных льдов в Арктике и Антарктике

Известно, что льды являются одним из самых мощных агентов подготовки, транспортировки и отложения осадочного материала. Дальность действия этого агента транспортировки в условиях океана: крупные айсберги проходят расстояния от мест своего образования до 4–6 тыс. км и в ходе таяния откладывают на дно заключенный в них осадочный материал. Айсберги и морские льды могут переносить осадочный материал от валунов диаметром более 10 м до тонкого пелитового

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

материала. Велика подъемная сила льдов: 1 кубический метр льда в зависимости от плотности может переносить от 100 до 300 кг осадочного вещества [10].

Средняя годовая площадь распространения полярных льдов в Мировом океане составляет 26 млн км², или примерно 7% его площади [6], что близко к площади современного материкового оледенения. В недавнем геологическом прошлом – во время позднекайнозойских и четвертичных оледенений – площади распространения континентального и океанического льда значительно расширились, и ледовый седиментогенез становился основным видом осадочного процесса на Земле [10].

Морские льды Арктики образуют компактный океанический массив вокруг полюса. Основная масса льдов Северного полушария – льды, дрейфующие под влиянием ветров и морских течений. Исключение составляет неподвижный лед – береговой припай. Внутригодовой максимум площади льда на полушарии – 15416 млн км² приходится на март, минимум – 8020 млн км² на сентябрь. Средняя годовая осадка в целом для Северного Ледовитого океана – 2.9 м [7].

Льды архипелагов Арктики представлены покровами и горно-покровными комплексами с выводными (приливными), горными ледниками и отдельными ледниковыми куполами. Приливные ледники (часто пульсирующие) – наиболее динамичны и периодически продуцируют айсберги.

В Канадской Арктике на о-ве Элсмир располагается шельфовый ледник Ханта, айсберги которого, как и поля взломанного многолетнего припая из фьордов Северной Гренландии и Канадской Арктики, называют ледяными островами [6].

Площадь оледенения всей Арктики составляет 2042400 км², ежегодный сток арктических айсбергов равен 470 км³. Из этой общей массы айсбергов 460 км³ приходится на Гренландию, 5 км³ – на Шпицберген, 2.26 км³ – на Землю Франца-Иосифа, 2 км³ – на Новую Землю и 0,4 км³ – на все другие арктические острова [6].

Наиболее высокие скорости движения присущи выводным ледникам Гренландии и могут достигать 20–31 м/сут, т.е. до 5–6 км/год. Приливные пульсирующие ледники Шпицбергена при подвижках могут в короткие сроки внезапно продвигаться на 3–12 км. Гораздо ниже скорость движения ледника Шокальского на Новой Земле – 150 м/год. На Земле Франца-Иосифа средние выводные ледники движутся со скоростью 60–80 м/год [1].

Большая часть моренного материала ледниковых покровов переносится к морю приливными ледниками и откладывается перед фронтом в виде осадков. Ярким примером образования подводных конечных мо-

рен в Арктике является район перед фронтом шпицбергенского ледника Бросвель. Моренные дуги протяженностью до 70 км образовались после подвижки (сдвиг) ледника на 20 км с 1936 по 1938 гг. и последующего отступления его края на 5 км в результате облома айсбергов. Общая протяженность пояса подводных сдвиговых морен ледника Бросвель и соседней ледниковой лопасти составляет более 110 км. Геология района и осадки морен хорошо изучены [14].

Крупномасштабная циркуляция поверхностных вод и льдов в Северном Ледовитом океане представлена: трансарктическим переносом в восточной части полушария и антициклоническим круговоротом в западной. Трансарктический дрейф начинается на севере Чукотского моря, через район полюса направляется в пролив между Гренландией и Шпицбергенем и продолжается Восточно-Гренландским течением до южной оконечности Гренландии, преимущественно переходя в Атлантику. От истока Трансарктического дрейфа на севере Чукотского моря до юга Гренландии длиной около 6000 км уходит примерно 4–5 лет [6]. Такое время потребовалось бы для транспортировки льдом аэрозольного материала и других видов осадков, переносимых айсбергами и ледяными островами.

Колебания плавающих частей ледников Арктики и Антарктиды определяются особенностями изменений климата и гидрологии высоких широт и обусловлены 18.6-летней цикличностью изменчивости лунно-солнечных приливных сил [3, 5, 13], Смена периодов наступаний и отступаний края ледников в результате обломов айсбергов, связана с чередованием меридиональной и зональной форм атмосферной циркуляции, интенсивностью циклонов, вариациями количества осадков, притока тепла. Реакция плавающих частей ледников на усиление циклонической деятельности и нагонов воды барическими волнами циклонов, выражается в ускорении движения ледников (сдвиг) в сторону моря [3].

Вибрационное перемещение ледников. Деформации лунно-солнечных приливных сил малы по величине, но периодически повторяются и действуют постоянно [13]. Они создают накапливающиеся эффекты, которые проявляются в трансформации вертикальных приливных смещений в горизонтальные смещения ледников. При отливах плавающие части шельфовых и выводных ледников налегают на подледные поднятия дна, замедляя свое движение в сторону моря. При приливах и повышениях уровня моря плавающие части ледников всплывают, и, не испытывая силы трения о ложе, смещаются в сторону моря под действием горизонтального компонента силы давления со стороны внутриконтинентальных масс льда [5].

Морские льды Антарктики. Суммарная площадь пояса льдов вокруг материка от февраля к сентябрю изменяется от 5 до 20 млн км². Толщина льдов в эти же сроки меняется от 0.92 до 1.08 м, а сплоченность от 6 до 7.6 балла [6, 7]. При этом объемы морских льдов в эти же сроки изменяются от 2.8 до 27.9 тыс. км³ [12]. Зимой по периметру континента формируется припай.

Генеральные особенности дрейфа льдов в южнополярных водах: устойчивый западно-восточный перенос воздушных масс к северу от 65–60° ю.ш. и перенос противоположного направления вдоль антарктического побережья. В связи с этим на севере ледяного пояса дрейф льдов происходит в восточном направлении, а на юге, на границе с континентом – в западном [7].

Оледенение Антарктиды представлено материковым льдом с выводными ледниками и ледниковыми потоками, а также шельфовыми ледниками – плавающими частями покрова.

Площадь шельфовых ледников достигает 1653 тыс. км², что составляет 11.8% площади всей Антарктиды. Плавающие языки выводных ледников составляют лишь 0.2 % площади ледникового покрова, или 1.3–1.6 % площади всех его плавающих частей, т.е. более чем на 98 % площадь морских образований Антарктиды, представлена шельфовыми ледниками [3].

В периоды общих подвижек (серджей) шельфовых и выводных ледников Антарктиды скорость продвижения их фронта возрастает на 70–100 % по отношению к скоростям периодов отступаний. Так, скорости продвижения фронта шельфовых ледников Ронне и Фильхнера при подвижках составляли 2200 и 2000–2500 м/год, а при отступаниях 1100 и 1000 м/год соответственно. Скорость продвижения фронта выводного ледника Ширазе при подвижках возрастала с 1800–2000 м/год до 3150–3820 м/год [3, 5]. Таким образом, продуктивность отложения донных осадков антарктическими ледниками у края покрова может циклически увеличиваться на 70–100 %.

Расчетный среднегодовой объем антарктических айсбергов равен 4.7 тыс. км³. При среднегодовом объеме айсбергового стока с континента в 2.2 млн км³ средняя продолжительность айсбергов в Южном океане будет равна 2 годам. [12]. Айсберги, сидящие на мели у побережий Антарктиды могут существовать до 25 лет (например, айсберги шельфовых ледников Фильхнера и Шеклтона).

Важно отметить, что в соответствии с данными о сопряженности циркуляционных атмосферных процессов Северного и Южного полушарий [2, 9], а также результатами исследования динамики ледовых процессов, происходящих одновременно в Арктике и Антарктике [8,

11], появляется возможность по ледовым, или ледниковым событиям в одном полушарии, оценивать аналогичные события в другом. Иными словами, при серджах приливных ледников в Арктике и, соответственно, формировании осадков подводных конечно-моренных гряд, можно говорить об одновременном отложении осадочного материала в каком-либо из районов антарктического шельфа.

Таким образом, в течение XX столетия в колебаниях края ледников Арктики (как и в колебаниях айсбергового стока Антарктиды) проявлялись взаимосвязи с вариациями дисперсии D приливных колебаний скорости вращения Земли. Периодичность в динамике полярных ледников составляет в среднем 18.6 года изменчивости лунно-солнечных приливных сил.

Приведенные данные о лунно-солнечно-приливной природе циклических 18.6-летних колебаний края морских ледников Арктики и Антарктиды позволяют говорить о том, что транспорт моренного материала ледниками к морю, а соответственно, продуктивность отложения осадков при формировании подводных конечных морен, также должна носить циклический характер и существенно возрастать (возможно до 70–100 %) во время ледниковых серджей.

Литература

1. Воеводин В.А. О механизме откола льда от ледников и образования айсбергов (обзор исследований) // Айсберги Мирового океана. СПб.: Гидрометеиздат, 1996. С. 37–53.
2. Дзердзеевский Б.Л. Сравнение главнейших закономерностей циркуляции атмосферы над южным и северным полушариями. М.: Наука, 1975. С. 149–158.
3. Захаров В.Г. Колебания ледников Антарктиды. М.: Аккоринформиздат, 1994. 128 с.
4. Захаров В.Г. Особенности колебаний ледников Приатлантической Арктики (конец XIX – начало XXI вв.) // Сложные системы. 2014. № 4 (13). С. 33–45.
5. Захаров В.Г., Сидоренков Н.С. Влияние лунно-солнечных приливов на айсберговый сток Антарктиды // Метеорология и гидрология. 2013. № 2. С. 49–55.
6. Захаров В.Ф. Морские льды в климатической системе. СПб.: Гидрометеиздат, 1996. 213 с.
7. Захаров В.Ф. Морские льды // Атлас снежно-ледовых ресурсов мира. 1997. Т. 2. Кн. 2. С. 68–87.

8. *Захаров В.Г., Кононова Н.К.* Глобальная циркуляция атмосферы и сопряженность гляциологических процессов в Арктике и Антарктике // Лед и снег. 2010. Вып. 2. С. 127–135.

9. *Кононова Н.К.* Классификация циркуляционных механизмов Северного полушария по Б.Л. Дзердзеевскому. М.: Воентехиниздат, 2009. 372 с.

10. *Лисицын А.П.* Ледовая седиментация в Мировом океане. М.: Наука, 1994. 448 с.

11. *Мавлюдов Б.Р., Кононова Н.К., Захаров В.Г.* Взаимосвязь динамики ледовых катастроф в Антарктике и Арктике с циркуляцией атмосферы Южного и Северного полушарий // Сложные системы. 2015. № 3 (16). С. 61–76.

12. *Романов А.А.* Льды Южного океана и условия судоходства. Л.: Гидрометеониздат, 1984. 88 с.

13. *Сидоренков Н.С.* Лунно-солнечные приливы и атмосферные процессы // Природа. 2008. № 2. С. 23–31.

14. *Solheim A.* The depositional environment of surging sub-polar tidewater glaciers. Oslo, 1991. Skrieter No. 194. 97 p.

Д.С. Зыков, А.В. Полещук¹

О признаках горизонтальных движений Воронежского выступа кристаллического фундамента ВЕП на неотектоническом этапе

Воронежский выступ кристаллического фундамента (ВВФ) центральной части ВЕП располагается в южном обрамлении Беломорско-Среднерусского подвижного пояса, который, в свою очередь является внешней частью обширной зоны тектонической аккомодации Балтийского щита и Русской плиты – флексуры А.А. Полканова [1]. Реконструкция направлений перемещений отдельных сегментов позволяет подойти к решению вопроса о кинематике перемещений в пределах всего аккомодационного тектонического ансамбля.

ВВФ представляет собой пологое поднятие погребенного фундамента под покровом почти нацело перекрывающих его чехольных РЗ, МЗ и КЗ отложений. Сложен выступ сложнодислоцированными АР и РР₁ комплексами, осложненными разрывными нарушениями. ВВФ имеет в

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия