

и крыльям, сопряженным с поднятиями. Характерная черта ложбин, которые имеют взаимосвязь с соляными структурами, заключается в их нередкой приуроченности к активным разломам. Эти разломы прослеживаются внутри отраженных складок в надсолевых верхнедевонско-кайнозойских осадочных отложениях с заметным смещением вплоть до поверхности дочетвертичных отложений, где наследуются ложбинами. Развитие солевых структур и разломов в наревскую и днепровскую ледниковые эпохи создавало под ледниками ослабленные зоны, которые способствовали гляциотектоническим деформациям, ледниковой экзарации и эрозии подледниковых потоков талых ледниковых вод.

Библиографические ссылки

1. White W. A. Displacement of Salt by the Laurentide Ice Sheet // *Quaternary Research*. 1992. N 38. P. 305–315.
2. Sirocko F., Szeder T., Seelos C. et al. Young tectonic and halokinetic movements in the North-German-Basin: its effect on formation of modern rivers and surface morphology/ *Netherlands Journal of Geosciences // Geologie en Mijnbouw*. 2002. N 81(3–4). P. 431–441.
3. Hseinat M. Al., Hubsher C. Ice-load induced tectonics controlled tunnel valley evolution – instances from the southwestern Baltic Sea // *Quaternary Science Reviews*. 2014. N 97. P. 121–135.
4. Lang J., Hampel A., Brandes Ch., Winsemann J. Response of salt structures to ice-sheet loading: implications for ice-marginal and subglacial processes // *Quaternary Science Reviews*. 2014. N 101. P. 217–233.
5. Геология Беларуси / А. С. Махнач, Р. Г. Гарецкий, А. В. Матвеев и др. Минск: Ин-т геол. наук НАН Беларуси, 2001. 815 с.
6. Конищев В. С. Соляная тектоника Припятского прогиба. Минск: Наука и техника, 1975. 150 с.

УДК 551.336(476)

ВЛИЯНИЕ ТАЛЫХ ЛЕДНИКОВЫХ ВОД НА ФОРМИРОВАНИЕ ЛОЖБИННА ТЕРРИТОРИИ БЕЛОРУССКОГО ПООЗЕРЬЯ

Е. В. Хилькевич

Белорусский государственный университет, факультет географии и геоинформатики,
пр. Независимости 4, 220030 Минск, Республика Беларусь; katya.xilk@list.ru

Одним из основных факторов, оказавшим влияние на формирование субгляциальных водно-эрозионных ложбин, является дренаж талых подлёдных вод под высоким гидростатическим давлением. Талые воды присутствуют у основания ледников, где лёд достигает температуры близкой к точке таяния, и отсутствуют в ледниках, где лёд приморожен к ложу. По мнению многих исследователей, плейстоценовые ледниковые покровы относились к политермальным. Только в самых внешних частях краевых зон и в пределах ледоразделов ледники могли иметь холодное основание, которое не способствовало скоплению талых вод [2].

Образование талых подлёдных вод происходило в результате таяния льда за счёт поступающего геотермического теплового потока и в результате трения льда о ложе. Талые поверхностные воды проникали внутрь ледника по трещинам, вертикальным каналам и достигали его ложа. В краевой зоне супрагляциальные талые воды были основным источником вод в ложе ледника. В центральных частях леднико-

вых покровах, где лёд был более мощным и менее трещиноватым, их роль значительно уменьшалась [4].

Талые воды у ледникового основания транспортируются к краю ледника через канализированные потоки и системы, распределенные по поверхности ложа, а также через подлёдные водоносные горизонты как подземные воды [3, 4]. Канализированные потоки образуют следующие формы:

- каналы Рётлисбергера, выработанные во льду непосредственно над ложем;
- каналы Ная, врезаемые в коренные породы;
- подлёдные водно-эрозионные ложбины – крупные долинообразные понижения, выработанные в подлёдных отложениях.

К распределенным по поверхности ложа системам относятся:

- тонкая плёнка воды на контакте лёд–ложе;
- система связанных, заполненных водой, полостей между льдом и породами ложа;
- разветвленная система мельчайших каналов между льдом и поверхностью ложа.

На существование разных видов дренажных систем оказывали влияние климатические, гляциологические и геологические условия.

Основным параметром, влияющим на способ дренажа талых вод под ледником, является коэффициент фильтрации пород ложа [1, 3]. Ледниковые покровы распространялись радиально из внутренней зоны к периферии. Во внутренних зонах оледенения они находились на кристаллических породах с очень низким коэффициентом фильтрации. Внешние части ледников оказывались на субстрате, построенном из мощных осадочных пород (слоистых песков, глин, мергельно-меловых и др.). Коэффициент фильтрации для последних изменяется в широких пределах: от 10^{-12} м/с для глин до 10^{-2} м/с для гравия. Эти отложения формировали водоносные горизонты, способные проводить талые подземные воды, и водоупоры.

В настоящее время существует две основных концепции о характере дренажа талых подлёдных вод. Первая из них основана на том, что породы субстрата имели достаточную проницаемость и все талые подлёдные воды разгружались через породы ледникового ложа [1]. Согласно второй концепции только $\frac{1}{4}$ часть талых подлёдных вод была способна дренировать через подлёдные водоносные горизонты [3]. Остальная часть накапливалась в подлёдных водоёмах. Находясь под высоким гидростатическим давлением, подлёдные бассейны спускались через более эффективные дренажные системы, такие, как каналы Ная и ложбины.

Подлёдные озёра установлены под современными ледниковыми покровами в Антарктиде, Исландии. Например, в Антарктиде обнаружено более 380 подлёдных озёр. Самое крупное из них является оз. Восток, площадью около 14 000 км² и глубиной более 800 м [5]. Следы геологической деятельности подлёдных озёр и катастрофических спусков вод выявлены и в области древних материковых оледенений. Возникновению подлёдных озёр способствовали понижения в ледниковом ложе, наличие вечной мерзлоты у края ледника, которая предотвращала разгрузку талых вод по водоносным горизонтам, развитие пород с низкой проницаемостью и др.

На территории Белорусского Поозерья по характеру геологического строения и формирования выделяется 2 группы подлёдных водно-эрозионных ложбин.

Первая группа включает ложбины, образованные в результате катастрофических спусков подлёдных озёр. К ней относятся Долгое, Гиньковская, Вечельская и Зароновская ложбины. Ложбины начинаются в понижениях

внутренних зон краевых комплексов и протягиваются до их дистальных частей. Эти ложбины обнаруживают связь с районами распространения подлёдных озёр: Верхнедвинского, Полоцкого, Шумилинского (рис. 1). В современном рельефе древнеозёрные котловины приурочены к наиболее пониженным участкам Полоцкой низины и Шумилинской равнины. В плане котловины имеют изометричную форму. Поверхность в основном пологовогнутая или плоская с абсолютными отметками 134–139 м, иногда осложняется поднятиями высотой 5–7 м. В современном рельефе им соответствуют обширные болотные массивы с гляциокарстовыми озерами. Отложения подлёдных озёр залегают в виде линз на флювиогляциальных и лимногляциальных песках времени наступания поозёрского оледенения. Перекрыты подлёдные аккумуляции основной мореной поозёрского возраста. Мощность линз подлёдно-озёрных отложений составляет 8–15 м. В их строении участвуют преимущественно мелко- и тонкозернистые пески с редким гравием и галькой, с редкими прослоями мореных супесей и суглинков (рис. 2).



Рисунок 1 – Карта распространения подлёдных озёр и водно-эрозионных ложбин поозёрского возраста на территории Поозерья

1 – водно-эрозионные ложбины; 2 – озёрные котловины; границы краевых комплексов: 3 – оршанской стадии, 4 – витебской фазы, 5 – brasлавской стадии. Цифрами обозначены подлёдные озёра: I – Верхнедвинское, II – Полоцкое, III – Шумилинское.

Ложбины этой группы начинаются у дистальных окончаний древнеозёрных котловин. Они имеют слабоизвилистые или спрямленные в плане очертания, протяжённость до 25 км и глубину до 70 м. Одни ложбины (Гиньковская) по мере удаления от подлёдного озера разделяются на рукава. Другие ложбины (Зароновская) начинаются двумя рукавами, которые сливаются и образуют единую ложбину. Ложбины имеют подлёдные и камовые террасы, свидетельствующие о многократных этапах спусков талых вод: Долгое, Вечельская ложбины. У окончания этих ложбин наблюдаются обширные конусы выноса и дельты, сложенными флювиогляциальным грубообломочным материалом. Это свидетельствует о больших объёмах и высоких скоростях движения талых подлёдных вод. Основным источником подлёдных вод для формирования этих ложбин были воды подлёдных

озёр. К ложбинам катастрофических спусков талых вод, заключённых в подлёдных озерах, относятся также Сорочанская и Берёзовская ложбины поозёрского возраста, Чашникская ложбина в поверхности березинского ледникового горизонта, Видзовская, Верхнедвинская и Поставская ложбины сожского возраста.

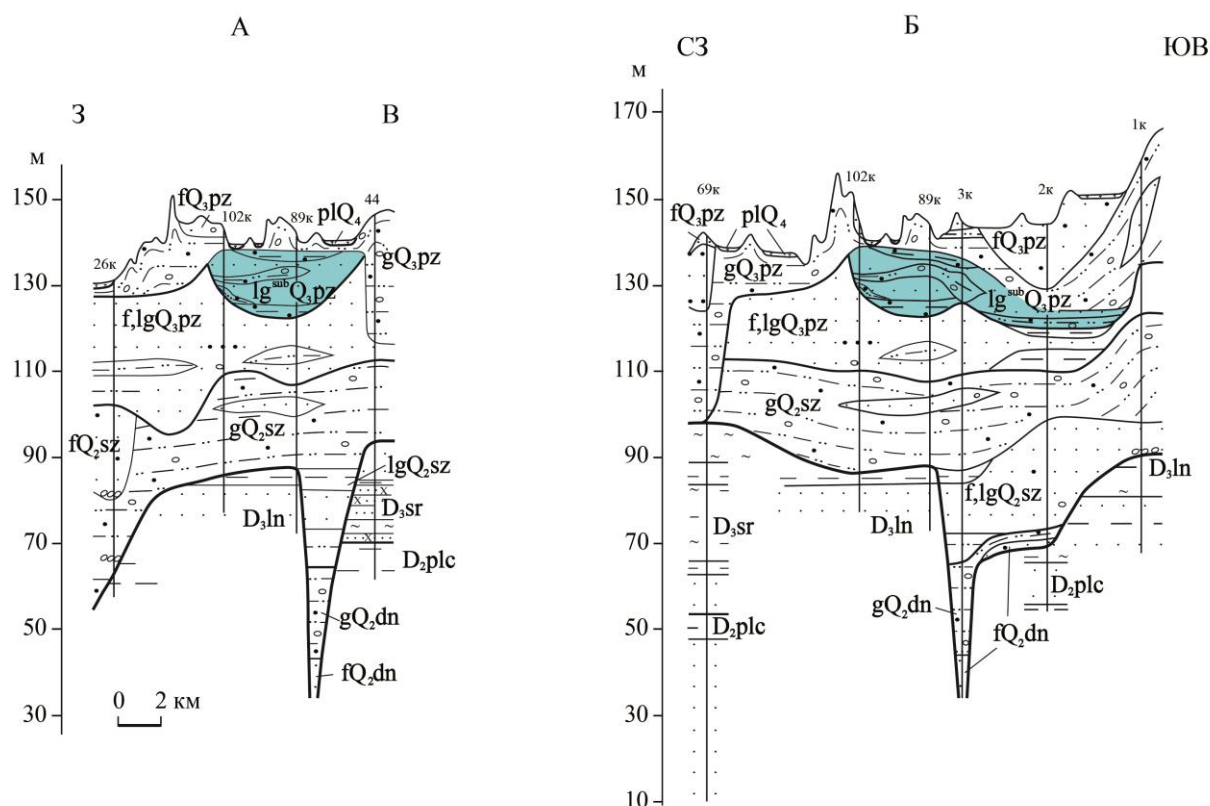


Рисунок 2 – Условия залегания отложений Шумилинского подлёдного озера

А – по линии дд. Залужье–Дворище,

Б – по линии дд. Юрово–Дворище Язвинское Шумилинского р-на

Ко второй группе относятся ложбины, формирование которых обусловлено талыми наледниковыми водами, поступившими в ложе ледника. Эти ложбины расположены преимущественно в краевых зонах. Присутствия отложений подлёдных озёр у их северных окончаний не обнаружено. В основном это короткие (до 10 км), слабоизвилистые или спрямлённые, относительно неглубокие (до 24 м) отрицательные формы рельефа. Ложбины оканчиваются камовыми массивами, озами, дельтами, сложенными в основном мелкими песками. Прослои и линзы грубообломочного материала в их строении встречаются редко. В рельефе Белорусского Поозерья примерами таких ложбин являются Должанская, Карпинская, Забельская, Бобрицкая, Полсвижская, Худовецкая, Веринская ложбины. Основным источником вод для образования ложбин этой группы были талые наледные и внутрилёдные воды, которые по вертикальным трещинам и каналам попадали в ложе ледника. Намного меньшие объёмы талых вод определили небольшую протяжённость, глубину и мелкообломочный состав материала флювиогляциальных форм рельефа на дистальных окончаниях ложбин.

Таким образом, формирование подлёдных водно-эрозионных ложбин на территории Белорусского Поозерья тесно связано со спусками подлёдных озёр и наледных

и внутрилёдных вод. Спуски подлёдных озёр носили катастрофический характер и привели к созданию протяжённых и глубоких ложбин. Налёдные и внутрилёдные талые воды, поступившие в ложе ледника по внутриледным трещинам и каналам, имели меньшую эродирующую силу и сформировали короткие и относительно неглубокие ложбины.

Библиографические ссылки

1. Boulton G. B., Caban P. E., van Gijssel K. Groundwater flow beneath ice sheets: part I – large scale patterns // *Quaternary Science Reviews*. 1995. Vol. 14. P. 545–562.
2. Kleman J., Glasser N. F. The subglacial thermal organisation (STO) of ice sheets // *Quaternary Science Reviews*. 2007. Vol. 26. P. 585–597.
3. Piotrowski J. A. Subglacial hydrology in North-Western Germany during the Last glaciation: groundwater flow, tunnel valleys and hydrological cycles // *Quaternary Science Reviews*. 1997. Vol. 16. P. 169–185.
4. Piotrowski J. A. Channelized subglacial drainage under softbedded ice-sheets: evidence from small N-channels in Central European lowland // *Geol. Quart.* 1999. N 43(2). P. 153–162.
5. Siegert M. J. Antarctic subglacial lakes // *Earth-Science Reviews*. 2000. N 50. P. 29–50.

УДК 551.337

ДВОЙНОЙ ИНТЕРГЛЯЦИАЛ КАК ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ТИП ОЗЁРНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

А. Ф. Санько

Белорусский государственный университет, факультет географии и геоинформатики,
пр. Независимости 4, 220030 Минск, Республика Беларусь; sankoaf@tut.by

Озёрные отложения четвертичных отложений зоны материковых оледенений играют роль стратиграфических реперов. Они содержат богатую палеогеографическую информацию, являются источником геологической летописи того или иного интервала времени. Озёрные отложения легко диагностируются среди континентальных образований, наиболее приемлемы для биостратиграфических построений. В них, как правило, обильны палеонтологические остатки, которые дают надёжный фактический материал для стратиграфических построений. Озёрные отложения в зоне материковых оледенений встречаются на различных уровнях, разделяя разновозрастные слои и горизонты. Вместе с тем, далеко не все озёрные толщи одинаково пригодны для стратиграфии плейстоцена, даже если они залегают без гляциодислокаций. Основную роль в стратиграфическом отношении играют озёрные образования интергляциалов, разделяющие гляциальные и перигляциальные толщи. Интерстадиальные озёрные отложения значительно беднее палеонтологическими находками, как правило, не содержат руководящих ископаемых, позволяют расчленять лишь стадиальные отложения друг от друга. Их стратиграфическая роль значительно возрастает в случае совместного нахождения с интергляциальными озёрными осадками. Слабо пригодны для региональных стратиграфических построений отложения старичных озёр, поскольку они залегают в составе аллювия и, следовательно, могут датировать лишь ископаемые аллювиальные свиты. Исходя из сказанного, для стратиграфических целей в зоне материковых оледенений на основе комплекса палеонтологических данных должны использоваться интергляциальные отложения только