

УДК 556.531.4

## ОБ АПВЕЛЛИНГАХ В ОЗЕРЕ БАЙКАЛ

© 2012 г. М. Н. Шимараев, Е. С. Троицкая, В. В. Блинов,  
В. Г. Иванов, Р. Ю. Гнатовский

Представлено академиком М.А. Грачевым 17.08.2011 г.

Поступило 05.09.2011 г.

Крупномасштабный подъем глубинных вод (апвеллинг) оказывает заметное влияние на термические и динамические процессы в океанах и больших озерах, вызывая неоднородности в распределении физико-химических и биологических характеристик, поступление в фотический слой биогенных элементов, необходимых для развития фитопланктона [1, 2]. К основным причинам апвеллингов относятся: сгон поверхностных вод при ветре с берега, экмановский перенос во вдольбереговых течениях, подъем вод в центрах циклонических вихрей. На Байкале в условиях его огромных глубин [3] апвеллинги должны играть особую роль в озерных процессах, особенно в период прямой термической стратификации, когда они обеспечивают в основном тепло- и массообмен глубинных и верхних слоев воды. Между тем до настоящего времени нет обобщающих сведений об этом явлении, а наблюдения за ним имеют эпизодический характер.

Первое описание апвеллинга при штормовом ветре с берега было дано Г.Ю. Верещагиным [4]. Им оценена глубина подъема вод, составившая с учетом измеренных при шторме у поверхности значений температуры воды  $T$  и содержания  $O_2$  50–200 м, а по  $CO_2$  600 м. Последняя величина сомнительна из-за большой ошибки определения  $CO_2$  ( $\pm 20\%$ ) [5] и использования для сравнения данных о распределении  $CO_2$  с глубиной до шторма в 200 км от места наблюдений. Последующие наблюдения с судов, спутников и на буйковых станциях [6–9] давали лишь краткую информацию о локальном проявлении апвеллинга. Определенные результаты получены по итогам многолетних исследований течений [10]. На основе схемы циклонической циркуляции была оценена скорость опускания вод у берегов ( $\sim 10^{-2}$  см/с) и подъема в центре озера ( $10^{-3}$  см/с) [10, 11], выделены возможные районы развития этих процессов [12].

В задачи работы входило изучение основных количественных характеристик прибрежных и пелагических апвеллингов в период прямой температурной стратификации (июль–середина ноября) по репрезентативным материалам разных лет (рис. 1). Они включали измерения в июле–октябре 2002–2010 гг. на постоянных разрезах зондом SBE-25 температуры (точность  $\pm 0.002^\circ C$ ) и электропроводности, по которым рассчитаны скорости геострофических течений в верхнем слое и по методике из [13] минерализация воды ( $\pm 0.01$  мг/кг). Полезными оказались измерения температуры ( $\pm 0.02^\circ C$ ) в Южном Байкале на разрезе пос. Листвянка – пос. Танхой (1971–1992 гг.), на разрезе в Лиственничном заливе (1957 г.) и на береговой станции в заливе (пос. Листвянка, 1941–2010 гг.). Информация о распределении апвеллингов по акватории озера получена по ежедневным измерениям спутника NOAA/AVHRR в мае–ноябре 1996–1999 гг. и августе 2002 г. Их обработка и расчет температуры поверхности воды  $T_p$  выполнены Н.Ю. Могилевым [14].

Прибрежный апвеллинг по береговым наблюдениям возникает ежегодно со средней частотой 11–17% в июле и сентябре и 28% в августе и средней продолжительностью 8–11 сут (максимальная – 21 день). При апвеллинге  $T_p$ , понижаясь в среднем на  $6^\circ C$ , максимально на  $12^\circ C$ , достигала в отдельных случаях  $3.9$ – $4^\circ C$ . По спутниковым снимкам зона апвеллинга простирается в Южном и Среднем Байкале до 60–100, в Северном до 250 км при ее средней ширине 5–13 км. Развитие прибрежного апвеллинга рассмотрено по ежедневным измерениям температуры в слое 0–100 м в июне–декабре 1957 г. на разрезе от истока р. Ангара в открытое озеро на станциях в 0.5 (глубина 250 м), 4 (1200 м) и 8 км (1300 м). Наблюдения с 15 сентября до 15 октября характеризуют апвеллинг при сгонном ветре из долины р. Ангара и ап- и даунвеллинг при экмановском переносе вод при вдольбереговых ветрах (рис. 2).

Апвеллинг при сгонном ветре наблюдался с 17 по 25 сентября, когда ветер со средней скоростью 4.5 и усилением до 10 м/с привел в 0.5 км от истока р. Ангара к подъему вод, разру-

Лимнологический институт  
Сибирского отделения Российской Академии наук,  
Иркутск

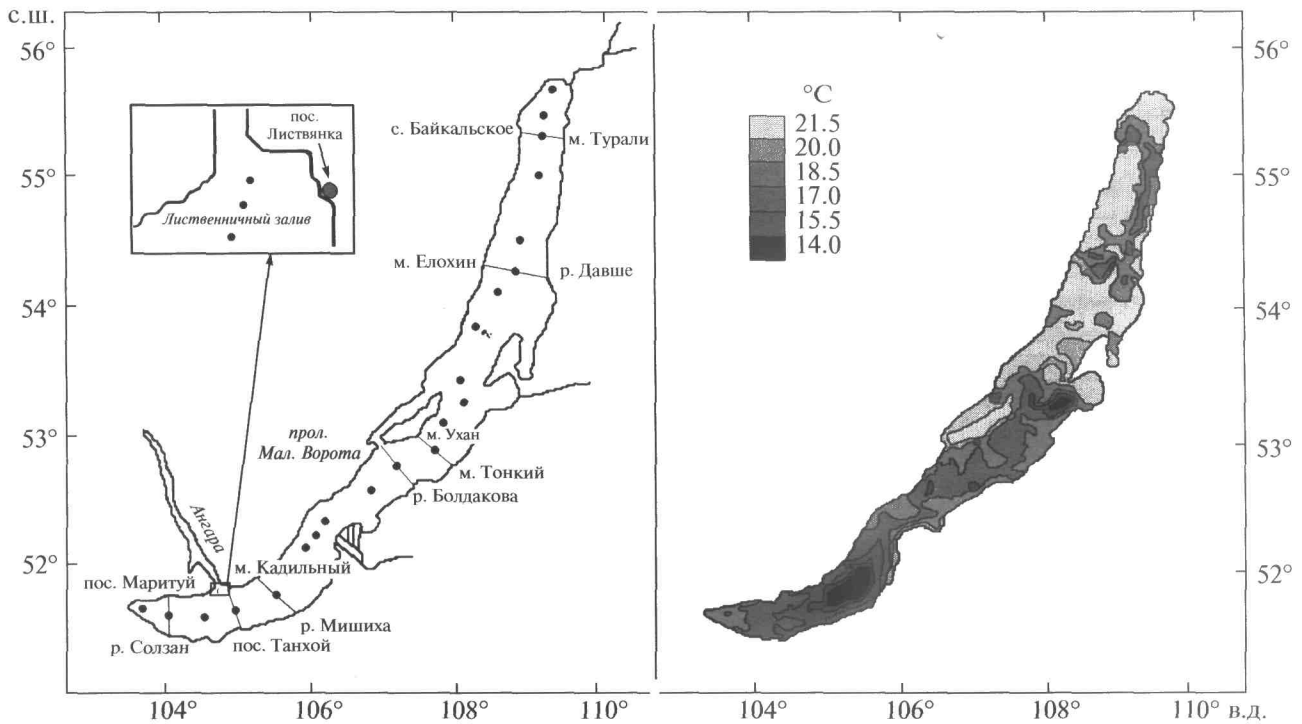


Рис. 1. Схема расположения станций гидрологических наблюдений (слева) и распределение температуры поверхности воды оз. Байкал по данным спутника серии NOAA 20.08.2002 г. (справа).

шению стратификации во всем 100-метровом слое и понижению  $T_{II}$  до  $3.72\text{--}3.78^\circ\text{C}$  (рис. 2). В 4 и 8 км от берега понижение  $T_{II}$  до  $5.4$  и  $6.9^\circ\text{C}$  соответственно указывало на выход к поверхности нижней границы термоклина. По величине вертикального подъема отдельных изотерм  $\Delta z$  и времени подъема  $\Delta t$  рассчитана скорость подъема вод  $W$  из выражения  $W = \frac{\Delta z}{\Delta t}$  (табл. 1).

Скорость подъема в нижних слоях для изотерм  $4\text{--}6^\circ\text{C}$  ( $0.6 \cdot 10^{-2}\text{--}1.2 \cdot 10^{-2}$  см/с) оказалась выше, чем в верхних ( $0.1 \cdot 10^{-2}\text{--}0.7 \cdot 10^{-2}$  см/с). Перед выходом глубинных вод на поверхность в 0.5 км от берега 21–23 сентября она возростала до  $2.3 \cdot 10^{-2}\text{--}6.5 \cdot 10^{-2}$  см/с. После 23 сентября апвеллинг в 0.5 км от берега перешел в фазу стационарного состояния и частичной релаксации с опусканием изотермы  $4^\circ\text{C}$  на глубину 80–100 м. Однако в 4 и 8 км от берега он, судя по подъему изотерм

$4\text{--}6^\circ\text{C}$ , продолжился еще 11–12 суток, до 4–5 октября. Этот подъем был следствием прибрежного экмановского апвеллинга, который был вызван западными–юго-западными ветрами над Южным Байкалом со скоростью от 4 до 8–12 м/с. Скорость подъема в этом интервале времени находилась в диапазоне  $0.5 \cdot 10^{-2}\text{--}1.2 \cdot 10^{-2}$  см/с. После 5 октября ветер над озером сменился на сильный северо-восточный со средней скоростью 5.9, временами до 8–11 м/с. В возникшем юго-западном течении под действием экмановского переноса произошло быстрое затухание апвеллинга и развитие на всех станциях с 8–9 по 14–15 октября даунвеллинга с опусканием вод с  $T > 5^\circ\text{C}$  ниже горизонта 100 м со скоростью  $2 \cdot 10^{-2}\text{--}9 \cdot 10^{-2}$  см/с, значительно превысившей скорость подъема при апвеллинге. Найденные скорости близки к наблюдаемым на других крупных озерах мира ( $0.4 \cdot 10^{-2}\text{--}8.5 \cdot 10^{-2}$  см/с) [2].

Таблица 1. Средняя величина  $W$  (см/с) для отдельных изотерм 17–25 сентября 1957 г.

Станции	$4^\circ\text{C}$	$5^\circ\text{C}$	$6^\circ\text{C}$	$7^\circ\text{C}$	$8^\circ\text{C}$	$9^\circ\text{C}$	$10^\circ\text{C}$
0.5 км	0.012	0.01	0.009	0.007	0.004	0.002	0.001
4 км	—	0.007	0.01	0.009	0.007	0.006	0.002
8 км	—	0.006	0.008	0.007	0.007	0.007	0.005

Примечание: черта — из-за неполноты данных для изотермы  $4^\circ\text{C}$  расчет не проводился.

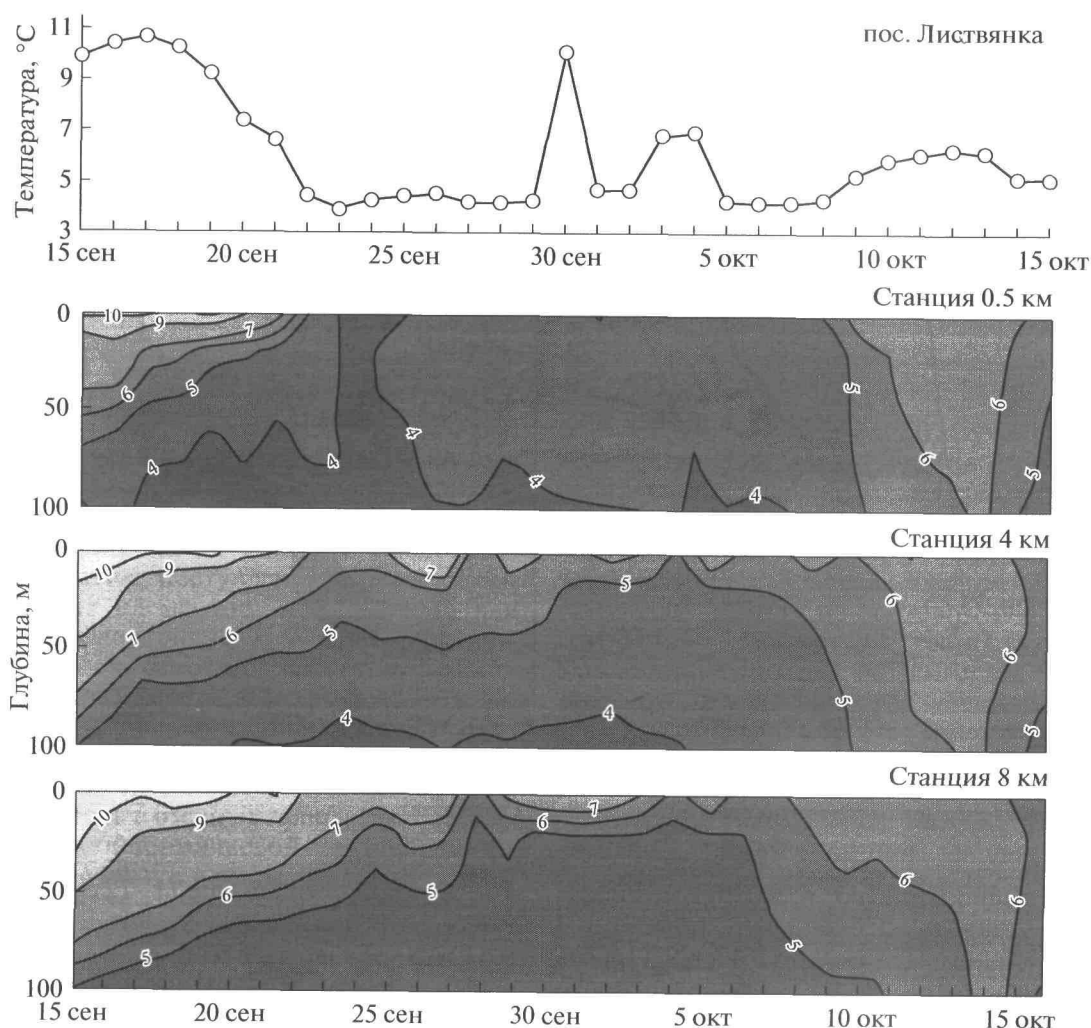
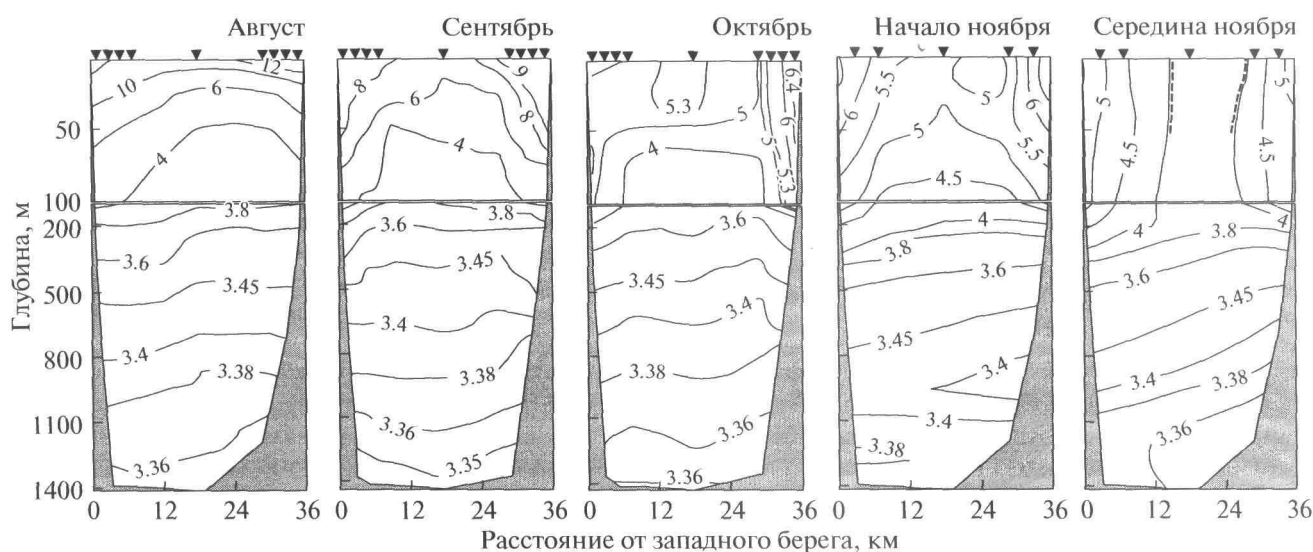


Рис. 2. Изменение температуры поверхности воды в пос. Листвянка и распределения температуры на станциях разреза от истока Ангары в озеро 15 сентября–15 октября 1957 г.

Представляет интерес вопрос о глубине развития апвеллинга в Байкале. Сравнение минимальных по всем наблюдениям значений  $T_n$  ( $3.9\text{--}4^\circ\text{C}$ ) с распределением температуры по глубине [3] показывает, что при умеренных и штормовых ветрах [4] в подъеме участвуют воды с глубин 100–150 м. С более глубоких горизонтов поступают к поверхности воды непосредственно вблизи открытой для ветров долины Ангары. Так, понижение  $T_n$  до  $3.72\text{--}3.78^\circ\text{C}$  22–24 сентября 1957 г. в 0.5 км от истока реки (рис. 2) соответствует подъему вод с глубин до 200 м. Еще большая глубина подъема (350 м) зафиксирована ранее при температурных съемках этого участка [15]. Таким образом, размеры участвующего в подъеме вод при апвеллинге на Байкале слоя (100–350 м) имеют тот же порядок, что и в условиях морей и океана (100–300 м) [1, 2].

Апвеллинги в пелагиали, выявляющиеся по спутниковым наблюдениям в разных

частях Байкала (рис. 1), сохраняются в среднем 35, максимально 88 сут и занимают до 20–60% от площади отдельных частей озера. Они наиболее часты в северо-восточной части Южного, в центральной и примыкающей к Академическому хребту частях Среднего, к северу от хребта и в центральной части Северного Байкала. Области апвеллингов близки к центрам локальных циклонических макровихрей, вызываемых действием преобладающих ветров и влиянием рельефа дна [10]. В поле макровихрей сила Кориолиса вызывает перенос теплых вод верхних слоев к берегам и их опускание с компенсирующим подъемом холодных глубинных вод в пелагиали. Устойчивость такой циркуляции находит отражение в “ядрах” низкой  $T_n$  на картах ее многолетнего распределения [3]. Циркуляция вызывает “куполообразное” распределение изотерм (рис. 3) с понижением температуры от периферии к центру апвеллинга на поверхности на  $2\text{--}3^\circ\text{C}$ , в слое термоклина – на  $5\text{--}7^\circ\text{C}$ ,



**Рис. 3.** Распределение температуры на разрезах в августе (пос. Листвянка – пос. Танхой, 15.08.2004 г.), сентябре (м. Кадильный – р. Мишиха, 25–26.09.2009 г.), октябре (м. Кадильный – р. Мишиха, 26–27.10.2010 г.) и ноябре (пос. Листвянка – пос. Танхой, 05.11.1975, 18.11.1975 г.) в Южном Байкале. Штриховыми линиями указано положение фронта термобара в ноябре.

на горизонтах 100 м – на 0.1–4.5°C, 150 м – на 0.1–1.4°C, 200–300 м – на десятые, глубже – на сотые доли градуса.

При всех случаях апвеллинга скорость геострофических течений возрастает (до 46 см/с) в 1–7 км от берегов, что возможно при росте горизонтальных различий температуры (плотности) на границе зон ап- и даунвеллинга. Область с максимальной скоростью, соответствующая этой границе, находится в 50% случаев в 3–5, в 30% в 1–3 и в 20% в 5–7 км от берегов. С учетом этих данных для Южного Байкала можно определить, что ширина зоны апвеллинга варьируется в пределах 22–32 км, а зон даунвеллинга – 2–6 км. Заметим, что возрастание скорости течений на границе этих зон может быть одним из факторов, вызывающих интенсификацию прибрежных течений [10].

Усиление к осени течений, одинаковых у берегов по направлению в поверхностных и глубинных слоях [10], усиливает и отклоняющий эффект силы Кориолиса. Одновременно возрастают размеры слоев, участвующих в вертикальных движениях в зоне апвеллинга от 80–100 м в августе до 400–600 м в середине ноября, в зоне даунвеллинга от 100–300 м в августе до 600–800 м в начале–середине ноября. Из-за адвекции тепла к берегам водная толща глубоких прибрежных районов Байкала сохраняет к концу осени повышенный запас тепла. Поэтому, как показывают данные спутников и судовые наблюдения, прямая температурная стратификация при  $T_n > 4^\circ\text{C}$  сохраняется здесь до начала–середины ноября, тогда как в зоне подъема холодных глубинных вод она уже меняется на обратную (рис. 3). Следствием этого

является не свойственное другим большим озерам возникновение термобара с теплоинертной зоной ( $c T_n < 4^\circ\text{C}$ ), локализованной в центре озера. В районах же Байкала с развитыми мелководьями и влиянием охлажденного стока рек теплоинертная зона осеннего термобара, как и в других озерах [2], находится вблизи берегов.

Авторы благодарят Н.Ю. Могилева за предоставление данных о температуре поверхности воды, рассчитанных по спутниковым измерениям, Н.Г. Гранина, П.П. Шерстянкина и И.Б. Мизандронцева за полезные дискуссии.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (гранты 07–05–00948, 09–05–00222), проекта РАН № 20.11.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Корчагин Н.Н., Монин А.С. Мезоокеанология. М.: Изд-во РАН, 2004. 176 с.
2. Бояринов П.М., Петров М.П. Процессы формирования термического режима глубоких пресноводных водоемов. Л.: Наука, 1991. 175 с.
3. Shimaraev M.N., Verbolov V.I., Granin N.G., Sherstyankin P.P. Physical limnology of Lake Baikal: a Review. Irkutsk; Okayama, 1994. 80 p.
4. Вережанин Г.Ю. В сб.: Академику В.И. Вернадскому к пятидесятилетию научной и педагогической деятельности. М.: Изд-во АН СССР, 1936. Ч. 2. С. 1207–1230.
5. Глазунов И.В. // Тр. Лимнол. ин-та СО РАН. 1963. Т. 3(23). С. 57–94.
6. Верболов В.И., Гранин Н.Г., Жданов А.А. и др. // Водные ресурсы. 1992. № 5. С. 74–86.

7. Семовский С.В., Шимараев М.Н., Минько Н.П. и др. // Исслед. Земли из космоса. 1998. № 5. С. 65–75.
8. Tanaka Y., Katano T., Mitamura O., et al. В сб.: Тез. докл. IV Верещагинской Байкальской конференции. Иркутск, 26 сентября–1 октября, 2005 г. Иркутск: Ин-т географии СО РАН, 2005. С. 178.
9. Троицкая Е.С., Шимараев М.Н., Буднев Н.М. и др. В сб.: Избранные доклады Междунар. конф. Санкт-Петербург, 2–5 июля 2007 г. М.: Ин-т проблем механики РАН, 2008. С. 270–275.
10. Течения в Байкале / Под ред. А.Н. Афанасьева, В.И. Верболова. Новосибирск: Наука, 1977. 160 с.
11. Верболов В.И., Шимараев М.Н. В сб.: Докл. ин-та географии Сибири и Дальнего Востока СО АН СССР. Новосибирск: Наука, 1972. В. 36. С. 41–48.
12. Шерстянкин П.П. // Химия в интересах устойчивого развития. 1997. № 5. С. 443–451.
13. Гранин Н.Г. Устойчивость стратификации и некоторые механизмы генерации конвекции в Байкале. Автореф. дис. канд. географ. наук. Иркутск: Ин-т географии СО РАН, 1999. 23 с.
14. Могилев Н.Ю., Гранин Н.Г., Гнатовский Р.Ю. и др. // География и природ. ресурсы. 2001. № 2. С. 136–142.
15. Верещагин Г.Ю. // Тр. Байкальской лимнол. станции. 1932. Т. 3. С. 65–268.