

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
ПЕТЕРБУРГСКИЙ ИНСТИТУТ ЯДЕРНОЙ ФИЗИКИ

Препринт 2655

В. Г. Горшков, А. М. Макарьева

Биотический насос атмосферной влаги,
его связь с глобальной атмосферной
циркуляцией и значение
для круговорота воды на суше

Гатчина - 2006

Биотический насос атмосферной влаги, его связь с глобальной атмосферной циркуляцией и значение для круговорота воды на суше

В. Г. Горшков, А. М. Макарьева

А н н о т а ц и я

На основании анализа неравновесности вертикального распределения водяного пара в атмосфере сформулирован принцип, согласно которому воздух в приземном слое распространяется из области с меньшим испарением в область с большим испарением. Потoki воздуха поддерживаются разностью в силах испарения в этих областях. Сила испарения направлена вверх и возникает из-за сильного отклонения распределения подверженного конденсации водяного пара от аэростатического равновесия в условиях наблюдаемого отрицательного вертикального градиента температуры воздуха. Сила испарения является причиной возникновения силы горизонтального барометрического градиента и в сотни раз превосходит ее среднюю наблюдаемую величину. Из анализа силы испарения дано объяснение устойчивости пустынь, пассатов над океаном и летних и зимних муссонов на территориях, лишенных лесного покрова. Поддерживая мощные потоки транспирации за счет высокого листового индекса, естественный лес закачивает влажный воздух с океана, увеличивая осадки до уровня, при котором гравитационный речной сток с оптимально увлажненной почвы компенсируется на любом расстоянии от океана, что составляет сущность работы биотического насоса атмосферной влаги. В отсутствие биотического насоса осадки в нарушенных экосистемах убывают экспоненциально с удаленностью от океана на масштабах порядка нескольких сотен километров.

Biotic pump of atmospheric moisture, its links to global atmospheric circulation and implications for conservation of the terrestrial water cycle

V. G. Gorshkov, A. M. Makarieva

A b s t r a c t

Based on the analysis of the non-equilibrium vertical distribution of atmospheric water vapor, a physical principle is formulated, that the low-level air moves from areas with weak evaporation to areas with more intensive evaporation. Air motion is supported by the difference in the evaporation forces in the considered area. The introduced evaporation force is upward directed; it arises due to the fact that the vertical distribution of the condensable water vapor in the atmosphere deviates strongly from the hydrostatic equilibrium, the effect caused by the observed vertical lapse rate of air temperature. It explains the existence of deserts, monsoons and trade winds. Due to the high leaf area index, natural forests maintain high transpiration fluxes, which support ascending air motion over the forest and "suck in" moist air from the ocean. In the result, the gravitational runoff water losses from the optimally moistened forest soil are fully compensated by the biotically enhanced precipitation at any distance from the ocean. In the absence of the biotic pump, precipitation over non-forested territories declines exponentially with distance from the ocean.

1. Введение: Проблема обеспечения суши влагой

Вода составляет основу существования всех живых организмов на Земле. В океане проблема снабжения жизни водой решена. На суше жизнь появилась из океана. После накопления достаточного количества влаги в почве и грунтовых резервуарах величины испарения с поверхности континентов, осадков и количества влаги в атмосферном столбе над сушей не отличались бы от соответствующих величин над поверхностью океана. В этом случае циркуляция воздушных масс не приводила бы к направленному переносу влаги с океана на сушу или обратно. Таким образом, казалось бы, проблема увлажнения суши могла бы быть решена в геологическом прошлом при освоении суши жизнью и была бы сравнима с проблемой происхождения океана.

Однако суша имеет уклон в силу ее возвышения над океаном. Накопленная в почве и подземных резервуарах вода неизбежно стекает в океан в строго определенном направлении максимального уклона, определяемого структурой континентов. Влага, накопленная в резервуарах озер, болот и горных ледников, питающих верховья рек, также стекает в океан. Поэтому накопление и сохранение влаги на суше это одна и та же проблема. Она сводится к проблеме компенсации речного стока воды с суши в океан обратным потоком влаги с океана на сушу.

При достаточном увлажнении почвы продуктивность растений и всего экологического сообщества достигают максимальных величин. Большая продуктивность соответствует большей конкурентоспособности при естественном отборе. Вершиной эволюции жизненных форм на суше является состояние, в котором вся суша покрыта экологическими сообществами, функционирующими с максимальной мощностью, ограниченной лишь солнечной энергией. В этом состоянии локальная увлажненность суши, обеспечивающая максимальную продуктивность сообществ, должна быть одинаково высокой независимо от удаленности от океана. При этом потеря влаги в речной сток с единицы площади суши, определяемая локальным запасом влаги и уклоном местности, также не должна зависеть от удаленности от океана. Это означает, что в стационарном состоянии компенсирующие речной сток осадки, приносимые с океана, должны равномерно распределяться по всей площади речного бассейна.

Пассивные геофизические потоки атмосферного транспорта испарившейся из океанов влаги на континенты экспоненциально затухают при любом характере движения воздушных масс (муссоны, пассаты, атмосферные фронты и проч.). Эмпирически определяемая длина затухания имеет порядок нескольких сотен километров, что

намного меньше линейных размеров континентов. Поэтому геофизические потоки влаги с океанов на сушу не могут компенсировать равномерно распределенный по речному бассейну речной сток из глубины континентов. Это означает, что не существует геофизического объяснения наблюдаемого существования высокопродуктивных лесных экосистем на территориях материковых масштабов порядка десятков миллионов квадратных километров (например, леса Амазонки, экваториальной Африки, Сибири).

Для обеспечения функционирования таких систем необходим активный механизм (насос), транспортирующий влагу вглубь континентов со скоростью, определяемой потребностями экологического сообщества. Затраты энергии при активной закачке влаги на сушу из океана должны существенно превосходить гидромощность речного стока. Поэтому механизм транспорта влаги вглубь континентов может быть построен только на базе потребления солнечной энергии с высокой эффективностью. (Мощность глобального речного стока на четыре порядка меньше мощности глобального потока солнечной энергии, получаемого Землей.) Этот механизм создан на суше в процессе эволюции в виде леса — сплошного растительного покрова высоких деревьев, тесно взаимодействующих с другими организмами экологического сообщества. Лес ответственен как за накопление влаги в глубинах континентов в геологическом прошлом, так и за устойчивое сохранение этой влаги в последующие периоды жизни на суше. В этой статье мы исследуем геофизические и экологические принципы действия биотического насоса, качающего влагу с океанов на сушу, и показываем, что только сплошной неразорванный покров ненарушенного естественного леса, граничащий с океаном или морем по всей береговой линии, способен устойчиво поддерживать влагу на оптимальном для жизни уровне в любых сколь угодно отдаленных от океана областях суши.

Статья имеет следующую структуру. В разделе 2 на основании данных для пяти континентальных разрезов Международной Геосферной Биосферной Программы продемонстрировано экспоненциальное падение осадков с удаленностью от океанов в областях, лишенных естественного лесного покрова (раздел 2.1); показано, что в естественных лесах такого падения не наблюдается, что однозначно свидетельствует о существовании биотического насоса атмосферной влаги (раздел 2.2); оценен эффект прекращения работы этого насоса в результате обезлесивания для круговорота воды на суше (раздел 2.3). В третьем разделе рассмотрены физические принципы функционирования биотического насоса. Показано, что неравновесное

распределение паров воды в атмосфере, связанное с вертикальным градиентом температуры воздуха (раздел 3.1), приводит к появлению направленной вверх силы, названной силой испарения, которая приводит к подъему воздушных масс (раздел 3.2), а также горизонтальному перемещению воздуха из областей со слабым испарением в области с сильным испарением. Этот важный физический принцип позволяет объяснить существование пустынь, муссонов, пассатов и биотического насоса в естественных лесах (раздел 3.3). Поддерживая мощные потоки транспирации за счет высокого листового индекса, естественный лес засасывает влажный воздух с океана, увеличивая осадки до уровня, при котором компенсируется речной сток с оптимально увлажненной почвы. Рассмотрены механизмы эффективного сохранения влаги в естественных лесах (раздел 3.4). В четвертом разделе обсуждается, как механизм биотического насоса, оперирующий в масштабе континента, мог образоваться в ходе естественного отбора и эволюции индивидуальных организмов (деревьев). В Заключении на основании полученных результатов делается вывод о том, что устойчивое существование на суше круговорота воды, приемлемого для существования человека, невозможно без восстановления естественных, самоподдерживающихся лесов на территориях континентальных масштабов.

2. Пассивный физический и активный биотический механизмы транспорта влаги с океана на сушу

2.1. Физические потоки влаги в отсутствие биотического управления

Введем поток атмосферной влаги F , равный количеству влаги во всем атмосферном столбе, транспортируемому вглубь материка через единицу длины земной поверхности, перпендикулярной направлению потока, за единицу времени, размерность $\text{кг H}_2\text{O м}^{-1} \text{с}^{-1}$. По мере продвижения вглубь материка на расстояние x влагосодержание воздушных масс уменьшается за счет той части осадков, которая уходит в сток. В силу однородности атмосферы вероятность перехода атмосферной влаги в состояние речного стока не зависит от пройденного в атмосфере расстояния. Отсюда следует, что равное стоку R уменьшение dF на длине dx горизонтального потока F влаги, содержащейся во всем атмосферном столбе, пропорционально величине потока F :

$$R(x) \equiv \frac{dF(x)}{dx} = -\frac{1}{l}F(x) \quad \text{или} \quad F(x) = F(0)\exp\left\{-\frac{x}{l}\right\}, \quad (1)$$

где $R(x)$ — локальная потеря влаги в сток, размерность $\text{кг H}_2\text{O м}^{-2} \text{ с}^{-1}$, l — среднее расстояние, пролетаемое молекулой водяного пара от места испарения до места конденсации и перехода в сток, $F(0)$ — поток в начале отсчета ($x = 0$ соответствует берегу океана).

Поскольку часть E выпавшей в осадки влаги испаряется с поверхности суши, возвращаясь в атмосферу, осадки P всегда больше стока R :

$$P = E + R \equiv kR, \quad k \geq 1. \quad (2)$$

Так, например, глобальный сток составляет 35% осадков на суше (Dai, Trenberth, 2002), что дает среднее глобальное значение $k \approx 3$. Таким образом, можно переписать уравнение (1) в виде

$$P(x) = P(0)\exp\left\{-\frac{x}{l}\right\} \quad \text{или} \quad \ln P(x) = \ln P(0) - \frac{x}{l}, \quad (3)$$

где $P(0) = kR(0)$ — осадки в начале отсчета.

Масштаб l может быть определен по характеру экспоненциального затухания осадков P с расстоянием x , наблюдаемого на тех территориях, где биотический контроль круговорота воды слаб или отсутствует. К таким областям относятся в первую очередь пустыни, полностью лишённые растительного покрова, а также низкопродуктивные экосистемы с низким листовым индексом, незамкнутым пологом и/или низкорослой растительностью (саванны, травяные экосистемы, степи, полупустыни). Мы собрали данные для пяти обширных областей суши, удовлетворяющих этим критериям, т.е. не покрытых естественными лесами с замкнутым пологом. Эти области соответствуют лишённым леса частям пяти так называемых континентальных разрезов (terrestrial transects), предложенных Международной Геосферной Биосферной Программой (МГБП) для изучения эффектов градиента осадков при глобальных изменениях (Canadell et al., 2002), таблица 1. Направление отсчета расстояния x было выбрано совпадающим с преимущественным направлением атмосферного транспорта влаги с океана вглубь материка, рис. 1.

Для каждой области по опубликованным метеорологическим данным был построен график зависимости осадков P от расстояния x , рис. 2а. Все исследованные области хорошо подчиняются экспоненциальному закону (3), что отражается большой величиной коэффициентов корреляции (0.90-0.99), таблица 1. Расстояние l , оцененное по

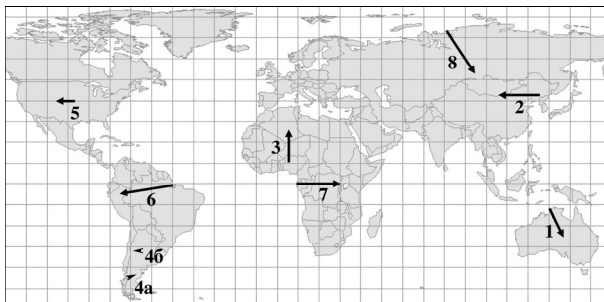


Рис. 1. География областей, в которых исследовалась зависимость осадков P от расстояния x до источника влаги. Цифры около стрелок соответствуют названиям областей, указанным в Таблице 1. Начало и конец стрелок соответствуют $x = 0$ и $x = x_{\max}$, соответственно, см. Таблицу 1.

параметру b линейной регрессии $\ln P = a + b x$ как $l = -1/b$, см. (3), имеет порядок нескольких сотен километров (от 220 км на 31° ю.ш. в Аргентине до 870 км в Северной Америке), за исключением области 4a на 45° ю.ш. в Аргентине, где $l = 93$ км, таблица 1. Такое быстрое падение осадков объясняется влиянием высоких горных массивов Анд, стоящих на пути западных ветров, несущих влагу с Тихого океана в заданную область (Austin, Sala, 2002). На Гавайских островах высокие горы (> 4 км над уровнем моря) также создают большой градиент осадков, которые меняются более, чем в десять раз на расстоянии порядка 100 км (Austin, Vitousek, 2000). Для Западной Африки полученная для областей с $P \leq 1200$ мм год $^{-1}$ величина $l = 400$ км, Таблица 1, согласуется с результатом Savenije (1995), который получил $l \approx 970$ км для областей с $P \geq 800$ мм год $^{-1}$ и $l \sim 300$ км для более засушливых областей этого региона.

Полное количество осадков Π (кг H_2O год $^{-1}$), выпавших на всем протяжении $L \gg l$ распространения воздушных масс вглубь континента, $0 \leq x \leq L$, в области, имеющей поперечный размер D (для речного бассейна D имеет порядок длины спрямленной береговой линии), вследствие соотношения (3) составляет:

$$\Pi = D \int_0^L P(x) dx \approx P(0) l D. \quad (4)$$

Таблица 1. Зависимость осадков P (мм год⁻¹) от расстояния x (км) от источника влаги на лишенных лесного покрова территориях и в естественных лесах

№	Название	Область		
		Положение $x = 0$	Положение $x = x_{\max}$	x_{\max} , км
Обезлесенные области²				
1	Северная Австралия ³	11°24'ю.ш. 130°25'в.д.	25°ю.ш. 137°в.д.	1400
2	Северо-восточный Китай ⁴	42°с.ш. 125°в.д.	42°с.ш. 107°в.д.	1500
3	Западная Африка ⁵	10°с.ш. 5°в.д.	25°с.ш. 5°в.д.	1650
4а	Аргентина ⁶ , 45° ю.ш.	44°51'ю.ш. 71°43'з.д.	45°27'ю.ш. 69°50'з.д.	150
4б	Аргентина ⁶ , 31° ю.ш.	31°20'ю.ш. 65°20'з.д.	31°40'ю.ш. 68°20'з.д.	360
5	Северная Америка ⁷ , 40° с.ш.	39°47'с.ш. 96°43'з.д.	41°14'с.ш. 105°34'з.д.	750
Естественные леса⁸				
6	Бассейн Амазонки ⁹	0°ю.ш. 50°з.д.	5°ю.ш. 75°з.д.	2800
7	Бассейн Конго ¹⁰	0°ю.ш. 9°з.д.	0°ю.ш. 30°з.д.	2300
8	Бассейн Енисея ¹¹	73°30'с.ш. 80°30'в.д.	50.5°с.ш. 95.5°в.д.	2800

№	Параметры линейной регрессии ¹ $\ln P = a - bx$				
	$a \pm 1$ ст.ош.	$(b \pm 1$ ст.ош.) $\times 10^3$	r^2	$P(0) \equiv e^a$, мм год ⁻¹	$l \equiv 1/b$, км
Обезлесенные области²					
1	7.37±0.05	1.54±0.06	0.96	1600	650
2	6.67±0.08	1.24±0.10	0.96	790	800
3	7.28±0.09	2.46±0.09	0.99	1450	400
4а	6.36±0.17	10.8±2.0	0.90	580	93
4б	6.35±0.12	4.57±0.59	0.91	570	220
5	6.69±0.04	1.15±0.08	0.93	800	870
Естественные леса⁸					
6	7.76±0.04	-0.045±0.024	0.13	2300	-22×10 ³
7	7.56±0.17	-0.10±0.12	0.05	1900	-10×10 ³
8	6.06±0.17	-0.10±0.10	0.05	430	-10×10 ³

Примечания к Таблице 1:

¹Уровень значимости статистических оценок: $p < 0.0001$ для областей 1, 2, 3 и 5; $p = 0.013$ для области 4а, $p < 0.001$ для области 4б; $p \geq 0.05$ для областей 6, 7 и 8.

²Области 1, 2, 3, 4 (а и б) и 5 соответствуют лишенным леса участкам пяти континентальных разрезов Международной Геосферной Биосферной Программы (МГБП): Североавстралийскому Тропическому Разрезу, Северо-восточно-китайскому Разрезу (СВКР), разрезу Саванна в Долгосрочной Перспективе (Западная Африка), Аргентинскому Разрезу и Североамериканскому Среднеширотному Разрезу, соответственно (Canadell et al., 2002).

³Осадки в точке $x = 0$ (Прилангимпи, Австралия) взяты из работы (Cook, Heerdegen, 2001), остальные данные из рис. 2а работы (Miller et al., 2001), считая $1^\circ \text{ш.} = 110 \text{ км.}$

⁴Использованы данные для 42°с.ш. СВКР, поскольку на этой широте СВКР ближе всего подходит к океану. Положение $x = 0$ примерно соответствует границе между лесной и степной зонами; зависимость P от x получена из анализа положения изохет на рис. 3с работы (Ni, Zhang, 2000), считая $10^\circ \text{д.} = 825 \text{ км}$ на 42°с.ш.

⁵Направление отсчета x вглубь материка вдоль меридиана 5°в.д. было выбрано потому, что оно приближенно перпендикулярно изохетам, аналогично работе (Savenije, 1995). Южная граница обезлесенной части Западной Африки примерно совпадает с изохетой 1200 мм год^{-1} , поэтому $x = 0$ было выбрано на 10°с.ш. 5°в.д. , где $P = 1200 \text{ мм год}^{-1}$; зависимость P от x получена из анализа положения изохет на рис. 2 работы (Nicholson, 2000), считая $1^\circ \text{ш.} = 110 \text{ км.}$

⁶Данные для областей 4а и 4б взяты из Таблицы 1 (Austin, Sala, 2002) и рис. 1 и 2 (Cabido et al., 1993), соответственно. В области 4б атмосферная влага поступает с Тихого океана (Austin, Sala, 2002), в области 4а первичный источник влаги — Атлантический океан (Zhou, Lau, 1998), поэтому x в этих областях отсчитывается в противоположных направлениях.

⁷Данные Табл. 1 работы (Barrett et al., 2002), x посчитано полагая $1^\circ \text{ш.} = 110 \text{ км.}$

⁸Данные об осадках в трех областях, покрытых естественными лесами, взяты из банков данных, распространяемых Университетом Нью Гэмпшира (University of New Hampshire, EOS-WEBSTER Earth Science Information Partner (ESIP)) на сайте <http://eos-webster.sr.unh.edu>. Области 6 и 8 соответствуют Амазонскому и Центральносибирскому Разрезам МГБП, соответственно.

⁹Данные об осадках взяты из банка данных месячных осадков LBA-Hydronet v1.0 (Water Systems Analysis Group, Complex Systems Research Center, University of New Hampshire), привязанных к географической сетке с размером ячейки 0.5×0.5 градуса (Webber, Willmott, 1998), период времени 1960-1990 г.г.; статистика базируется на значениях P в 26 ячейках, которые пересекаются прямой, идущей от $x = 0$ на $0^\circ \text{S } 50^\circ \text{W}$ до $x = x_{\text{max}}$ на $5^\circ \text{S } 75^\circ \text{W}$, рис. 1.

¹⁰Этот разрез выбран в центре сохранившейся области естественных лесов в Экваториальной Африке (Bryant et al., 1997). Данные об осадках взяты из базы данных годовых осадков, используемой в Модели Климатической Системы Сообщества Национального Центра Исследований Атмосферы, версия 3, период времени 1870-1999 г.г., размер ячейки 1.4×1.4 градуса; статистика базируется на значениях P в 16 ячейках, которые пересекаются прямой, идущей от $x = 0$ на $0^\circ \text{S } 9^\circ \text{W}$ до $x = x_{\text{max}}$ на $0^\circ \text{S } 30^\circ \text{E}$, рис. 1.

¹¹Данные об осадках взяты из банка данных месячных осадков Carbon Cycle Model Linkage-CCMLP (McGuire et al., 2001), привязанных к географической сетке размером 0.5×0.5 градусов, период времени 1950-1995 г.г.; статистика базируется на значениях P в 16 ячейках, которые пересекаются прямой, идущей от $x = 0$ на $73^\circ 30' \text{N } 80^\circ 30' \text{E}$ до $x = x_{\text{max}}$ на $50^\circ 30' \text{N } 95^\circ 30' \text{E}$, рис. 1.

Таким образом, величина l представляет собой характерный масштаб, равный ширине прибрежной области, которая оказалась бы увлажненной приходящими с океана воздушными массами, если бы осадки распределялись по ней равномерно с плотностью $P(0)$. Для областей суши с невысоким уклоном (области 1-3, 4б, 5) среднее значение l составляет около 600 км, Таблица 1, что намного меньше характерных размеров континентов. Таким образом, пассивный геофизический транспорт влаги на сушу мог бы обеспечить нормальное существование жизни только в прилегающей к океану полосе шириной порядка нескольких сот километров, в то время как внутренние части континентов неизменно оставались бы засушливыми. Уже на этом этапе нашего рассмотрения мы приходим к выводу, что объяснить наблюдаемое существование обширных хорошо увлажненных континентальных областей протяженностью в несколько тысяч километров (бассейн Амазонки, экваториальная Африка, Сибирь), на которых и до настоящего времени функционируют естественные леса (Bryant et al., 1997) можно только с привлечением механизма активного транспорта влаги с океана на сушу.

2.2. Биотический насос атмосферной влаги

Обратимся к пространственному распределению осадков в покрытых естественным лесом областях. Жизнь всего лесного сообщества зависит от влажности почвы. Поэтому функционирование лесного сообщества должно быть направлено на поддержание влажности почвы на стационарном оптимальном для жизни уровне. Высокая влажность почвы позволяет экологическому сообществу поддерживать стабильно высокую мощность функционирования даже при флуктуирующем режиме осадков. Так, например, эвапотранспирация естественных лесов в Амазонке, круглогодично поддерживающих высокое влагосодержание почвы W ($\text{кг H}_2\text{O м}^{-2} = \text{мм H}_2\text{O}$) (Hodnett et al., 1996), лимитируется только солнечной энергией и увеличивается во время сухого сезона, когда солнечных дней больше (da Rocha et al., 2004). В естественных лесах высоких широт сухие периоды во время вегетационного сезона также не приводят к уменьшению эвапотранспирации (Goulden et al., 1997; Tchebakova et al., 2002). Напротив, эвапотранспирация открытых экосистем типа саванн, лугов или кустарников, неспособных поддерживать высокое влагосодержание почвы, резко падает во время сухого сезона (Hutley et al., 2001; Kurc, Small, 2004).

Изменение влагосодержания почвы dW/dt связано с плотностью осадков P , испарения E и стока R законом сохранения вещества, $dW/dt = P - E - R$. Стационарное ($dW/dt = 0$), высокое влагосодержание почвы

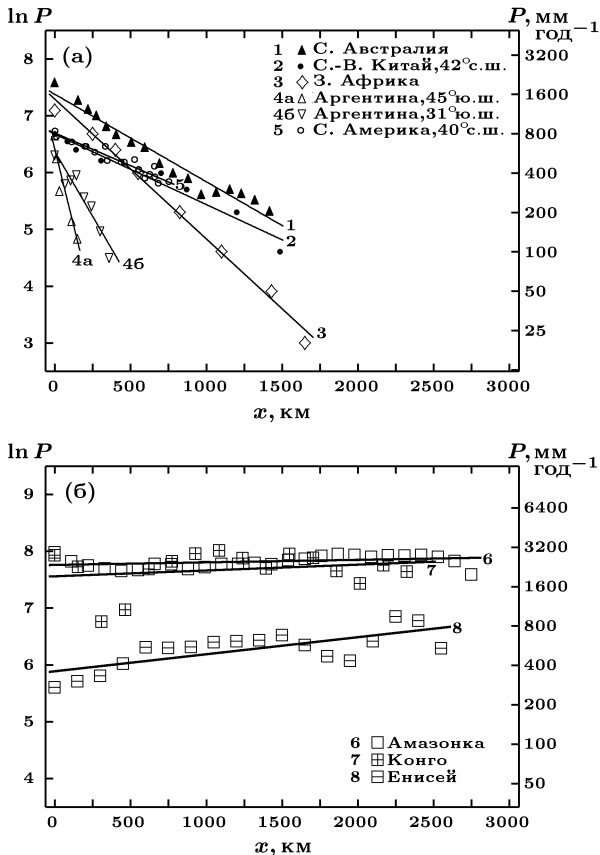


Рис. 2. Зависимость осадков P (мм год⁻¹) от расстояния x (км) до источника атмосферной влаги (берега океана) на лишенных лесного покрова территориях (а) и на территориях, покрытых естественными лесами (б). Нумерация и название областей соответствует Таблице 1. Параметры линейных регрессий приведены в Таблице 1.

W неизбежно приводит к появлению значительного стока, т.е. потерям влаги экосистемой. В областях с одинаковым уклоном и одинаковой

увлажненностью почвы, $W(x) = W(0)$, потеря влаги в сток с единицы площади также не зависит от удаленности от океана, $R(x) = R(0)$. Поэтому при стационарном поддержании влажной почвы осадки P , компенсирующие сток, также не могут падать с удаленностью от океана, т.е. условия $W(x) = W(0)$ и $R(x) = R(0)$ несовместимы с экспоненциальным падением $P(x)$ (3).

При достаточной увлажненности почвы эвапотранспирация, составляющая основную часть испарения с поверхности почвы E , определяется солнечной энергией. Поэтому для увлажненных континентальных областей на одной и той же широте $E(x) = E(0)$, а потому условие $R(x) = R(0)$ соответствует постоянству осадков при удалении от океана, $P(x) = E(0) + R(0) = P(0)$. При меридиональной ориентации рассматриваемой области эвапотранспирация нарастает по направлению к экватору в связи с увеличением потока солнечной энергии. Поэтому для таких областей при постоянной влажности почвы и постоянном стоке осадки также должны нарастать по направлению к экватору независимо от удаленности от морей и океанов.

Мы собрали данные по осадкам для трех обширных континентальных областей протяженностью около 2,5 тысяч километров, соответствующих остающимся на Земле областям, занятым естественными лесами (Bryant et al., 1997). Это бассейн реки Амазонки, экваториальная Африка и бассейн реки Енисея, рис. 1, области 6-8. Как видно из рис. 2б и таблицы 1, распределение осадков в областях Амазонки и экваториальной Африки не зависит от удаленности от океана, составляя примерно 2000 мм год^{-1} , в то время как осадки в бассейне Енисея, ориентированном вдоль меридиана, см. рис. 1, нарастают при продвижении вглубь материка, изменяясь от менее чем 400 мм год^{-1} в устье до 800 мм год^{-1} в верховьях, рис. 2б.

Схожие осадки, $P(0) = 790 \text{ мм год}^{-1}$, наблюдаются на 125° в.д. в приближенной к океану части северо-восточного китайского континентального разреза (область 2), рис. 2а, которая удалена от Тихого океана всего на 400 км. Верховья же Енисея удалены от Тихого океана на четыре, а от Атлантического океана на шесть тысяч километров, представляя собой одну из наиболее удаленных от океанов областей планеты, рис. 1. Вследствие низкой температуры поверхности Северного Ледовитого океана преобладающие в бассейне Енисея арктические воздушные массы (Швер, 1979) в области своего формирования характеризуются низким влагосодержанием ($< 8 \text{ мм}$ осаждаемой влаги в атмосферном столбе, сравни с 16 мм в районе северо-восточного китайского разреза (Randel et al., 1996)). Это

влагосодержание, согласно (1), должно было бы еще больше убывать при продвижении вглубь континента.

Если бы область суши, сегодня соответствующая покрытому лесом бассейну реки Енисей, представляла бы собой пустыню с осадками порядка 100 мм год^{-1} , это легко объяснялось бы геофизической атмосферной циркуляцией и удаленностью от всех океанов и никого бы не удивляло (как не удивляет никого постепенное нарастание засушливости вглубь континента в районе северо-восточного китайского разреза и других аналогичных областях, лишенных лесного покрова, рис. 2а). Существование же мощнейшего круговорота воды в этой области (Енисей является седьмой величайшей рекой мира по суммарному стоку (Dai, Trenberth, 2002)) и нарастание осадков вглубь континента весьма примечательно и может быть объяснено только существованием активного биотического насоса атмосферной влаги из океана на сушу. Подобные биотические насосы обеспечивают постоянство осадков в районах Амазонки и экваториальной Африки.

Таким образом, мы приходим к однозначному выводу, что все крупнейшие речные бассейны представляют собой результат существования лесных биотических насосов влаги с океанов и морей на сушу. Лесные биотические насосы обеспечивают оптимальную для биоты влажность почвы, максимальную продуктивность биоты, ограничиваемую только поглощаемым потоком солнечной радиации, и полную компенсацию речного стока, определяемую поддерживаемой биотой высокой влажностью почвы. Лесной биотический насос определяет как глубину проникновения влаги с океанов на сушу, так и величину этого потока влаги через единицу длины береговой линии. Определяемые функционированием биоты, обе эти характеристики практически не зависят от геофизических флуктуаций атмосферной циркуляции влаги. Биотический насос увеличивает осадки на суше за счет уменьшения осадков над океаном. Это приводит к появлению океанических "пустынь" — обширных областей, практически лишенных осадков (см., напр., рис. 1 работы Adler et al. (2000)).

2.3. Последствия сведения лесов

Обозначим как $P_f(x) = P_f(0)$ постоянное распределение осадков на занятой естественным лесом территории речного бассейна, простирающейся вглубь материка на расстояние L и имеющей поперечный размер D . Полное количество осадков Π_f на данной территории равно $\Pi_f = P_f(0)LD$, причем произведение $LD = S$ соответствует площади речного бассейна. Согласно (4) и результатам

раздела 2.1, для лишенной естественного лесного покрова территории $\Pi_d = P_d(0)l_dD$, где $l_d \sim 600$ км. Таким образом, имеем:

$$\frac{\bar{P}_f}{P_d} = \frac{\Pi_f}{\Pi_d} = \frac{P_f(0)L}{P_d(0)l_d}. \quad (5)$$

Формула (5) показывает, что усредненное по всему речному бассейну количество осадков, $\bar{P} \equiv \Pi/S$, при сведении лесов уменьшается с ростом линейной протяженности бассейна L . Например, для Амазонки $L \approx 3 \times 10^3$ км, поэтому сведение лесов в бассейне Амазонки привело бы по меньшей мере к $L/l_d \approx 5$ пятикратному уменьшению среднего количества осадков в заданной области. Этот эффект, т.е. 80% уменьшение осадков, в несколько раз превосходит имеющиеся оценки, базирующиеся на глобальных циркуляционных моделях, не учитывающих соотношение (1) и существование биотического насоса влаги. Согласно этим моделям, при обезлесении бассейна реки Амазонки среднее уменьшение осадков составило бы $(\Pi_f - \Pi_d)/S = 270 \pm 60$ (± 1 ст. ошибка, $n = 22$ модели) мм год⁻¹ (McGuffie, Henderson-Sellers, 2001), т.е. всего лишь 13% от современного среднего по бассейну значения в 2100 мм год⁻¹ (Marengo, 2004).

Уменьшение характерного масштаба проникновения атмосферной влаги вглубь материка от L до $l_d \ll L$ является не единственным последствием сведения лесов. Уничтожение лесов и разрушение биотического насоса атмосферной влаги влечет за собой уменьшение абсолютного значения потока влаги с океана на сушу, проходящего через прибрежную зону. При этом количество осадков в прибрежной зоне $P(0)$ уменьшается от исходного биотического значения $P(0) = P_f(0)$ до $P(0) = P_d(0) < P_f(0)$. Как будет показано в разделе 3.3, в случае полного уничтожения растительного покрова осадки в прибрежной зоне могут уменьшиться практически до нуля, $P_d(0) = 0$, см. рис. 4а. Характерную величину изменения осадков $P(0)$ при замене леса на экосистемы с незамкнутым пологом и низким листовым индексом, ср. рис. 4(б,в) в разделе 3.3, можно оценить эмпирически путем, сравнивая значения $P(0)$, наблюдаемые в прибрежных зонах, занятых лишенными лесного покрова и покрытыми лесом участками, в схожих геофизических условиях атмосферной циркуляции. Хорошим примером является сравнение засушливой зоны северо-восточной Бразилии, так называемой экосистемы саatinga, лишенной сплошного лесного покрова и получающей около $P_d(0) = 800$ мм осадков в год (Oyama, Nobre, 2004) с побережьем бассейна Амазонки, где $P_f(0) > 2000$ мм год⁻¹ (Marengo, 2004), что дает $P_f(0)/P_d(0) > 2.5$. Согласно формуле (5), общий эффект от

сведения лесов может, таким образом, выразиться в десятикратном и более уменьшении количества средних по бассейну осадков. При этом в континентальных областях уменьшение среднегодового количества осадков проявится наиболее сильно. Например, для $x = 1200$ км (что приблизительно соответствует удаленности от океана города Манаус в бассейне реки Амазонки, Бразилия) осадки уменьшаются в

$$\frac{P_f(x)}{P_d(x)} = \frac{P_f(0)}{P_d(0)} \frac{1}{\exp(-x/l)} = \frac{2.5}{\exp(-1200/600)} = 18.5 \quad (6)$$

раз, а в Риу-Бранко ($x \approx 2500$ км) – в 160 раз, т.е. внутренние части континента превратятся в пустыню. Полный речной сток из бассейна в

океан, равный $\int_0^L R(x)dx = \Pi/k$, см. (2), претерпит такие же изменения,

как и полные осадки в бассейне, см. (5).

Соотношение $\Pi_f/\Pi_d > 10$, формула (5), характеризует мощность биотического насоса, который создает не затухающий экспоненциально поток влаги внутрь континента, увеличивая его более чем на порядок величины по сравнению со случаем отсутствия биотического управления. Этот поток влаги предотвращает обезвоживание почвы в ненарушенном лесу на любых расстояниях от океана при любых флуктуациях внешних условий, которые, как следует из этого соотношения, не превосходят 10% от мощности биотического насоса. Относительные флуктуации речного стока совпадают с флуктуациями биотического насоса, т.е. также не превосходят 10%, что предотвращает наводнения в речном бассейне. Следовательно, ненарушенный лес речного бассейна создает автономный круговорот воды, полностью не зависящий от окружающих внешних воздействий. Рассмотрим принципы действия этого уникального биотического механизма.

3. Физические принципы биотического насоса атмосферной влаги

3.1. Сжатость распределения водяного пара в атмосфере

В этом разделе мы опишем физический эффект, играющий определяющую роль в климатических процессах Земли, который до сих пор не рассматривался в научной литературе по климату.

Атмосферный воздух (под воздухом в разделе 3 будем понимать все газовые компоненты атмосферы за исключением водяного пара) находится в аэростатическом равновесии*, когда давление воздуха p на заданной высоте уравнивается весом атмосферного столба, расположенного над этой высотой, а уменьшение давления dp при увеличении высоты на dz равно весу газа в слое dz (Ландау и Лифшиц, 1954):

$$-\frac{dp}{dz} = MNg, \quad (7)$$

где N (моль м^{-3}) — молярная плотность воздуха на высоте z , $M = 29$ г моль $^{-1}$ — молярная масса воздуха, практически не зависящая от z , $g = 9,8$ м с^{-2} — ускорение свободного падения. Воздух земной атмосферы близок к идеальному газу и удовлетворяет уравнению состояния идеального газа, $p = NRT$, где T — температура воздуха на высоте z , $R = 8,3$ Дж К^{-1} моль $^{-1}$ — газовая постоянная. Поэтому уравнение (7) и его решение может быть записано следующим образом (Ландау и Лифшиц, 1954):

$$\frac{dp}{dz} = -\frac{p}{h}, \quad p(z) = p_s \exp\left\{-\int_0^z \frac{dz}{h}\right\}, \quad h \equiv \frac{RT}{Mg}, \quad (8)$$

где p_s — давление воздуха на земной поверхности. В приближении не зависящей от z температуры T , совпадающей со среднеглобальной температурой земной поверхности, $T = T_s = 288$ К (15 °С), имеем $h = h_s = 8,4$ км, $p(z) = p_s \exp(-z/h_s)$.

Для описания аэростатического равновесия водяных паров в атмосфере масштаб высоты h в (8) должен быть заменен на $h_w \equiv RT/M_w g$, где $M_w = 18$ г моль $^{-1}$ молярная масса воды, существенно отличающаяся от молярной массы воздуха M , $h_{ws} \equiv RT_s/M_w g = 13,5$ км.

Пары воды непосредственно над поверхностью жидкой воды или влажной почвы находятся в физическом равновесии насыщения. Зависимость парциального давления $p_{\text{H}_2\text{O}}$ насыщенных паров воды от температуры воздуха задается известным законом Клапейрона-Клаузиуса (Ландау и др., 1965; Raval, Ramanathan, 1989):

* В научной литературе по атмосферной циркуляции вместо термина "аэростатическое равновесие" используется термин "гидростатическое равновесие", применяющийся и к сухому воздуху. Исследуя отдельно это равновесие для сухого воздуха и водяного пара, мы сочли необходимым использовать отвечающий сути происходящих процессов термин "аэростатическое равновесие".

$$p_{\text{H}_2\text{O}} = p_{\text{H}_2\text{O}_s} \exp\left\{\frac{T_{\text{H}_2\text{O}}}{T_s} - \frac{T_{\text{H}_2\text{O}}}{T}\right\}, \quad T_{\text{H}_2\text{O}} \equiv \frac{Q_{\text{H}_2\text{O}}}{R} \approx 5300 \text{ К}, \quad (9)$$

где индексом s снабжены значения соответствующих величин у земной поверхности, $Q_{\text{H}_2\text{O}} \approx 44 \text{ кДж моль}^{-1}$ — молярная скрытая теплота испарения.

Вычисляя производную по высоте z от парциального давления насыщенных паров воды $p_{\text{H}_2\text{O}}$ на разных высотах, из соотношений (9) получаем:

$$\frac{dp_{\text{H}_2\text{O}}}{dz} = -\frac{p_{\text{H}_2\text{O}}}{h_{\text{H}_2\text{O}}}, \quad p_{\text{H}_2\text{O}} = p_{\text{H}_2\text{O}_s} \exp\left\{-\int_0^z \frac{dz}{h_{\text{H}_2\text{O}}}\right\}, \quad h_{\text{H}_2\text{O}} \equiv \frac{T^2}{\left(-\frac{dT}{dz}\right)_{T_{\text{H}_2\text{O}}}}. \quad (10)$$

Соотношения (10) имеют тот же вид, что и уравнение для давления воздуха в аэростатическом равновесии (8), но с другим значением высоты $h_{\text{H}_2\text{O}}$, зависящим от величины отрицательного вертикального градиента температуры воздуха $G \equiv -dT/dz$. Второе соотношение (10) представляет собой другую математическую форму закона Клапейрона-Клаузиуса (9).

Равенство $h_{\text{H}_2\text{O}} = h_w$, при котором уравнение (8), записанное для водяных паров с заменой h на h_w , совпадает по форме с уравнением (10), определяет величину отрицательного вертикального градиента температуры $G = G_{\text{H}_2\text{O}}$, при котором водяной пар является насыщенным во всей атмосфере, находясь при этом в аэростатическом равновесии, т.е. в таком состоянии, когда парциальное давление водяного пара на высоте z равно весу всего водяного пара в атмосферном столбе над этой высотой. Приравнявая высоты $h_w \equiv RT/M_w g$ (8) и $h_{\text{H}_2\text{O}}$ (10), получаем:

$$G \equiv \left(-\frac{dT}{dz}\right) = G_{\text{H}_2\text{O}} = \frac{T_s}{H} = 1,2 \text{ К км}^{-1}, \quad H \equiv \frac{RT_{\text{H}_2\text{O}}}{M_w g} = 250 \text{ км}. \quad (11)$$

При выводе (11) мы учли, что $\exp(-z/H) \approx 1$ при $z \leq h_w$ в силу $h_w/H \approx 0,05 \ll 1$. Различие в абсолютных температурах земной поверхности в экваториальных и приполярных областях изменяют численную величину $G_{\text{H}_2\text{O}}$ (11), полученную для среднеглобального значения $T_s = 288 \text{ К}$, не более, чем на 10%.

Полученная величина $G_{\text{H}_2\text{O}} = 1,2 \text{ К км}^{-1}$ является фундаментальным параметром, определяющим характер атмосферных процессов.

При $G < G_{\text{H}_2\text{O}}$ пары воды во всей атмосфере находятся в аэростатическом равновесии, но являются насыщенными только у земной поверхности, т.е. $p_w(z) < p_{\text{H}_2\text{O}}(T(z))$ для $z > 0$ и $p_w(z) = p_{\text{H}_2\text{O}}(T_s)$ для $z = 0$, где p_w — наблюдаемое парциальное давление паров воды на высоте z . Относительная влажность, равная $p_w/p_{\text{H}_2\text{O}}$, уменьшается с высотой. Поскольку в состоянии аэростатического равновесия давление паров воды и воздуха на заданной высоте скомпенсировано весом атмосферного столба водяных паров и воздуха над этой высотой, макроскопические потоки воздуха и влаги в атмосфере отсутствуют. Поглощенное земной поверхностью солнечное излучение приводит к испарению влаги над океаном и почвой, которая немедленно конденсируется на микроскопических расстояниях от земной поверхности порядка длины свободного пробега молекул. Энергия, затраченная на испарение, переходит в конечном счете в тепловое излучение земной поверхности, поэтому скрытое тепло в атмосферу не поступает.

Принципиально иная ситуация возникает при $G > G_{\text{H}_2\text{O}}$. В этом случае пары воды оказываются насыщенными во всем атмосферном столбе, $p_w(z) = p_{\text{H}_2\text{O}}(T(z))$, но не могут находиться в аэростатическом равновесии. Температура убывает с высотой так быстро, что расположенное над уровнем z количество водяного пара, необходимое для гравитационной компенсации давления водяного пара на уровне z , превышает насыщенную концентрацию влаги и не может удержаться в атмосфере. Избыточная влага конденсируется и выпадает в осадки. При этом давление насыщенного водяного пара у земной поверхности становится больше веса атмосферного столба паров воды. Отрицательный вертикальный градиент давления паров воды, $-dp_w/dz$, становится больше веса единицы объема водяного пара, см. (7), что соответствует существованию направленной вверх нескомпенсированной силы, действующей на единицу объема воздуха. Вследствие этого возникают восходящие потоки воздуха и водяного пара, сопровождаемые переносом скрытого тепла. Отклонение водяного пара от насыщения у земной поверхности восполняется непрерывным процессом испарения. Если процесс испарения прекращается, в атмосфере устанавливается аэростатическое равновесие паров воды с относительной влажностью у поверхности земли, много меньшей единицы.

Отсутствие аэростатического равновесия для паров воды приводит к сильному сжатию вертикального распределения паров воды по

сравнению с распределением воздуха (8). При наблюдаемом среднем атмосферном значении $G = G_{ob} = 6,5 \text{ К км}^{-1}$, см. Приложение, из определений h в (8), $h_{\text{H}_2\text{O}}$ в (10) и $G_{\text{H}_2\text{O}}$ в (11) имеем:

$$\frac{h}{h_{\text{H}_2\text{O}}} = \frac{G_{ob}}{G_{\text{H}_2\text{O}}} \frac{M_w T_s}{M T} \equiv \beta \equiv \beta_s \frac{T_s}{T}, \quad \beta_s = 3,5. \quad (12)$$

Коэффициент сжатия β слабо растет с увеличением высоты z вследствие падения температуры T с высотой при наблюдаемой величине $G_{ob} = 6,5 \text{ К км}^{-1}$. На высоте $z = h_{\text{H}_2\text{O}}$, определяющей масштаб вертикального распределения паров воды, коэффициент β увеличивается на 5%. Пренебрегая этим изменением и полагая β постоянной величиной $\beta = \beta_s = 3,5$, получаем из (8), (10) и (12) следующее соотношение (Горшков и др., 2002; Makarieva et al., 2003; Макарьева и др., 2004):

$$\frac{p_{\text{H}_2\text{O}}(z)}{p_{\text{H}_2\text{O}s}} = \exp\left\{-\int_0^z \frac{dz'}{h_{\text{H}_2\text{O}}}\right\} \approx \exp\left\{-\beta \int_0^z \frac{dz'}{h}\right\} = \left(\frac{p(z)}{p_s}\right)^\beta. \quad (13)$$

Соотношение (13) означает, что распределение водяных паров в тропосфере сжато по сравнению с распределением воздуха в 3,5 раза. Масштаб вертикального распределения водяных паров в атмосфере $h_{\text{H}_2\text{O}} = h/\beta = 2,4 \text{ км}$. Этот теоретический расчет согласуется с наблюдаемым для распределения паров воды вертикальным масштабом порядка 2 км (Тверской, 1951; Goody, Yung, 1989; Weaver, Ramanathan, 1995).

Подчеркнем отличие описанной нами физической картины от традиционного рассмотрения, где фигурирует конвективная неустойчивость атмосферы при величине адиабатического градиента Γ_a (сухого или влажного). Если случайно перегретый пузырек воздуха становится легче окружающего воздуха и под воздействием архимедовой силы начинает подниматься в атмосфере, его температура меняется с высотой в соответствии с Γ_a . Если градиент температуры воздуха G в окружающей атмосфере превосходит Γ_a , $G > \Gamma_a$, то поднимающийся воздух будет всегда оставаться теплее окружающей атмосферы, неограниченно продолжая свое движение. Аналогичные рассуждения описывают случай неограниченного опускания случайного переохлажденного пузырька воздуха. Из подобного рассмотрения невозможно определить ни характерную величину неравномерности нагрева атмосферы, при которой возникает конвекция, ни направление, ни величину скорости перемещения воздушных масс. После усреднения по горизонтальным масштабам, намного превосходящим высоту

атмосферы h , средняя архимедова сила обращается в ноль, так что общий объем воздуха над поверхностью Земли с площадью, намного превосходящей h^2 , никуда не может перемещаться под ее воздействием.

Согласно рассмотренным нами физическим законам, восходящие потоки влаги и воздуха существуют всегда, когда градиент температуры воздуха превышает $G_{\text{H}_2\text{O}} = 1,2 \text{ К км}^{-1}$, т.е. величину, намного меньшую как сухого, так и влажного адиабатического градиентов, составляющих $9,8$ и $\approx 6 \text{ К км}^{-1}$, соответственно. Причиной возникновения этих потоков является не неравномерность нагрева атмосферы, а некомпенсированность поверхностного давления водяного пара его весом в атмосферном столбе, рис. 3а. Возникающая при этом сила всегда направлена вверх, рис. 3б, и действует одинаково на объемы воздуха с плотностью как меньшей, так и большей средней величины. Это соответствует наблюдениям, согласно которым в восходящих потоках воздуха присутствуют объемы воздуха как с положительной, так и с отрицательной плавучестью (Folkins, 2006). Количественное рассмотрение этой силы, создающей восходящие потоки влаги и воздуха и поддерживающей облачность над большими площадями поверхности Земли, позволяет оценить характерные скорости вертикального и горизонтального движения воздушных масс в атмосфере, что сделано в следующих разделах.

3.2. Вертикальные потоки влаги и воздуха

Уравнение Эйлера стационарного подъема воздушных масс под действием силы, возникающей в результате нарушения аэростатического равновесия водяных паров в атмосфере, имеет вид (Ландау, Лифшиц, 1954):

$$\frac{1}{2} \rho \frac{dw^2}{dz} = -\frac{p_{\text{H}_2\text{O}}}{h_w} - \frac{dp_{\text{H}_2\text{O}}}{dz} = (\beta - \beta_0) \frac{p_{\text{H}_2\text{O}}}{h} \equiv f, \quad (14)$$

Здесь $p_{\text{H}_2\text{O}}$ — определяемое формулой (13) парциальное давление насыщенных водяных паров на высоте z в условиях наблюдаемого отрицательного вертикального градиента температуры воздуха $G_{ob} = 6,5 \text{ К км}^{-1}$, $\beta \approx 3,5$, $\beta_0 \equiv M_w/M = 0,62$; w — вертикальная скорость воздушных масс на высоте z ; $\rho \equiv NM = p/gh$ — массовая плотность воздуха; N — молярная плотность воздуха; $h \equiv RT/(Mg)$, $h_w = RT/(M_w g)$, см. (8); p — давление воздуха на высоте z , определяемое формулой (8).

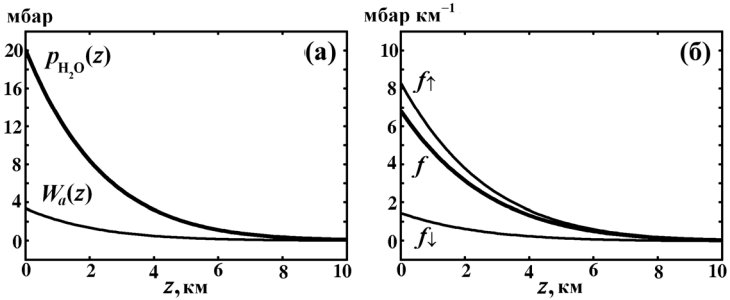


Рис. 3. Давление водяного пара и сила испарения в земной атмосфере. (а) Парциальное давление насыщенного водяного пара $P_{H_2O}(z)$ (9) и вес

насыщенного водяного пара $W_a(z) \equiv \int_z^{\infty} \frac{P_{H_2O}(z')}{h_w(z')} dz'$, $h_w(z) \equiv RT(z)/(M_w g)$, в атмосферном столбе над высотой z при $G_{ob} = 6,5 \text{ K km}^{-1}$. Парциальное давление водяного пара у поверхности принято равным $P_{H_2O}(0) = 20$ мбар. (б) Направленная вверх сила испарения f (14), равная разности отрицательного градиента давления сжатого водяного пара $f↑(z) \equiv -dp_{H_2O}(z)/dz$ и веса паров воды в единице объема $f↓ \equiv P_{H_2O}(z)/h_w$: $f = f↑ - f↓$. Сила испарения в сотни раз превосходит характерные силы горизонтального барометрического градиента, имеющие порядок $1 \text{ мбар (100 км)}^{-1} = 0,01 \text{ мбар км}^{-1}$.

Правая часть первого равенства в (14) представляет собой приходящуюся на единицу объема воздуха силу f . Она равна разности отрицательного градиента давления сжатого водяного пара $f↑(z) \equiv -dp_{H_2O}(z)/dz$ и веса паров воды в единице объема $f↓ \equiv P_{H_2O}(z)/h_w$: $f = f↑ - f↓$, рис. 3б. Эта направленная вверх сила возникает вследствие отклонения распределения паров воды от аэростатического равновесия, которое приводит к тому, что давление влажного воздуха, равное $p + P_{H_2O}$, оказывается больше веса влажного воздуха в атмосферном столбе. Под действием этой силы появляются восходящие потоки водяного пара и воздуха, стремящиеся скомпенсировать недостаточный вес влажного воздуха в атмосферном столбе.

Как видно из уравнения (14), сила f пропорциональна локальной концентрации $N_{H_2O} = P_{H_2O}/RT$ насыщенного водяного пара. Поскольку поднимающиеся вверх молекулы водяного пара подвергаются

конденсации, стационарное существование силы $f(14)$ возможно только при непрерывном испарении водяного пара с влажной земной поверхности, которое компенсирует конденсацию и поддерживает высокую концентрацию паров воды. Поэтому естественно назвать силу $f(14)$ силой испарения.

Эта сила в сотни раз превосходит наблюдаемые величины силы, связанной с горизонтальным барометрическим градиентом, рис. 3б. Сила барометрического градиента ускоряет воздушные потоки до определенных скоростей, которые приводят в действие линейно увеличивающуюся со скоростью и перпендикулярную ей силу Кориолиса, связанную с вращением Земли. Эти две силы совместно с силой локального центробежного ускорения, силой турбулентного трения (распадом крупных вихрей на мелкие) и законом сохранения момента количества движения объясняют наблюдаемый градиентный ветер в циклонах и антициклонах, циклострофический ветер в тайфунах и смерчах, а также геострофический ветер в верхних слоях атмосферы, где турбулентное трение мало. Однако причиной всех процессов атмосферной циркуляции являются первичные силы горизонтального барометрического градиента, возникновение и распределение которых в атмосфере до сих пор не имеют удовлетворительного объяснения (Лоренц, 1970). Ниже показано, что величина горизонтального барометрического градиента может быть получена из рассмотрения силы испарения, изменение которой приводит к наблюдаемым особенностям циркуляции атмосферы. Таким образом, сила испарения является движущей силой циркуляцией атмосферы.

В соответствии с законом Дальтона парциальные давления газов приходят в состояние равновесия или отклоняются от него независимо друг от друга. Отклонение от аэростатического равновесия паров воды не может вызвать уничтожающее силу испарения компенсирующее отклонение от аэростатического равновесия молекул воздуха. (В этом гипотетическом случае вертикальное распределение молекул воздуха оказалось бы "растянутым" по вертикали по сравнению с аэростатическим равновесием (8), в то время как распределение водяного пара вертикально сжато). При отклонении распределения воздуха от аэростатического равновесия (8) возникают диффузионные потоки воздуха, возвращающие воздух в состояние аэростатического равновесия. При этом вновь возникает сила испарения, обусловленная возникшей некомпенсированностью давления влажного воздуха весом атмосферного столба, уменьшившимся за счет переместившегося вниз воздуха. (Аналогичное возникновение некомпенсированной силы за счет диффузии газов с неравновесными концентрациями происходит в

явлениях осмоса.) Поэтому единственно возможным стационарным состоянием при неравновесном распределении паров воды (13) является состояние динамического перемещения водяного пара и воздуха под действием силы испарения. В силу закона сохранения вещества, это перемещение происходит по полностью замкнутым траекториям для воздуха и по частично замкнутым траекториям, учитывающим выпадение влаги в осадки, для водяного пара. Вид этих траекторий определяется граничными условиями.

В стационарном случае поток подъема воздушных масс и водяного пара со скоростью w от поверхности Земли, уносящий в единицу времени с единицы площади $w N_{\text{H}_2\text{O}}$ молей водяного пара, должен компенсироваться потоком K поступления влаги в рассматриваемую область, $K = w N_{\text{H}_2\text{O}}$. Если величина K фиксирована величиной испарения с поверхности Земли, $K = E$, увеличение скорости w приводит к уменьшению концентрации водяного пара и, следовательно, к уменьшению силы испарения (14). Уменьшение силы, в свою очередь, приведет к уменьшению скорости w . Таким образом, устойчивым стационарным состоянием является подъем воздушных масс со скоростью $w = E / N_{\text{H}_2\text{O}}$. Для среднеглобального значения $\bar{E} \approx 10^3$ кг H_2O м^{-2} $\text{год}^{-1} \approx 55 \times 10^3$ моль м^{-2} год^{-1} и насыщенной концентрации у земной поверхности $N_{\text{H}_2\text{O}_s} = 7$ моль м^{-3} при среднеглобальной температуре земной поверхности $T_s = 288$ К получаем:

$$w_{\bar{E}} = \bar{E} / N_{\text{H}_2\text{O}} = 2,5 \text{ мм с}^{-1}. \quad (15)$$

В случае, когда поток влаги K в рассматриваемую локальную область определяется испарением за счет притоков тепла из соседних областей или непосредственным притоком влаги по горизонтали, величина K может намного превосходить среднее локальное испарение E . При этом вертикальная скорость подъема воздуха под действием силы испарения достигает максимальной величины. Эта максимальная скорость w_{max} определяется тем условием, что объемы воздуха разгоняются силой испарения на протяжении всей высоты атмосферы. Используя выражение для давления воздуха p (8) и приближенное равенство (13), а также принимая во внимание, что $\rho = p/gh$, можно оценить w_{max} из уравнения (14):

$$w_{\text{max}} = \sqrt{2(\beta - \beta_0) g \gamma_s \int_0^{\infty} dz \exp\left\{- (\beta - 1) \int_0^z \frac{dz'}{h}\right\}} \approx \sqrt{2\gamma_s g h_s} \approx 50 \text{ м с}^{-1}. \quad (16)$$

Здесь принято $\gamma_s \approx 2 \times 10^{-2}$, $h_s = 8,4$ км, $g = 9,8$ м с^{-2} .

Теоретическая оценка (16) совпадает с максимальными наблюдаемыми величинами скоростей восходящих потоков воздуха, характерных для смерчей (см, например, Smith, 1997). Скорость w_{\max} (16) в 2×10^4 раз превосходит среднеглобальную скорость $w_{\bar{E}}$ (15), стационарно поддерживаемую испарением \bar{E} за счет поглощения поверхностью Земли потока солнечной энергии. Поэтому подобные скорости могут возникать за счет горизонтального притока водяных паров и тепла снизу в рассматриваемую область из соседних областей, расположенных на площади в 10^4 раз больше рассматриваемой, т.е. на расстоянии, в сто раз превышающем линейные размеры области смерча.

Перемещение воздушных масс под воздействием силы испарения должно происходить по замкнутым траекториям, включающим области подъема, опускания и горизонтального перемещения воздуха. Вертикальная разность давления Δp_z , характерная для силы испарения, составляет $\Delta p_z \approx p_{H_2O} \approx 2 \times 10^{-2} p_s$, где $p_s = 10^5$ Па — давление воздуха у поверхности Земли. Величина Δp_z совпадает со средними наблюдаемыми в циклонах и антициклонах изменениями атмосферного давления на уровне моря. Учитывая, что характерный размер областей с изменяющимся давлением не превосходит $r \approx 2 \times 10^3$ км, из рассчитанной величины Δp_z получаем оценку горизонтального градиента давления $dp/dx \sim \Delta p_z/r \sim 1$ Па км^{-1} , совпадающую по порядку величины с характерными горизонтальными барометрическими градиентами, определяющими атмосферную циркуляцию.

Движение воздуха под действием силы испарения со средней вертикальной скоростью $w_{\bar{E}}$ является причиной турбулентного перемешивания атмосферы, что позволяет получить и теоретическую оценку коэффициента турбулентной диффузии. При наличии в воздухе градиента концентрации C какой-либо примеси, возникает поток F_c этой примеси, пропорциональный пространственному градиенту концентрации $\partial C/\partial x$ и описываемый так называемым уравнением турбулентной диффузии, $F_c = -D_e \partial C/\partial x$. Коэффициент турбулентной диффузии D_e ($\text{м}^2 \text{с}^{-1}$) не зависит от концентрации C и природы распространяющегося в атмосфере вещества. Приведенное соотношение формально аналогично потоку молекулярной диффузии. Однако при молекулярной диффузии возникновение градиента концентрации вещества является причиной появления потока, который не связан с существованием каких-либо сил. Коэффициент молекулярной диффузии однозначно определяется физическими характеристиками состояния, а именно средней скоростью движения и

длиной свободного пробега молекул. Турбулентные диффузионные потоки возникают за счет вихревых потоков воздуха, поддерживаемых физическими силами, действующими на макроскопические объемы воздуха. Коэффициент турбулентной диффузии, определяемый эмпирически, зависит от скорости движения воздуха. Поэтому использование коэффициента турбулентной диффузии для определения по линейному масштабу рассматриваемой области скоростей передвижения воздушных масс, что практикуется в современной литературе по климату, в частности, при исследовании глобальной циркуляции (см., напр., Fang, Tung, 1999), соответствует отказу от выяснения физической природы и величины сил, вызывающих потоки воздуха.

Скорость $w_{\bar{E}}$ (15) и высота распределения водяного пара $h_{\text{H}_2\text{O}} \sim 2$ км позволяют оценить среднеглобальный коэффициент турбулентной диффузии (турбулентной кинематической вязкости) величиной $D_e \sim w_{\bar{E}} h_{\text{H}_2\text{O}} \sim 5 \text{ м}^2 \text{ с}^{-1}$. Эта величина совпадает по порядку величины с используемым феноменологическим значением $D_e \sim 4 \text{ м}^2 \text{ с}^{-1}$ (Fang, Tung, 1999). Такое совпадение свидетельствует о том, что все наблюдаемые процессы турбулентного переноса потоков воздуха в атмосфере определяются именно испарением влаги с земной поверхности при наблюдаемом $G_{ob} = 6,5 \text{ К км}^{-1}$ и генерируются силой испарения (14). В отсутствие испарения градиенты температуры, связанные с изменением потока солнечного излучения от экватора к полюсам, которые в тысячи раз меньше вертикального градиента температуры воздуха в атмосфере, не могли бы приводить к существующей циркуляции атмосферы. Сила испарения (14), действующая на всей земной поверхности в одном направлении, является первопричиной атмосферной циркуляции.

Отметим в заключение, что поскольку под действием силы испарения объемы воздуха поднимаются как единое целое, при их расширении с высотой относительное содержание составляющих сухого воздуха не меняется, что объясняет наблюдаемую независимость молярной массы воздуха M от высоты z .

3.3. Горизонтальные потоки влаги и воздуха

Рассмотренные в предыдущих разделах физические закономерности позволяют сформулировать следующий принцип для описания движения воздушных масс. Различие в скоростях испарения с поверхности между различными областями приводит к образованию

горизонтальных потоков воздуха и атмосферной влаги в область с интенсивным испарением из области, где испарение ослаблено. При этом осадки в области с интенсивным испарением увеличиваются, а в области с более слабым испарением — уменьшаются. В частности, может происходить перенос влаги из более сухой области в более влажную, т.е. против градиента концентрации влаги, что эквивалентно существованию насоса влаги, мощность которого поддерживается затратами энергии на испарение влаги. Этот механизм позволяет описать важнейшие виды атмосферного переноса влаги и воздуха.

Становятся очевидными причины существования пустынь, граничащих, подобно Сахаре, с океаном. В пустынях, практически полностью лишенных влаги, испарение с поверхности земли отсутствует. Водяной пар находится в состоянии аэростатического равновесия и сила испарения практически равна нулю. Над океаном испарение происходит всегда, поэтому направленная вверх сила испарения, приводящая к подъему воздушных масс, над океаном сильнее, чем над пустыней, что приводит к засасыванию воздуха из пустыни в океан, рис. 4а. Обратный поток воздуха из океана в пустыню, происходящий в верхних слоях атмосферы, сильно обеднен влагой. Он является единственным источником влаги для пустыни. Влагосохранение этого потока и определяет стационарную относительную влажность пустыни. Таким образом, из-за отсутствия испарения пустыня оказывается круглогодично запертой для океанической влаги, рис. 4а.

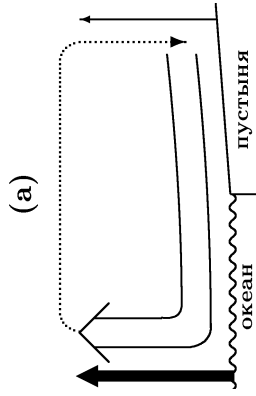
В более влажных, чем пустыня, областях суши, подобных саваннам, степям, орошаемым землям, круглогодично поддерживается ненулевое испарение с поверхности земли. Температура поверхности суши меняется в более широких пределах, чем температура поверхности термически инертного океана. В зимний период океан может быть теплее граничащей с ним суши. В этом случае парциальное давление p_{H_2O} паров воды в атмосферном столбе над океаном окажется больше, чем над сушей, поэтому сила испарения (14) над океаном будет больше, чем над сушей. Это приведет к возникновению горизонтального потока влаги с суши на океан, т.е. ситуации, известной под названием зимнего муссона (сухого сезона), рис. 4б.

С началом теплого сезона, напротив, суша прогревается быстрее, чем океан, и, несмотря на предшествовавший зимний сухой сезон, потоки испарения с поверхности суши оказываются больше, чем над океаном, поэтому возникает движение воздушных масс с океана на сушу, известное под названием летнего муссона или сезона дождей, рис.

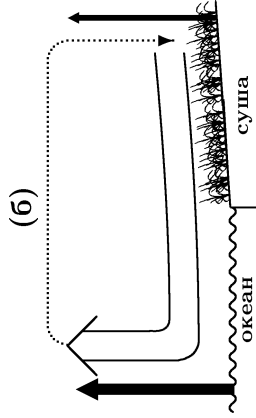
4в. Первоначально испарение суши превосходит испарение над океаном в непосредственной близости к береговой границе. Это вызывает потоки влажного воздуха, дожди и дальнейший рост испарения над этой прибрежной территорией. С увеличением испарения возрастает поток влажного воздуха с океана, который продвигается в более удаленные от береговой границы области, экспоненциально затухая, рис. 2а. Отметим, что необходимым условием существования летнего муссона является ненулевой запас влаги на суше, обеспечивающий круглогодичное испарение с ее поверхности. В пустынях, несмотря на еще большее превышение летней температурой поверхности суши температуры поверхности океана, испарение с поверхности суши отсутствует и поток влаги с океана на сушу в виде летнего муссона не возникает.

Хотя растительность экосистем типа саванн обеспечивает поддержание определенного запаса влаги и потока испарения на суше, отсутствие сплошного покрова высоких деревьев с большим листовым индексом не позволяет таким экосистемам увеличить испарение до уровня, при котором возникающий поток влаги с океана на сушу компенсировал бы речной сток с оптимально увлажненной почвы. Биотический насос влаги в таких экосистемах не действует, и осадки экспоненциально затухают с увеличением расстояния от береговой линии, рис. 2а.

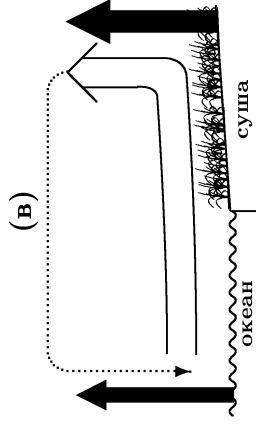
Различие в скоростях испарения позволяет объяснить и явление пассатов. Поскольку в стационарном случае солнечное излучение является источником энергии, поддерживающим процессы испарения, то увеличение потока солнечной энергии по направлению к экватору сопровождается увеличением испарения E , силы испарения f (14) и вертикальной скорости подъема воздушных масс и влаги w , см. (15). Избыточные восходящие потоки влаги и воздуха на экваторе приводят к компенсирующим потокам воздуха вблизи земной поверхности, движущимся к экватору из более высоких широт. Эти потоки возвращаются обратно на больших высотах, что соответствует циркуляции Хэдли — пассатам, рис. 4г. Опускание сухого воздуха в области тропиков в циркуляции Хэдли приводит к дополнительному, не обусловленному величиной солнечного потока уменьшению концентрации водяного пара и силы испарения в этих областях. Это может приводить к образованию ячеек атмосферной циркуляции Феррела, т.е. потоку воздушных масс из субтропиков в более высокие широты.



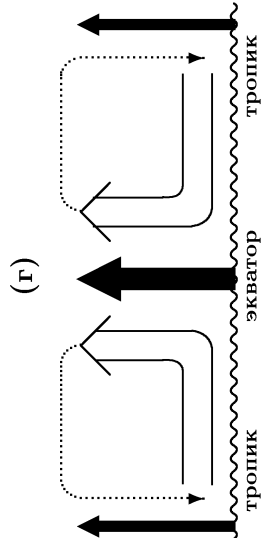
"заперта" для влаги



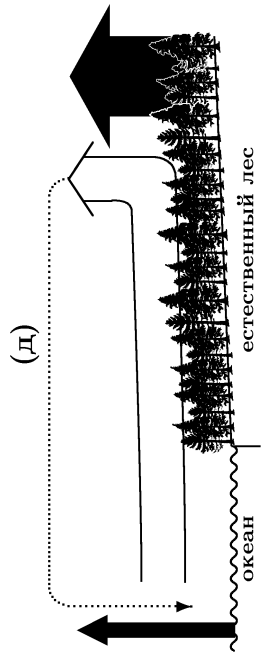
зимний муссон



летний муссон



пассаты



биотический насос атмосферной влаги

Рис. 4. Физический принцип, согласно которому воздух в приземном слое распространяется из области с меньшим испарением в область с большим испарением, позволяет объяснить наблюдаемые особенности циркуляции земной атмосферы. Испарение изображено черной стрелкой; величина (сила) испарения пропорциональна толщине стрелки. Приземные и восходящие потоки воздуха, содержащие влагу, изображены полыми стрелками; компенсирующие потоки сухого воздуха, обедненного влагой после произошедших осадков, обозначены пунктирными стрелками.

(а) Пустыни: испарение на суше близко к нулю, воздух в приземном слое круглогодично поступает с суши на океан.

(б) Зимние муссоны: испарение над океаном больше, чем над сушей, так как океан теплее суши; приземный воздушный поток поступает с суши на океан.

(в) Летние муссоны: испарение над сушей больше, чем над океаном, так как поверхность суши прогрелась больше, чем океан; приземный влажный воздух поступает с океана на сушу.

(г) Пассаты над океанами (циркуляция Хэдли): испарение над экватором больше, чем над тропиками, что обусловлено разницей в потоках солнечной радиации. Воздушные потоки вблизи поверхности океана распространяются от тропиков к экватору круглогодично. Области конвергенции перемещаются сезонно вместе с областью максимального потока солнечной энергии.

(д) Биотический насос атмосферной влаги: регулируемое транспирацией деревьями испарение над пологом естественного леса всегда превосходит испарение над океаном так, чтобы обеспечить поток влажного воздуха с океана на сушу, в точности компенсирующий речной сток во всем речном бассейне.

Наконец, естественные лесные экосистемы могут обеспечивать необходимый постоянный поток атмосферной влаги с океана в любом направлении. Благодаря большой величине листового индекса (отношения суммарной площади поверхности всех листьев растения к площади проекции растения на поверхность земли) испаряющая поверхность леса может на порядок величины превосходить открытую водную поверхность. Транспирация леса и связанные с нею восходящие потоки влаги и воздуха могут в несколько раз превосходить испарение с поверхности океана, в среднем приближаясь к максимально возможной величине испарения, ограничиваемого потоком солнечной энергии. Максимальное испарение, соответствующее среднеглобальному потоку солнечной энергии, поглощенному земной поверхностью, $I = 150 \text{ Вт м}^{-2}$, составляет $I / (\rho_{\text{H}_2\text{O}} Q) \approx 2 \text{ м год}^{-1}$, где $\rho_{\text{H}_2\text{O}} = 10^{-2} \text{ кг м}^{-3}$ — плотность водяного пара у поверхности атмосферы, соответствующая среднеглобальной температуре $T = 288 \text{ К}$. В то время как среднеглобальное испарение с поверхности океана составляет 1,2 м

год⁻¹ (Львович, 1974), т.е. почти в два раза меньше. Мощные восходящие потоки влаги и воздуха, генерируемые транспирацией леса, приводят к компенсирующему горизонтальному притоку влаги и воздуха в нижних слоях атмосферы, подъему этих потоков над лесом, осаждению океанской влаги, компенсирующей речной сток, и возвращению сухого воздуха с суши в океан в верхних слоях атмосферы.

Таким образом, поскольку над ненарушенным лесом с высоким листовым индексом испарение и восходящие потоки влаги, зависящие только от потока солнечной энергии, могут круглогодично превышать соответственные потоки над океаном, приток атмосферной влаги с океана в лес может существовать круглогодично, рис. 4д. Этим ненарушенный лес отличается от экосистем с низким листовым индексом, рис. 4б и 4в, где поток влаги с океана возникает лишь при существенном повышении температуры поверхности суши.

Сила, вызывающая подъем влаги и воздуха над лесом, равна сумме сил, генерируемых транспирацией каждого отдельного дерева. С другой стороны, эта суммарная сила, засасывает влагу с океана в лесной речной бассейн через береговую линию. Поэтому суммарный поток влаги с океана в лесной речной бассейн $F(0)$, компенсирующий полный речной сток, пропорционален числу деревьев в лесу и, следовательно, площади речного бассейна, покрытого лесом. Закон сохранения вещества соответствует равенству горизонтального потока влажного воздуха с океана на сушу через поверхность атмосферного столба высотой h над береговой линией длины D (ширина бассейна), $F(0) = W_a u D h$, где u — горизонтальная скорость воздуха, W_a (кг м⁻²) — содержание влаги в атмосферном столбе, вертикальному потоку воздуха над горизонтальной поверхностью всего речного бассейна, $W_a w_f D L$, где w_f — вертикальная скорость подъема воздуха над пологом леса на площади DL . Это эквивалентно равенству $w_f = u h / L$.

Горизонтальная скорость u , необходимая для компенсации стока R с оптимально увлажненной почвы в покрытом лесом речном бассейне площадью DL , вычисляется из условия $RDL = W_a u D$. Например, для тропической Амазонки с $R \sim 10^3$ кг H₂O м⁻² год⁻¹ (Marengo, 2004), $W_a \sim 50$ кг H₂O м⁻² (Randel et al., 1996) и $D \sim 3000$ км, рис. 2б, имеем $u = RL/W_a \sim 1.6$ м с⁻¹ и $w_f = Rh/W_a \sim 5,6$ мм с⁻¹ при $h = 8,4$ км, см. (8). Из соотношения $w_f > w_{\bar{E}} \approx 2,5$ мм с⁻¹, где $w_{\bar{E}}$ (15) соответствует среднеглобальному испарению с поверхности Земли, можно однозначно заключить, что лишь естественные леса с замкнутым пологом и высоким листовым индексом, который обеспечивает мощные потоки

испарения, превосходящие среднеглобальные океанические, могут быть оптимально увлажнены на любом расстоянии от океана за счет осуществляемой закачки атмосферной влаги с океана.

Рассмотренные принципы горизонтальных движений воздушных масс, рис. 4а-д, позволяют сделать следующие замечания. Во-первых, отсутствие леса на прибрежной полосе шириной порядка длины затухания геофизических потоков влаги $l \sim 600$ км перекрывает поток океанической влаги в глубины континента, где растущий лес оказывается обреченным на засыхание. С другой стороны, узкая полоска леса в береговой зоне при его отсутствии в глубине континента не способна развить достаточную силу для обеспечения потока влаги вглубь лишённого лесов континента и сохранения в нем мощных речных систем. Более того, опустынивание глубины континента может привести к тому, что возникающие потоки воздуха с обширных опустыненных областей суши на океан, ср. рис. 4а, станут сильнее небольших потоков с океана на сушу, осуществляемых узкой полоской леса. В этом случае, несмотря на близость к океану или внутреннему морю, лес засохнет. В-третьих, поскольку скорость горизонтальных потоков воздуха определяется разницей в потоках испарения, очевидно, что биоте "легче" осуществлять закачку влаги с холодного океана, над которым испарение мало, т.е. с океана, расположенного в более высоких широтах, чем сам речной бассейн. Это объясняет устойчивое существование покрытых лесом бассейнов Великих Сибирских рек. Закачка влаги с теплого океана, реализуемая в экваториальных широтах, представляет собой более сложную проблему. Если испарение с поверхности океана превысит испарение над пологом леса, возникнет поток воздуха и влаги с суши на океан, который будет иссушать лес совместно с речным стоком. Во избежание этого лесу необходимо все время поддерживать высокий поток испарения. Даже если в самый неблагоприятный сезон этот поток будет меньше, чем поток испарения над океаном, он, тем не менее, воспрепятствует выдуванию атмосферной влаги над лесом в океан. Другими словами, чем больше влаги испаряется, тем меньше ее потери. Этой цели служат, очевидно, высокие потоки транспирации, наблюдаемые в лесах Амазонки в сухой сезон (da Rocha et al., 2004).

В следующем разделе мы рассмотрим физические механизмы эффективного сохранения влаги внутри сомкнутого полога, которое позволяет деревьям постоянно поддерживать высокую мощность транспирации, не зависящую от флуктуаций осадков.

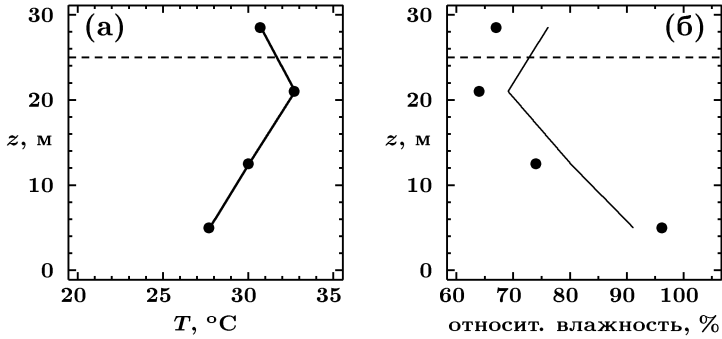
3.4. Сохранение влаги под замкнутым пологом

В лесных экосистемах с замкнутым пологом в дневные часы температура увеличивается от земной поверхности к верхней части кроны (Shuttleworth, 1989; Kruijt et al., 2000; Szarzynski, Anhof, 2001), рис. 5а. Это обусловлено тем фактом, что поглощение солнечной энергии происходит, в основном, в области кроны. При температуре кроны T_c , превышающей температуру поверхности почвы T_g , положительная величина отрицательного вертикального градиента температуры воздуха (lapse rate) меняет знак и становится отрицательной, $G \equiv -dT/dz \approx (T_c - T_g)/z_c < 0$, где z_c — высота полога, достигающая в естественных лесах нескольких десятков метров, рис. 5а. Поскольку при этом $G < 0 < G_{H_2O} = 1,2 \text{ К км}^{-1}$, то, согласно результатам предыдущих разделов, водяной пар находится в аэростатическом равновесии, поэтому испарение с поверхности почвы и восходящие потоки водяного пара внутри полога леса отсутствуют. При этом давление водяного пара p_w описывается формулой (8), где p заменено на p_w и h на h_w , и практически не меняется внутри полога с $z_c \ll h_w$, $p_w(z) \approx p_w(0) \equiv p_{\text{ис}}$. Поэтому относительная влажность $RH(z)$, равная 100% непосредственно над поверхностью влажной почвы, убывает с высотой как $RH(z) \approx p_w(z)/p_{H_2O}(T(z)) = 1/\exp\{(T_{H_2O}/T_s) - (T_{H_2O}/T(z))\}$, ср. (8) и (9) и см. рис. 5б.

Нахождение водяного пара в аэростатическом равновесии под замкнутым пологом, обеспечивающим условие $G < G_{H_2O}$ в дневные часы, позволяет избежать неконтролируемых потерь влаги и высыхания почвы в дневные часы. Именно поэтому ненарушенные леса с замкнутым пологом всегда сохраняют влажную поверхность почвы и не подвержены пожарам (Cochrane et al., 1999; Nepstad et al., 2004). Отметим, что в высоких широтах, где высота дневного подъема солнца невелика, дневная температурная инверсия внутри полога может возникать при меньшей степени замкнутости полога, чем на экваторе, где солнечные лучи перпендикулярны земной поверхности, поскольку при более низком зенитном угле подъема солнца разница между количеством солнечной радиации, получаемой поверхностью земли под кронами и между кронами деревьев, уменьшается (см., напр., Breshears et al., 1998).

В ночное время под замкнутым пологом почва становится теплее кроны деревьев по причине быстрого радиационного охлаждения кроны (Shuttleworth et al., 1985; Szarzynski, Anhof, 2001), и наблюдаемый под

замкнутый полог, 18 ч.



замкнутый полог, 5 ч.

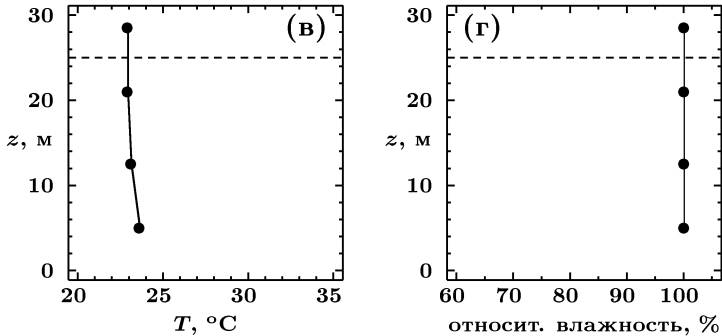


Рис. 5. Суточный цикл распределения температуры и относительной влажности с высотой в первичном тропическом лесу с закрытым пологом (Венесуэла, Szarzynski, Anhuf, 2001). z (м) — высота над поверхностью почвы, пунктир $z = z_c = 25$ м соответствует высоте полога. (а), (в): изменение температуры воздуха T (°C) внутри полога в дневные часы (а) и предрассветные часы (в). Точки соответствуют высотам 5, 12.5, 21 и 28.5 м, на которых проводились измерения (данные рис. 2а работы (Szarzynski, Anhuf, 2001)). (б), (г): изменение относительной влажности RH (%) внутри полога в дневные часы (б) и предрассветные часы (г). Точки соответствуют измерениям (данные рис. 2с работы (Szarzynski, Anhuf, 2001)). Тонкие линии (б), (г) — теоретические кривые, см. текст.

пологом отрицательный градиент температуры воздуха может в десятки раз превосходить среднеглобальную величину $6,5 \text{ K km}^{-1}$ в тропосфере, рис. 5в. Это приводит к огромной величине коэффициента сжатия распределения β (12) паров воды. Водяной пар является насыщенным во всем атмосферном столбе под пологом. Например, в тропическом лесу Венесуэлы ночной градиент температуры внутри полога составляет около $G_{ob} = 70 \text{ K km}^{-1} \gg G_{\text{H}_2\text{O}}$, рис. 5в, что соответствует $\beta = 36$, см. (12). Относительная влажность под пологом леса остается равной 100% на всех высотах, рис. 5г. Несмотря на возникающую огромную силу испарения (14), восходящие потоки воздуха внутри полога естественного леса остаются малыми из-за чрезвычайно высокого сопротивления деревьев по отношению к любым воздушным потокам.

На лишенных сплошного покрова деревьев открытых пространствах, например, пастбищах, а также внутри открытого лесного полога (напр., Mahrt et al., 2000), в силу радиационного ночного охлаждения земной поверхности наблюдаются ночные температурные инверсии (увеличение температуры с высотой от поверхности почвы до высот порядка сотни метров) (Karlsson, 2000; Acevedo et al., 2004). Эти инверсии приводят к конденсации влаги в охлажденном нижнем слое и сохранении ее в виде тумана в этом слое. В силу температурной инверсии, когда $G < 0 < G_{\text{H}_2\text{O}}$, туман не поступает в верхние слои атмосферы. Но в утренние часы с увеличением нагрева земной поверхности, увеличением G до $G > G_{\text{H}_2\text{O}}$ и появлением восходящих потоков испаренной влаги, туман рассеивается, поднимаясь в атмосферу, что приводит к потере влаги экосистемой. Напротив, туман, образовавшийся над замкнутым пологом естественного леса, под действием гравитации перемещается вниз под полог. Внутри замкнутого полога дневная инверсия температуры, рис. 5а, способствует сохранению сконденсировавшейся влаги тумана внутри полога.

Таким образом, исключительно важными для сохранения почвенной влаги в течение суток, рис. 5а-г, являются как сомкнутость крон, так и большая средняя высота деревьев, характеризующие ненарушенный лесной покров.

В дневное время температура воздуха над пологом леса быстро падает с высотой, $G \gg G_{\text{H}_2\text{O}}$, см., например, рис. 5а. Поэтому при транспирации водяного пара устьицами листьев образуется восходящий поток воздуха и водяного пара, поддерживающий атмосферную облачность. Прекращение транспирации при закрытии устьиц останавливает восходящие потоки воздуха. Исчезает сила испарения,

поддерживающая облака, что при направленном изменении концентраций биогенных ядер конденсации приводит к биотически регулируемому выпадению осадков. Поскольку из наблюдений известно, что устьица большинства растений закрываются в середине дня (Bond, Kavanagh, 1999; Goulden et al., 2004), это позволяет ожидать, что осадки над сушей должны преимущественно происходить во второй половине дня. В океане, где такого биологического цикла восходящих потоков влаги нет, суточной цикличности осадков наблюдаться не должно. Имеющиеся данные по суточному распределению осадков в тропиках подтверждают эту картину (Nesbitt, Zipser, 2003).

4. Биологические принципы биотического насоса атмосферной влаги

Существование биотического насоса атмосферной влаги следует из закона сохранения вещества и существования конечной длины затухания l (1), см. раздел 2. Физические принципы действия биотического насоса описаны в разделе 3. Вряд ли возможно выяснить все детали действия биотического насоса, связанные с характеристиками естественных экосистем ненарушенного леса, эффективность использования физических законов которыми совершенствовалась в процессе сотен миллионов лет эволюции. Однако целесообразно убедиться в том, что существование биотического насоса не противоречит известным нам биологическим принципам организации жизни.

Влага поступает в область речного бассейна через линейную береговую линию, а расходится на всей площади бассейна. Независимость стока от удаленности от океана, $R(x) = R(0)$, которая обуславливается постоянством влагосодержания почвы $W(x) = W(0)$, приводит к тому, что атмосферный поток влаги $F(0)$ (кг H_2O $m^{-1} c^{-1}$), компенсирующий речной сток в бассейне длиной L , $F(0) = \int_0^L R(x) dx$,

должен линейно расти с длиной бассейна, $F(0) = R(0)L$. Для обеспечения этого эффекта и работает биотический насос. Без биотического насоса величина $F(0)$ оставалась бы не зависящей от L , ср. (1), речной сток $R(x)$ экспоненциально уменьшался бы с увеличением удаления от океана x , а средний речной сток $\bar{R} = F(0)/L$ падал бы с увеличением L обратно пропорционально L , см. раздел 2.

Проблема обеспечения расхода вещества или энергии в n -мерной области ($n = 2$ для площади бассейна) потоком через $(n-1)$ -мерную область (одномерную береговую линию бассейна) является фундаментальной биологической проблемой, с которой жизнь неоднократно сталкивалась в процессе эволюции. Живые организмы потребляют энергию через поверхность тела ($n = 2$), а расходуют ее во всем объеме тела ($n = 3$). Аналогом обеспечения не зависящих от удаленности от океана осадков и стока в покрытом лесом бассейне любой протяженности является обеспечение тканей живых организмов потоком энергии, не зависящим от размера организма.

Анализ метаболических мощностей живых организмов от бактерий до крупнейших млекопитающих показал, что независимо от размера тела, среднее энергопотребление живых тканей составляет $1-10 \text{ Вт кг}^{-1}$ (Makarieva et al. 2005a,б,в). При этом мельчайшие организмы, такие, как одноклеточные, могут обеспечивать себя необходимым потоком энергии за счет пассивных диффузионных потоков вещества, если их размер тела L много меньше характерного масштаба затухания l диффузионных потоков. Крупные же организмы с $L \gg l$ не могут обеспечить себя за счет пассивных диффузионных потоков и вынуждены были изобрести активные насосы (легкие, сердце), закачивающие вещество и энергию из окружающей среды и распределяющие ее по всему организму. Аналогично, пассивные геофизические потоки влаги с океана могут обеспечить достаточное влагосодержание почвы лишь на небольших расстояниях $L \ll l$, а для больших бассейнов с $L \gg l$ необходим биотический насос атмосферной влаги.

Биологические насосы (сердце и легкие), снабжающие веществом и энергией живые тела, представляют собой сложнейшие механизмы, эволюционно образовавшиеся в ходе естественного отбора особей с наиболее эффективными насосами. Биотический насос атмосферной влаги, базирующийся на физиологии растений и включающий в себя считывание параметров окружающей среды и реагирование на их изменение путем изменения физиологического состояния растений, также является сложнейшим биотическим механизмом. Однако в отличие от организма определенного линейного размера, лесная экосистема протяженностью L не является объектом естественного отбора, так как состоит из отдельных конкурирующих особей. Поэтому важнейшей теоретической биологической проблемой является вопрос о том, как мог в процессе отбора индивидуальных особей (растений), т.е. на локальном уровне, возникнуть механизм биотического насоса влаги

и другие механизмы регуляции параметров глобальной окружающей среды, общих для всех конкурирующих организмов.

В дискуссии по этому вопросу, продолжающейся уже не одно десятилетие (см., например, Doolittle, 1982; Baerlacher, 1990), существуют две позиции. Сторонники так называемой гипотезы Гея, согласно которой планета является единым суперорганизмом со своей физиологией, утверждают, что регуляция региональной или глобальной окружающей среды всей экосистемой является наиболее вероятным макроскопическим физическим свойством экосистемы, подобно тому, как распределение Максвелла и Больцмана характеризуют весь газ, а не каждую его молекулу. Для образования этого состояния не нужен естественный отбор индивидуальных организмов.

Противная сторона неявно признает, что контроль окружающей среды является сложнейшим процессом, ничего не имеющим общего с физическими процессами термодинамики (ни линейной, ни нелинейной), а потому мог бы образоваться только в ходе индивидуального отбора организмов, как и все другие сложные функции организма. Однако, продолжает эта сторона, одна особь, осуществляющий определенную работу по регуляции глобальной окружающей среды, делает эту среду немного лучше для *всех* особей, включая тех, кто ничего не делает. Поэтому особи, способные регулировать окружающую среду, не имеют селективного преимущества по сравнению с особями, не способными к регуляции. Более того, особи, регулирующие окружающую среду, затрачивают энергию на эту работу и, следовательно, проигрывают в конкурентном взаимодействии особям, такой работы не совершающим. Поскольку естественный отбор не благоприятствует распространению способностей к регуляции окружающей среды на уровне отдельных особей, биотические механизмы регуляции региональной или глобальной окружающей среды не могли возникнуть в ходе естественного отбора, а, значит, их не существует. Примером этой полемики является недавняя дискуссия А. Клейдона (первая позиция) и В. Ароры (вторая позиция) (Kleidon, 2004, 2005; Arora, 2005).

Очевидное противоречие между наблюдениями, указывающими на существование биотических механизмов регуляции окружающей среды, и кажущейся невозможностью дать им логически непротиворечивое объяснение препятствует широкому научному признанию определяющей роли естественных экосистем в поддержании пригодной для жизни глобальной окружающей среды, и, в частности, круговорота воды на суше.

Это противоречие снято в концепции биотической регуляции окружающей среды (Горшков, 1995; Gorshkov et al., 2000). Во-первых, было показано, что уровень организации экологических и биологических систем на двадцать порядков превосходит уровень организации любых так называемых физически самоорганизующихся нелинейных открытых систем (Горшков, Макарьева, 2001). Процесс накопления биологической информации может происходить только в ходе естественного отбора конкурентно взаимодействующих объектов (особей). Поэтому любое высокоорганизованное свойство жизни, включая биотический насос влаги, может появиться только как продукт индивидуального естественного отбора.

Во-вторых, была введена фундаментальная величина биотической чувствительности (разрешающей способности) ε (Горшков, 1984, 1986, 1995; Gorshkov et al., 2000; 2004), конечная величина которой делает возможным возникновение регуляции глобального круговорота воды (или любого другого биотического механизма контроля глобальной окружающей среды) через отбор индивидуальных организмов (деревьев). Будем ниже под деревом подразумевать отдельное дерево совместно с жестко скоррелированными с этим деревом остальными организмами экологического сообщества (например, почвенную биоту). Каждое отдельное дерево функционирует, поддерживая однородность влагосодержания почвы на площади распространения корневой системы и кроны дерева.

Если случайное относительное изменение влагосодержания почвы меньше чувствительности ε , то дерево не реагирует на это изменение. Согласно нашим оценкам (Gorshkov et al., 2000, 2004), чувствительность биоты по отношению к изменениям большинства характеристик окружающей среды имеет порядок $\varepsilon \sim 10^{-2}$ - 10^{-3} . Способность деревьев поддерживать чувствительность на уровне $\varepsilon < 10^{-2}$ закрепляется генетически в процессе индивидуального отбора. Деревья, утратившие эту способность и обладающие слабой чувствительностью $\varepsilon > 10^{-2}$, приобретают неблагоприятные для своего функционирования относительные колебания почвенной влаги. Такие деревья теряют конкурентоспособность и вытесняются нормальными деревьями с $\varepsilon < 10^{-2}$.

Если же случайные относительные изменения концентрации почвенной влаги превосходят разрешающую способность ε , то дерево начинает воздействовать на окружающую среду так, чтобы уменьшить (или увеличить) локальное влагосодержание на величину ε . Это воздействие может происходить в результате изменения транспирации,

вертикального градиента температуры воздуха под пологом леса, выбросов биогенных аэрозолей в атмосферу, приводящих к изменению осадков, и других процессов, которые нам неизвестны и которые во всех деталях узнать, очевидно, не удастся в силу огромной сложности изучаемых объектов. В среднем, функционирование дерева приводит к высасыванию влаги из атмосферы и увеличению локального количества осадков, компенсирующих локальный сток влаги из почвы.

Если эти изменения приводят к локальной оптимизации почвенной влаги в пределах разрешающей способности биоты, то дерево и окружающие его организмы биоты приобретают преимущество и большую конкурентоспособность по сравнению со всеми ущербными соседями, не производящими этих изменений. Ущербные соседи вытесняются в процессе конкурентного взаимодействия и заменяются нормальными деревьями и их окружением, действующими в правильном направлении. В результате, все деревья леса, конкурентно взаимодействующие, не скоррелированные между собой и не обладающие общей физиологией, действуют в одинаковом направлении, образуя региональный биотический насос, что и создает поток влаги, полностью компенсирующий речной сток.

5. Заключение

В этой статье мы описали биотический насос атмосферной влаги, действующий на основе фундаментального физического принципа: горизонтальные потоки воздуха и влаги идут в область с большим испарением из области с меньшим испарением. Естественные лесные экосистемы, обладающие большим листовым индексом, позволяющим развить поток транспирации влаги, превышающий поток испарения над океаном, способны закачивать атмосферную влагу с океана в количествах, достаточных для обеспечения максимальной продуктивности, сохранения оптимальной влажности почвы и компенсации речного стока.

Биотический насос атмосферной влаги, а также описанные выше механизмы эффективного сохранения почвенной влаги работают в естественных ненарушенных лесах. Естественный лес представляет собой сплошной покров высоких деревьев, связанных с другими биологическими видами экологического сообщества с генетической программой, соответствующей конкретному речному бассейну определенного ландшафта и географического расположения. Травостой и кустарники саванн, степей и прерий, разреженный эксплуатируемый лес, искусственные насаждения, пастбища и обрабатываемые земли не

способны организовать биотический насос влаги с океана на сушу. Растительный покров таких территорий не обладает способностью поддерживать постоянное оптимальное для жизни влагосодержание почвы. Водный режим в этих областях суши зависит от удаленности от океана и определяется случайными флуктуациями и сезонными изменениями осадков, приносимых с океана. Эти территории подвержены засухам, наводнениям и пожарам. Подчеркнем, что современное широкое распространение саванн, в частности, в Африке, жестко связано с деятельностью человека в последние несколько десятков тысяч лет (см., например, Tutin et al., 1997). Саванны представляют собой сукцессионную стадию перехода к лесному сообществу, которое происходит при прекращении искусственных возмущений типа пожаров или перевыпаса (Van de Koppel, Prins, 1998). Длительное существование саванны с ее высокой скоростью эрозии почв (Lal, 1990) невозможно без чередования со стадией леса, во время которой почва восстанавливается. Поэтому возрастающее сегодня антропогенное давление на саванны, препятствующее такому переходу, приводит к постепенному превращению саванн в пустыни. То же относится к степям и прериям умеренной зоны.

Только естественные первичные леса, аборигенные для данной территории, способны обеспечить долгосрочное устойчивое функционирование биотического насоса влаги, так как именно их генетические свойства скоррелированы с геофизическими особенностями той местности, в которой они растут. Искусственные насаждения из экзотических деревьев с генетическими программами, не соответствующими данной местности, не способны неограниченно долго самоподдерживаться на чуждой им территории, не приводя к деградации условий окружающей среды. Вторичные леса, восстанавливающиеся после антропогенных нарушений или природных катастроф типа пожаров и ветровалов, находятся в процессе восстановления всех регулирующих окружающую среду функций, включая функцию биотического насоса, который поэтому в таких лесах сильно ослаблен.

Нормальное функционирование лесного биотического насоса речного бассейна возможно, если лесной покров непосредственно выходит на береговую границу с океаном или отстоит от океана на расстояние, много меньшее длины затухания l (1) геофизических потоков влаги с океана на сушу. Два крупнейших тропических речных бассейна Амазонки и Конго обладают лесным покровом дождевых лесов, непосредственно граничащих с береговой линией. Бассейны северных рек России, Канады и Аляски имеют лесной покров тайги,

простирающийся до крайних северных пределов, где граничат с сильно заболоченными пространствами, выходящими на берег океана. Уничтожение лесного покрова на береговой полосе шириной порядка длины затухания $l \sim 600$ км обрывает действие биотического насоса атмосферной влаги с океана. Лесной покров в глубине континента теряет способность компенсировать речной сток. Влага почвы стекает в океан, речной бассейн перестает существовать и леса засыхают. Пресная влага почвы, болот, горных ледников и озер всей суши сосредоточена в основном в озерах и имеет объем порядка $1,5 \times 10^{14}$ м³ (Львович, 1974) при полном речном стоке с суши, равным $0,37 \times 10^{14}$ м³ год⁻¹ (Dai, Trenberth, 2002). Следовательно, весь запас влаги на суше стекает в океан за четыре года. Поэтому полное уничтожение лесного биотического насоса, т.е. сплошного покрова ненарушенного леса, переводит любой речной бассейн в пустыню за время порядка нескольких лет.

На Австралийском континенте покрытый лесом речной бассейн, совпадающий по площади с речным бассейном Амазонки, прекратил существование около 50-100 тысяч лет назад. Примерно в это же время Австралию начали осваивать люди. Существует множество косвенных доказательств того, что лесной покров Австралии был уничтожен аборигенами (см. дискуссию в работе Bowman, 2002). Приведенное в нашей работе рассмотрение объясняет механизм этого уничтожения. После того, как появившиеся на материке люди в ходе хозяйственной деятельности или в результате пожаров уничтожили лесной покров по всему периметру Австралии на узкой береговой полосе порядка длины затухания l , биотический насос, снабжавший водой внутренние части материка, оказался отрезанным от воды. В результате стока и испарения влаги почва высохла, и леса прекратили свое существование даже в отсутствие антропогенной активности и пожаров внутри континента. Кратковременность перехода в пустыню не оставила об этом процессе никаких следов в палеоданных. Практически все пустыни мира имеют непосредственный выход на берега океанов или внутренних морей. Поскольку береговая зона является предпочтительными при выборе людьми их поселений, появление всех протяженных пустынь на Земле является следствием деятельности человека.

Практика эксплуатации и вырубki лесов, ответственная за современную рекордную скорость прямого уничтожения лесов во всем мире (Bryant et al., 1997), зародилась в Западной Европе, все области которой удалены от береговой границы океана и внутренних морей на расстояния, меньшие длины $l \sim 600$ км затухания геофизических потоков влаги с океана на сушу. Поэтому полное уничтожение

естественных лесов в Западной Европе, заканчивающееся сейчас в Швеции и Финляндии, не привело к полному опустыниванию этих территорий, что до сих пор создает иллюзию возможности экспортировать практику уничтожения лесов в другие области планеты, для которых она является губительной. Отметим, что и в Западной Европе участились катастрофические наводнения, засухи и пожары, главным образом, за счет уничтожения оставшихся естественных лесов в горных районах. Эта практика уничтожения горных лесов, увеличивающих осадки в горах, привела также к резкому сокращению горных ледников, которое ошибочно приписывается предполагаемому глобальному потеплению, вызванному ростом атмосферного CO_2 .

Искусственные водохранилища, создаваемые в речных бассейнах с уничтожением естественных лесов на больших площадях, ликвидируют управляющее действие транспирации этих лесов, ослабляют действие биотического лесного насоса и, следовательно, уменьшают речной сток и осадки.

Изложенные результаты намечают возможную стратегию восстановления необходимого для жизни людей водного режима суши, который может привести к обводнению пустынь и засушливых территорий. Как мы продемонстрировали, ликвидация лесного покрова в крупнейших речных бассейнах мира за времена порядка нескольких лет приведет к уменьшению речного стока на порядок величины, возникновению засух, наводнений и пожаров, частичному опустыниванию в прибрежной полосе и полному — внутри континентов, см. формулы (5) и (6). Экономические потери от этого на много порядков величины превысят экономические выгоды от вырубки лесов. Поэтому целесообразно срочно пересмотреть лесную политику во всем мире. Прежде всего, необходимо немедленно прекратить освоение оставшихся ненарушенных лесов на всех территориях речных бассейнов, а не только на расстоянии нескольких километров вдоль крупных рек, и, в особенности, на территориях выхода лесов на берега океана и внутренних морей. Далее необходимо начать планомерное восстановление аборигенного лесного покрова на территориях, прилегающих к естественным лесам. Только на этих территориях восстановленные леса смогут устойчиво поддерживать водный режим и в дальнейшем самостоятельно расширять речной бассейн.

Площади участков естественных нарушений имеют в ненарушенных лесах порядок 10% (tree gaps) (Coley, Barone, 1996; Szarzynski, Anhuf, 2001). Именно этот порядок величины составляют и эксплуатируемые человеком территории (пахотные земли, пастбища и плантации разреженного древостоя) на всей суше в настоящее время.

Поэтому состояние, при котором естественный лесной покров будет восстановлен на большей части не используемых в настоящее время засушливых территорий, будет столь же устойчивым, как и естественные леса, существующие уже миллионы лет. Экологически грамотное человечество будущего навсегда получит в свое распоряжение неограниченные водные ресурсы восстановленных речных бассейнов.

Благодарности. В этой работе использованы данные, предоставленные Проектом Общественная Модель Климатической Системы (Community Climate System Model project), осуществляемым Директоратом Наук о Земле Национального Научного Фонда и Бюро Биологических и Экологических Исследований Департамента Энергии США.

Приложение. Физическая основа существования отрицательного вертикального градиента температуры воздуха в тропосфере

Физическая причина существования отрицательного вертикального градиента температуры воздуха состоит в присутствии в атмосфере парниковых веществ, но не связана с величиной парникового эффекта. Парниковые вещества, резонансно поглощая тепловое излучение земной поверхности, излучают его изотропно во все стороны. В результате, половина поглощенного в атмосфере излучения направляется обратно к земной поверхности, совершая случайный дрейф при взаимодействии с молекулами парниковых веществ. Это приводит к увеличению плотности энергии теплового излучения у земной поверхности и ее ослаблению с увеличением высоты атмосферы.

Возникающий отрицательный вертикальный градиент плотности энергии теплового излучения можно связать с отрицательным вертикальным градиентом так называемой яркостной температуры, определяемой как температура абсолютно черного тела, испускающего поток излучения, равный восходящему потоку излучения, наблюдаемому в атмосфере на заданной высоте z . В силу столкновительного возбуждения молекул парниковых веществ молекулами воздуха последние теряют кинетическую энергию и температура воздуха приближается к яркостной температуре излучения, приобретая отрицательный вертикальный градиент, близкий к градиенту яркостной температуры. Эти физические процессы являются

единственной причиной появления отрицательного вертикального градиента температуры воздуха в атмосфере.

Спектр теплового излучения земной поверхности близок к спектру излучения абсолютно черного тела с температурой земной поверхности. Если бы парниковые вещества содержали только одну или несколько узких линий (или полос) поглощения теплового излучения, перекрывающих малую часть теплового спектра, то все тепловое излучение земной поверхности, кроме этих линий, уходило бы в космос без взаимодействия с атмосферой, и яркостная температура во всем спектре, кроме этих линий, не менялась бы с высотой. В этом случае температура земной поверхности совпадала бы с температурой теплового излучения, уходящего в космос, т.е. парниковый эффект был бы близок к нулю.

Однако если парниковых веществ, обладающих этими узкими линиями поглощения, в атмосфере достаточно много, а линии имеют большие поперечные сечения поглощения, то яркостная температура в области этих линий поглощения быстро падает с высотой, теоретически вплоть до абсолютного нуля. Столкновительное возбуждение этих линий с молекулами воздуха приводит к быстрому понижению температуры воздуха с высотой, т.е. к появлению большой величины отрицательного вертикального градиента температуры воздуха и вертикальным потокам испарения и скрытого тепла в атмосферу, описанным в разделе 3. Конденсация водяных паров на различных высотах приводит к нагреву воздуха, усилению столкновительного возбуждения парниковых веществ и уменьшению отрицательного вертикального градиента как температуры воздуха, так и яркостной температуры. В результате, величина отрицательного вертикального градиента температуры воздуха устанавливается на фиксированном наблюдаемом значении, равном $G_{ob} = 6,5 \text{ К км}^{-1}$.

Таким образом, наблюдаемая величина $G_{ob} = 6,5 \text{ К км}^{-1}$ может быть образована только одной очень узкой линией с большим поперечным сечением поглощения, для обнаружения которой в тепловом спектре поглощения атмосферы может потребоваться чрезвычайно высокая степень разрешения, которая не используется в существующей атмосферной спектроскопии. Парниковое вещество с интенсивной узкой линией поглощает всю энергию выделяющегося скрытого тепла и диссипации атмосферной циркуляции, переводя их в тепловое излучение, направленное к земной поверхности. На земной поверхности энергия излучения этой узкой линии распределяется по всему тепловому спектру и затем непосредственно уходит в космос.

С другой стороны, если бы линии поглощения парниковых веществ перекрывали весь тепловой спектр, но парниковые вещества взаимодействовали бы только с тепловым излучением, в условиях так называемого радиационного равновесия, когда столкновительное возбуждение их молекулами воздуха мало, парниковый эффект мог бы достигать больших значений (т.е. температура поверхности планеты была бы много выше, чем в случае отсутствия парниковых веществ), в то время как вертикальный градиент температуры воздуха оставался бы близким к нулю.

Таким образом, величины парникового эффекта и отрицательного вертикального градиента температуры воздуха G не связаны друг с другом. Однако в отсутствие всех парниковых веществ в атмосфере равны нулю и вертикальный градиент температуры, и сила испарения (см. раздел 3.3), и парниковый эффект.

Литература

- Горшков ВГ (1984) Экология человека. Ленинград, Ленинградский Политехнический Институт, 70 с.
- Горшков ВГ (1986) Биологическая и физическая регуляция круговоротов веществ. Известия ВГО 118, 20-28.
- Горшков ВГ (1995) Физические и биологические основы устойчивости жизни. Москва, ВИНТИ, 470 с.
- Горшков ВГ, Макарьева АМ (2001) К вопросу о возможности физической самоорганизации биологических и экологических систем. Доклады РАН 378, 570-573.
- Горшков ВГ, Макарьева АМ, Пуйоль Т (2002) Радиационно-конвективные процессы и изменение потока теплового излучения в космос с увеличением оптической толщины атмосферы. Материалы XXXVI Зимней Школы ПИЯФ, 25 февраля - 3 марта, 2002 (Физика атомного ядра и элементарных частиц), сс. 499-525.
- Лоренц ЭН (1970) Природа и теория общей циркуляции атмосферы. Ленинград, Гидрометеиздат, 259 с.
- Макарьева АМ, Горшков ВГ, Лосев КС, Довгалоук ЮА (2004) Зависимость парникового эффекта от концентрации парниковых веществ в атмосфере Земли в присутствии нерадиационных потоков энергии. Известия секции наук о Земле Российской Академии естественных наук №12 (2004), 125-135.
- Тверской ПН (ред.) (1951) Курс метеорологии. Ленинград, Гидрометеиздат, 888 с.
- Швер ЦА (1976) Атмосферные осадки на территории СССР. Ленинград, Метеоиздат, 302 с.

- Acevedo OC, Moraes OLL, da Silva R, Fitzjarrald DR, Sakai RK, Staebler RM, Czikowsky MJ (2004) Inferring nocturnal surface fluxes from vertical profiles of scalars in an Amazon pasture. *Global Change Biology* 10, 886-894.
- Adler RF, Huffman GJ, Bolvin DT, Curtis S, Nelkin EJ (2001) Tropical rainfall distributions determined using TRMM combined with other satellite and rain gauge. *Journal of Applied Meteorology* 39, 2007-2023.
- Arora V (2005) Comment on "Optimized stomatal conductance of vegetated land surfaces and its effects on simulated productivity and climate" by A. Kleidon. *Geophysical Research Letters* 32, L08708.
- Austin AT, Sala OE (2002) Carbon and nitrogen dynamics across a natural precipitation gradient in Patagonia, Argentina. *Journal of Vegetation Science* 13, 351-360.
- Austin AT, Vitousek PM (2000) Precipitation, decomposition and litter decomposability of *Metrosideros polymorpha* in native forests on Hawai'i. *Journal of Ecology* 88,129-138.
- Baerlocher F (1990) The Gaia hypothesis: A fruitful fallacy? *Experientia* 46, 232-238.
- Barrett JE, McCulley RL, Lane DR, Burke IC, Lauenroth WK (2002) Influence of climate variability on plant production and N-mineralization in Central US grasslands. *Journal of Vegetation Science* 13, 383-394.
- Bond BJ, Kavanagh KL (1999) Stomatal behavior of four woody species in relation to leaf-specific hydraulic conductance and threshold water potential. *Tree Physiology* 19, 503-510.
- Bowman DMJS (2002) The Australian summer monsoon: a biogeographic perspective. *Australian Geographic Studies* 40, 261-277.
- Breshears DD, Nyhan JW, Heil CE, Wilcox BP (1998) Effects of woody plants on microclimate in a semiarid woodland: soil temperature and evaporation in canopy and intercanopy patches. *International Journal of Plant Sciences* 159, 1010-1017.
- Bryant D, Nielsen D, Tangle L (1997) The last frontier forests: ecosystems and economies on the edge. World Resources Institute, Washington, 42 pp.
- Cabido M, Gonzalez C, Acosta A, Diaz S (1993) Vegetation changes along a precipitation gradient in central Argentina. *Vegetatio* 109, 5-14.
- Canadell JG, Steffen WL, White PS (2002) IGBP/GCTE terrestrial transects: Dynamics of terrestrial ecosystems under environmental change - Introduction. *Journal of Vegetation Science* 13, 297-300.
- Cochrane MA, Alencar A, Schulze MD, Souza CM, Nepstad DC, Lefebvre P, Davidson EA (1999) Positive feedbacks in the fire dynamic of closed canopy tropical forests. *Science* 284, 1832-1835.
- Coley PD, Barone JA (1996) Herbivory and plant defenses in tropical forests. *Annual Review of Ecology and Systematics* 27, 305-335.
- Cook GD, Heerdegen RG (2001) Spatial variation in the duration of the rainy season in monsoonal Australia. *International Journal of Climatology* 21, 1723-1732.
- da Rocha HR, Goulden ML, Miller SD, Menton MC, Pinto LDVO, de Freitas HC, Silva Figueira AME (2004) Seasonality of water and heat fluxes over a tropical forest in eastern Amazonia. *Ecological Applications* 14(Suppl), S22-S32.

- Dai A, Trenberth KE (2002) Estimates of freshwater discharge from continents: latitudinal and seasonal variations. *Journal of Hydrometeorology* 3, 660-687.
- Doolittle WF (1981) Is nature really Motherly? *CoEvolution Quarterly* 29, 58-63.
- Fang M, Tung KK (1999) Time-dependent nonlinear Hadley circulation. *Journal of the Atmospheric Sciences* 56, 1797-1807.
- Folkens I (2006) Convective damping of buoyancy anomalies and its effect on lapse rates in the tropical lower troposphere. *Atmospheric Chemistry and Physics* 6, 1-12.
- Goody RM, Yung YL (1989) *Atmospheric radiation, theoretical basis*, 2nd edn. New York, Oxford University Press, 517 pp.
- Gorshkov VG, Gorshkov VV, Makarieva AM (2000) Biotic regulation of the environment: Key issue of global change. Springer, London, 367 pp.
- Gorshkov VG, Makarieva AM, Gorshkov VV (2004) Revising the fundamentals of ecological knowledge: The biota-environment interaction. *Ecological Complexity* 1, 17-36.
- Goulden ML, Daube BC, Fan S-M, Sutton DJ, Bazzaz A, Munger JW, Wofsy SC (1997) Physiological response of a black spruce forest to weather. *Journal of Geophysical Research* 102D, 28987-28996.
- Goulden ML, Miller SD, da Rocha HR, Menton MC, de Freitas HC, Silva Figueira AMe, de Sousa CAD (2004) Diel and seasonal patterns of tropical forest CO₂ exchange. *Ecological Applications* 14(Suppl), S42-S54.
- Hodnett MG, Oyama MD, Tomasella J, Marques Filho A. de O. (1996) Comparisons of long-term soil water storage behaviour under pasture and forest in three areas of Amazonia. In "Amazonian deforestation and climate" (eds JHC Gash, CA Nobre, JM Roberts, RL Victoria). John Wiley & Sons, Chichester, pp. 57-77.
- Hutley LB, O'Grady AP, Eamus D (2001) Monsoonal influences on evapotranspiration of savanna vegetation of northern Australia. *Oecologia* 126, 434-443.
- Karlsson IM (2000) Nocturnal air temperature variations between forest and open areas. *Journal of Applied Meteorology* 39, 851-862.
- Kleidon A (2004) Optimized stomatal conductance of vegetated land 181 surfaces and its effects on simulated productivity and climate. *Geophysical Research Letters* 31, L21203.
- Kleidon A (2005) Reply to comment by V. Arora on "Optimized stomatal conductance of vegetated land surfaces and its effects on simulated productivity and climate". *Geophysical Research Letters* 32, L08709.
- Kruijt B, Malhi Y, Lloyd J, Nobre AD, Miranda AC, Pereira MGP, Culf A, Grace J (2000) Turbulence statistics above and within two Amazon rain forest canopies. *Boundary-Layer Meteorology* 94, 297-331.
- Kurc SA, Small EE (2004) Dynamics of evapotranspiration in semiarid grassland and shrubland ecosystems during the summer monsoon season, central New Mexico. *Water Resources Research* 40, W09305.

- Lal R (1990) Soil erosion and land degradation: the global risks. "Advances in soil science" (eds R Lal, BA Stewart). Volume 11. Soil degradation. Springer, New York, pp. 129-172.
- Landau LD, Akhiezer AI, Lifshitz EM (1965) General Physics. Mechanics and Molecular Physics. Nauka, Moscow, 384 pp. (in Russian)
- Landau LD, Lifshitz EM (1987) Course of Theoretical Physics. Vol. 6 Fluid Mechanics, 2nd ed. Butterworth-Heinemann, Oxford.
- L'vovitch MI (1979) World water resources and their future. American Geological Union, Washington, 415 pp.
- Mahrt L, Lee X, Black A, Neumann H, Staebler RM (2000) Nocturnal mixing in a forest subcanopy. *Agricultural and Forest Meteorology* 101, 67-78.
- Makarieva AM, Gorshkov VG, Li B-L (2005a) Biochemical universality of living matter and its metabolic implications. *Functional Ecology* 19, 547-557.
- Makarieva AM, Gorshkov VG, Li B-L (2005b) Revising the distributive networks models of West, Brown and Enquist (1997) and Banavar, Maritan and Rinaldo (1999): Metabolic inequity of living tissues provides clues for the observed allometric scaling rules. *Journal of Theoretical Biology* 237, 291-301.
- Makarieva AM, Gorshkov VG, Li B-L (2005c) Energetics of the smallest: Do bacteria breathe at the same rate as whales? *Proceedings of the Royal Society of London B* 272, 2219-2224.
- Makarieva AM, Gorshkov VG, Pujol T (2003) Height of convective layer in planetary atmospheres with condensable and non-condensable greenhouse substances. *Atmospheric Chemistry and Physics Discussions* 3, 6701-6720.
- Marengo JA (2004) Interdecadal variability and trends of rainfall across the Amazon basin. *Theoretical and Applied Climatology* 78, 79-96.
- McGuffie K, Henderson-Sellers A (2001) Forty years of numerical climate modelling. *International Journal of Climatology* 21, 1067-1109.
- McGuire AD, Prentice IC, Ramankutty N, Reichenau T, Schloss A, Tian H, Williams L J, Wittenberg U (2001) Carbon balance of the terrestrial biosphere in the twentieth century: Analyses of CO₂, climate and land-use effects with four process-based ecosystem models. *Global Biogeochemical Cycles* 15, 183-206.
- Miller JM, Williams RJ, Farquhar GD (2001) Carbon isotope discrimination by a sequence of Eucalyptus species along a subcontinental rainfall gradient in Australia. *Functional Ecology* 15, 222-232.
- Nepstad D, Lefebvre P, da Silva UL, Tomasella J, Schlesinger P, Solórzano L, Ray PMD, Benito JG (2004) Amazon drought and its implications for forest flammability and tree growth: a basin-wide analysis. *Global Change Biology* 10, 704-717.
- Nesbitt SW, Zipser EJ (2003) The diurnal cycle of rainfall and convective intensity according to three years of TRMM measurements. *Journal of Climate* 16, 1456-1475.
- Ni J, Zhang XS (2000) Climate variability, ecological gradient and the Northeast China Transect (NECT). *Journal of Arid Environments* 46, 313-325.
- Nicholson SE (2000) The nature of rainfall variability over Africa on time scales of decades to millenia. *Global and Planetary Change* 26, 137-158.

- Oyama MD, Nobre CA (2004) Climatic consequences of a large-scale desertification in Northeast Brazil: A GCM simulation study. *Journal of Climate* 17, 3203-3213.
- Randel DL, Haar THV, Ringerud MA, Stephens GL, Greenwald TJ, Comb CL (1996) New global water vapor dataset. *Bulletin of the American Meteorological Society* 77, 1233-1254.
- Raval A, Ramanathan V (1989) Observational determination of the greenhouse effect. *Nature* 342, 758-761.
- Savenije HHG (1995) New definitions for moisture recycling and the relationship with land-use change in the Sahel. *Journal of Hydrology* 167, 57-78.
- Shuttleworth WJ (1989) Micrometeorology of temperate and tropical forest. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London B* 324, 207-228.
- Shuttleworth WJ, Gash JHC, Lloyd CR, Moore CJ, Roberts J, Marques-Filho AO, Fisch G, Filho VPS, Ribeiro MNG, Molion LCB, Sá LDA, Nobre JCA, Cabral OMR, Patel SR, Carvalho JM (1985) Daily variations of temperature and humidity within and above Amazonian forest. *Weather* 40, 102-108.
- Smith SB (1997) Comments on "An interesting mesoscale storm-environment interaction observed just prior to changes in severe storm behavior". *Weather and Forecasting* 12, 368-372.
- Szarzynski J, Anhuif D (2001) Micrometeorological conditions and canopy energy exchanges of a neotropical rain forest (Surumoni-Crane Project, Venezuela). *Plant Ecology* 153, 231-239.
- Tchebakova NM, Kolle O, Zolotoukhine D, Arneth A, Styles JM, Vygodskaya NN, Schulze E-D, Shibistova O, Lloyd J (2002) Inter-annual and seasonal variations of energy and water vapor fluxes above a *Pinus sylvestris* forest in the Siberian middle taiga. *Tellus B* 54, 537-551.
- Tutin CEG, White LJT, Mackanga-Missandzou A (1997) The use by rain forest mammals of natural forest fragments in an equatorial African Savanna. *Conservation Biology* 11, 1190-1203.
- Van de Koppel J, Prins HHT (1998) The importance of herbivore interactions for the dynamics of African savanna woodlands: an hypothesis. *Journal of Tropical Ecology* 14, 565-576.
- Weaver CP, Ramanathan V (1995) Deductions from a simple climate model: Factors governing surface temperature and atmospheric thermal structure. *Journal of Geophysical Research* 100D, 11585-11591.
- Webber SR, Willmott CJ (1998) South American Precipitation: 1960-1990 gridded monthly time series (version 1.02). Center for Climatic Research, Department of Geography, University of Delaware, Newark, Delaware.
- Zhou J, Lau K-M (1998) Does a monsoon climate exist over South America? *Journal of Climate* 11, 1020-1040.