Как видно из расшифровки этой дифрактограммы (табл. 4), в интервале углов $2\theta = 28.1 \div 56.3°$ наблюдаются двадцать заметных дифракционных пиков. Из них восемь принадлежат интерметаллиду Pd_3Lu_2 (один из них совпадает с пиком от бертоллидной фазы), четыре — интерметаллиду Pd_4Lu_3 (один пик совпадает с пиком от Pd_3Lu_2 и два пика — с пиками от бертоллидной фазы) и двенадцать пиков — бертоллидной фазе с параметрами решетки $a = 13.49$ Å, $c = 6.30$ Å, $c/a \approx 0.47$. Наличие пиков от бертоллидной фазы указывает, что фазовое превращение бертоллиды—дальтониды прошло не до конца и сплав все еще находится в метастабильном состоянии.

Таким образом, нами установлено, что в сплавах палладия с 44.5 и 45.7 ат.% Lu после отжига в течение 100 ч при 500°C происходит образование интерметаллида Pd_3Lu_2, который формируется в результате фазового превращения метастабильной бертоллидной фазы с гексагональной решеткой в дальтониды (Pd_3Lu_2 и Pd_4Lu_3).

Литература

1. *Loebich O.J.R., Raub E.* // J. Less-Common Met. 1973. **30.** P. 47.
2. *Бурханов Г.С., Илюшин А.С., Кольчугина Н.Б., Хатанова Н.А.* и др. // Изв. РАН, сер. Металлы. 1999. № 6. С. 111.
3. *Maria L. Fornasini, Angelo Mugnoli, Andrea Palenzona.* // Acta Crist. 1979. **B35**. P. 1950.
4. *Palenzona Landelli A.* // J. Less-Common Met. 1974. **34**. P. 121.
5. *Гладышевский Е.И., Бодак О.И.* Кристаллохимия интерметаллических соединений редкоземельных металлов. Львов: Высш. школа, 1982.
6. *Илюшин А.С., Хатанова Н.А., Рыкова Е.А., Цэцгээгийн Отгонтуул* // Вестн. Моск. ун-та. Физ. Астрон. 1999. № 4. С. 37 (Moscow University Phys. Bull. 1999. No. 4. P. 43).
7. *Курнаков Н.С.* Введение в физико-химический анализ. Л., 1936.
8. *Галошина Е.В., Князев Ю.В., Кириллова М.М.* и др. // ФММ. 1997. **84**, № 2. С. 59.

Поступила в редакцию
22.11.00

ГЕОФИЗИКА

УДК 551.510

РОЛЬ ПЛОТНОСТНОЙ СТРУКТУРЫ ПРИВОДНОГО СЛОЯ АТМОСФЕРЫ В ТЕПЛО- И МАССОБМЕНЕ МЕЖДУ АТМОСФЕРОЙ И ОКЕАНОМ

А. А. Будников[*)], **Г. Г. Хунджуа**

(*кафедра физики атмосферы*)

E-mail: bicab@ed.gov.ru

Проведен анализ устойчивости плотностной стратификации приводного слоя атмосферы (ПСА). Оценена зависимость энергии неустойчивости от гидрометеорологических параметров и показана роль плотностной и термической структур ПСА в процессах тепло- и массообмена океана и атмосферы.

Механизм переноса тепла и влаги в приводном слое атмосферы (ПСА) сложен. У границы раздела перенос определяется процессами молекулярной диффузии и теплопроводности, а по мере удаления от границы механизм переноса переходит в турбулентный. Развитие турбулентного режима переноса связано с плотностной стратификацией ПСА, зависящей от вертикального распределения температуры, влажности и динамических факторов [1].

Оценивать изменение плотности воздуха по высоте принято путем сравнения градиента температуры в ПСА и в однородной атмосфере ($\gamma_A = -3.42 \cdot 10^{-2}$ °C/м) [2]: если $\gamma > \gamma_A$, плотность воздуха возрастает при увеличении высоты ($d\varrho/dz > 0$); если $\gamma < \gamma_A$, — убывает ($d\varrho/dz < 0$). (В однородной атмосфере $\gamma = \gamma_A$ и $d\varrho/dz = 0$.)

Типичное распределение температуры и плотности воздуха в непосредственной близости от границы раздела показано на рис. 1. На I участке (в слое инверсии температуры) градиент температуры положителен и составляет величину $\gamma = 3.0$ °C/м, градиент плотности $d\varrho/dz = -5$ г/м$^4 < 0$, плотность убывает с высотой, т. е. стратификация устойчива. На II участке (над слоем инверсии температуры) $\gamma = -0.3$ °C/м, $d\varrho/dz = 1.9$ г/м$^4 > 0$, плотность воздуха возрастает с высотой, т. е. стратификация неустойчива. Для сравнения на рис. 1 приведены прямые, соответствующие изменению температуры и плотности влажного воздуха в однородной атмосфере.

Более корректен другой критерий: слой атмосферы остается статически устойчивым, если величина градиента температуры превышает сухоадиабатическое значение γ_a ($-0.98 \cdot 10^{-2}$ °C/м). В соответствии с данным критерием слой инверсии температуры является статически устойчивым ($\gamma = 3.0$ °C/м). В слое,

[*)] Министерство образования Российской Федерации.

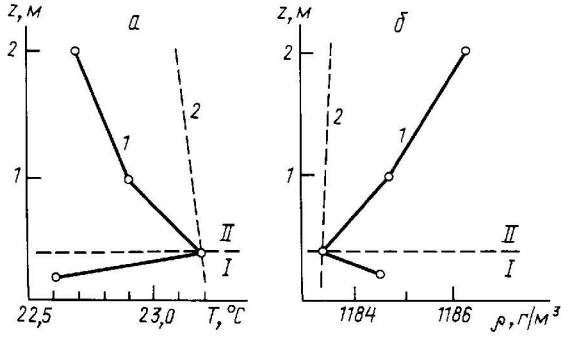

Рис. 1. Типичное распределение температуры (*а*) и плотности (*б*) в слое атмосферы высотой до 2 м от поверхности моря (*1*) и в однородной атмосфере (*2*)

лежащем выше слоя инверсии, градиент температуры порядка $-0.3\,°\mathrm{C/м}$, что примерно в 30 раз выше по модулю, чем γ_a. Следовательно, данный слой статически неустойчив. Эти выводы соответствуют результатам оценки плотностной стратификации атмосферы по профилям температуры и влажности (см. рис. 1).

Указанные критерии устойчивости относятся к локальным областям атмосферы. Однако для оценки интенсивности конвективного перемешивания в слое необходимо располагать его интегральными характеристиками. В качестве такой характеристики обычно используется работа, которую может совершить сила плавучести при адиабатическом подъеме единицы массы воздуха от нижней границы слоя до верхней (энергия неустойчивости):

$$E = mg\int_{z_1}^{z_2}(\varrho_a/\varrho - 1)dz$$

или

$$E = mg\int_{z_1}^{z_2}[(T - T_a)/T_a]dz,$$

где m — единичная масса, z_2 и z_1 — высоты границ слоя.

Величина энергии неустойчивости пропорциональна площади, заключенной между кривой состояния и кривой стратификации. Ее знак определяется соотношением плотностей движущейся массы m (ϱ_a) и окружающего воздуха (ϱ) или соответствующих температур T_a и T. В случае, когда кривая состояния лежит правее кривой стратификации, т.е. $T > T_a$ ($\varrho_a > \varrho$), энергия неустойчивости положительна ($E > 0$), следовательно, стратификация атмосферы неустойчива. Большая энергия неустойчивости способствует развитию в атмосфере мощного конвективного движения. Если кривая состояния лежит левее кривой стратификации, т.е. $T < T_a$ ($\varrho_a < \varrho$), то энергия неустойчивости отрицательна ($E < 0$) и перемещение воздушных масс вверх затруднено или полностью исключено [2].

В слое атмосферы, непосредственно прилегающем к поверхности моря (слой инверсии температуры — участок I на рис. 1, *а*), кривая состояния, соответствующая начальной точке участка I (на рис. 1 не показана), лежит левее кривой стратификации. Энергия неустойчивости в данном случае отрицательна, перемещение воздуха вверх в слое инверсии температуры затруднено. Над слоем инверсии температуры (участок II на рис. 1, *а*) кривая состояния (*2*) лежит правее кривой стратификации (*1*). Энергия неустойчивости в этом слое положительна, и плотностная стратификация атмосферы неустойчива. Условия для развития конвективного движения в этом случае благоприятные. Однако во всем исследованном слое ($0.2 \div 2.0$ м от поверхности моря) энергия неустойчивости отрицательна (рис. 2).

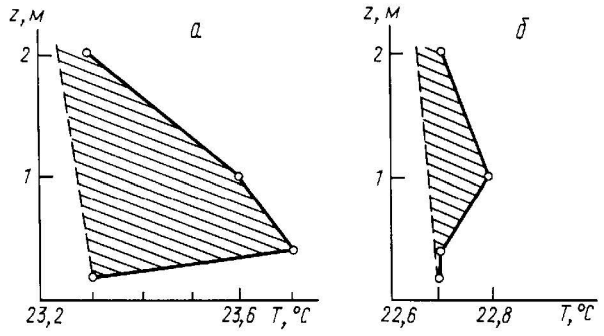

Рис. 2. Профиль температуры в приводном слое атмосферы высотой до 2 м при температуре моря на глубине 5 см $T_0 = 22.9$ °C (плотность суммарного потока тепла, поступающего с поверхности моря в атмосферу, $q = 310$ Вт/м^2) — *а* и $T_0 = 22.1$ °C ($q = 80$ Вт/м^2) — *б*. Заштрихованная площадь пропорциональна энергии неустойчивости

Анализ зависимости энергии неустойчивости от гидрометеорологических факторов позволяет выявить роль плотностной и термической структур ПСА в процессах тепло- и массообмена океана и атмосферы.

При внешнем воздействии на систему, находящуюся в стационарном состоянии, в ней возникают внутренние потоки, ослабляющие результаты этого воздействия [3]. Роль такого внешнего воздействия для ПСА играет поток водяного пара, поступающий с поверхности моря. При увеличении концентрации водяного пара у поверхности моря плотность воздуха уменьшается, что, в свою очередь, вызывает возрастание модуля градиента плотности влажного воздуха в ПСА (градиент плотности в этом случае отрицателен, т. е. плотностная стратификация неустойчива). Величина архимедовой силы, определяющей интенсивность свободной конвекции, при этом возрастает. Соответственно должен возрастать конвективный перенос тепла и водяного пара. Однако в результате поступления водяного пара в ПСА формируется слой инверсии температуры [4], который обеспечивает существование устойчивой плотностной стратификации непосредственно над поверхностью моря. При этом чем более устойчива плотностная стратификация в слое инверсии, тем более затруднено поступление водяного пара в ПСА.

Следовательно, градиент температуры в слое воздуха, непосредственно прилегающем к границе раз-

дела, должен зависеть от плотности потока водяного пара, поступающего с поверхности моря. Проведенные исследования [4–7] показали, что температура поверхности моря, ветер и поверхностно-активные вещества влияют на термическую и плотностную структуру ПСА, поскольку изменяют плотность потока водяного пара, поступающего с поверхности моря. Изменение плотности потока водяного пара приводит к соответствующему изменению стока тепла с поверхности моря за счет испарения и притока тепла в ПСА, обусловленного термическим эффектом смешения паров воды с воздухом. Результатом этих процессов является изменение термической и в конечном итоге плотностной стратификации ПСА.

Согласно результатам натурных наблюдений, снижение температуры поверхности моря от 22.9 до 22°C сопровождается падением плотности потока водяного пара от 310 до 80 Вт/м^2, что приводит к уменьшению градиента температуры в слое инверсии от 2.0 до 0.5°C/м и вследствие этого к уменьшению устойчивости плотностной стратификации в исследованном слое, что вызывает возрастание энергии неустойчивости от -0.174 до -0.036 Дж в слое высотой до 2 м от поверхности моря (заштрихованные области на рис. 2). Такое изменение энергии неустойчивости указывает на изменение плотностной стратификации приводного слоя, которое создает условия, способствующие развитию турбулентности и поступлению водяного пара с поверхности моря в атмосферу.

Прекращение поступления паров воды с поверхности моря в атмосферу, например, в результате воздействия поверхностно-активных веществ приводит к исчезновению слоя инверсии [5] и устранению препятствия развитию конвекции.

Таким образом, слой инверсии температуры играет роль своеобразного механизма отрицательной обратной связи и оказывает влияние на величину плотности потока водяного пара, поступающего с поверхности моря в атмосферу.

Литература

1. *Гусев А.М., Хунджуа Г.Г., Гуров В.В.* // Комплексные исследования природы океана. Вып. 4. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1973.
2. *Матвеев Л.Т.* Основы общей меотеорологии (Физика атмосферы). Л.: Гидрометеоиздат, 1984.
3. *Базаров И.П.* Термодинамика. М.: Высшая школа, 1991.
4. *Будников А.А., Хунджуа Г.Г.* // Морской гидрофиз. журн. 1985. № 5. С. 22.
5. *Будников А.А.* // Метеорология и гидрология. 1991. № 1. С. 65.
6. *Будников А.А.* // Метеорологические прогнозы: Сборник научных трудов (межвузовский). СПб., 1995. С. 135.
7. *Романченко А.Н., Хунджуа Г.Г.* Препр. физ. ф-та МГУ. 1990, № 7.

Поступила в редакцию
11.09.00