

# ДИНАМИКА АРКТИЧЕСКОЙ ТРОПОПАУЗЫ И ЕЕ СВЯЗЬ С ФРОНТОГЕНЕЗОМ В ПЕРИОД 1990–2007 ГГ.

*А.Р. Иванова, Н.И. Богаевская*

*Гидрометеорологический научно-исследовательский центр Российской Федерации  
ivanova@metcom.ru*

## **Введение**

Тропопауза, разделяющая стратосферу и тропосферу, является одним из важных объектов атмосферной динамики и химии. Динамическая, химическая и радиационная связи между стратосферой и тропосферой имеют огромное значение, так как даже слабые изменения в обмениваемом количестве влаги и химических составляющих могут привести к существенным изменениям в глобальном климате [8, 10]. Такой обмен влияет на содержание стратосферного озона, тропосферное загрязнение и глобальное потепление [14]. В свою очередь климатические изменения способны проявиться на высотах, в зоне раздела тропосферы и стратосферы.

В последнее время в связи с проблемой глобального потепления климата поднимается вопрос об изменении положения тропопаузы. Самым явным индикатором таких изменений должны стать полярные зоны [6]. Тренды изменения температуры по данным радиозондирования за последние десятилетия показали [19], что максимальный эффект глобального потепления в Северном полушарии наблюдается (помимо тропиков) в нижней тропосфере полярной области. Статистически значимые изменения декадного масштаба в арктическом стратосферном полярном вихре были обнаружены по данным 1977–1999 гг. в работе [12]. При этом предполагалось, что повышение высоты тропопаузы обусловлено не только нагреванием тропосферы, но и охлаждением стратосферы [19, 20].

Выводы об изменении высоты тропопаузы, сделанные разными исследователями, достаточно противоречивы. Так, авторы работ [15, 16], выполнив расчеты по данным реанализа NCEP, установили существование положительного тренда высоты тропопаузы за последние три десятилетия. В то же время исследования [9, 24] не обнаружили существенных изменений ни в высоте, ни в температуре тропопаузы полярной зоны по данным ERA-15 (1979–1993 гг.).

Прогнозы на будущее также неоднозначны. Одна из последних работ [7] утверждает, что ничего определенного о будущих трендах характеристик тропопаузы сказать нельзя.

Использование ансамблевых прогнозов 17 химико-климатических моделей каждый раз приводило к разным результатам для разных сценариев, описывающих сохранение и разрушение озона.

В настоящей работе исследуется изменчивость характеристик тропопаузы в период 1990–2007 гг. по данным радиозондирования на станциях, расположенных севернее 60° с.ш. Для случаев с экстремально низкой тропопаузой, зафиксированной аэрологическими наблюдениями, проведено исследование процессов эволюции атмосферных фронтов в толще тропосферы.

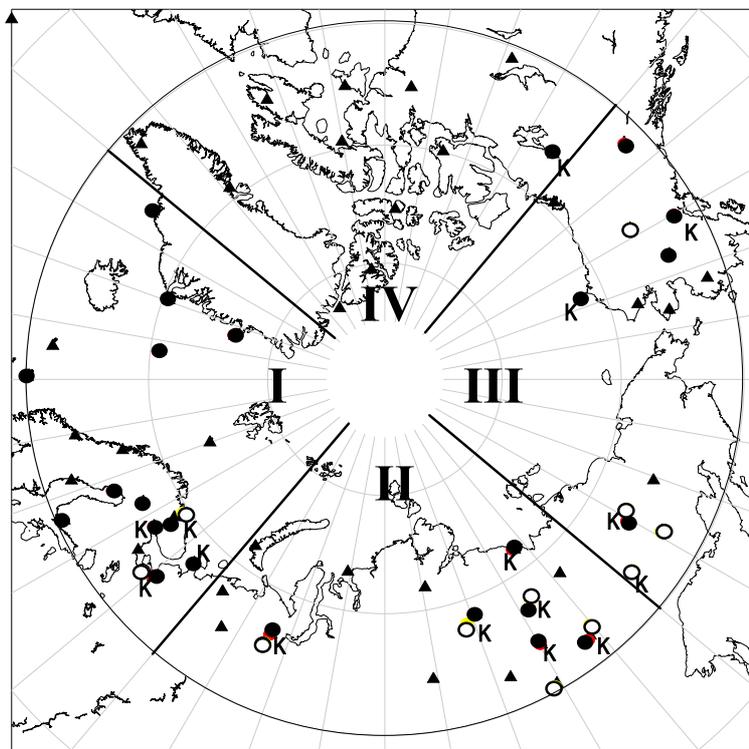
### **1. Характеристики полярной тропопаузы в 1990–2007 гг.**

Для идентификации классической тропопаузы (трактуемой как уровень, на котором вертикальный градиент температуры убывает до 2 °С/км или ниже и остается столь же низким по крайней мере в вышележащем слое 2 км [23]) были использованы ряды аэрологических сводок с сайта университета Вайоминга (<http://weather.uwyo.edu>). Анализ материалов радиозондирования в данной работе позволил получить информацию о характеристиках атмосферы в полярной зоне на уровне тропопаузы, а также проверить свойство последней быть индикатором климатических изменений.

Для аэрологических станций, расположенных севернее 60° с. ш., был создан архив данных с 1 января 1990 г. по 31 декабря 2007 года. Таких станций оказалось всего 58, из них 33 расположены за полярным кругом. Общее количество аэрологических сводок составило 644064. Территория исследования была разделена на четыре региона (как это было сделано в [24]), условно названных атлантическим, евразийским, тихоокеанским и североамериканским (рис. 1).

Отметим значительные различия в качестве аэрологического материала. Для некоторых российских станций в 1990-х годах наблюдения отличались весьма низкой подробностью, нерегулярностью, зачастую продолжительными пропусками. Часто отсутствовали зондирования в течение месяцев и даже лет. Так, на восточносибирской станции Омолон в 1993 г. было выпущено пять зондов, в 1994 г. – два зонда, в период 1995–2003 гг. зонды не выпускались вообще. Эта станция имеет худшие показатели по количеству зондирований за 18 лет (всего 1624, из которых только в 1523 случаях удалось установить положение тропопаузы). Максимальное количество аэрологической информации было получено на станции Lerwick, расположенной на главном острове Шетландского архипелага Мейнленд в Норвежском море. В течение ряда лет там проводилось регулярное зондирование 4 раза в

сутки (а не 1-2, как на остальных станциях). Количество выпущенных зондов на этой станции составило 17723 за 18-летний период, тропопаузу по вертикальному градиенту температуры удалось установить в 17586 случаях.



**Рис. 1. Территория исследования, разделенная на 4 региона (I – атлантический, II – евразийский, III – тихоокеанский, IV – североамериканский), с указанием расположения станций.**

Станции, по данным которых в период 1990–2007 г. был обнаружен тренд вертикального градиента температуры под тропопаузой, обозначены черным кругом, тренд вертикального градиента температуры над тропопаузой – белым кругом, тренд контрастности тропопаузы – буквой «К», станции с отсутствием какого-либо тренда – треугольником.

Алгоритм поиска термической тропопаузы был следующим:

- построчное считывание аэрологической информации и поиск всех уровней, соответствующих определению [23];
- проверка положения нижнего уровня (на некоторых станциях периодически проводилось высотное зондирование атмосферы, когда данные начинали поступать с высоты поверхности 100 гПа до уровня примерно 50 км; в таком случае тропопауза не определялась);

– исключение уровней, удовлетворяющих определению ВМО, но расположенных ниже 3 км (в связи с существованием в этих местах весьма мощных приземных инверсий, вызванных выхолаживанием воздуха от поверхности, покрытой снегом или льдом);

– выбор самого нижнего из оставшихся уровней (исследование множественности тропопауз не проводилось).

Чтобы охватить всю имеющуюся информацию радиозондирования, помимо обычно анализируемых высоты (давления) и температуры тропопаузы, были также изучены характеристики влажности и ветра на этом уровне.

Заранее была отработана методика исследований на данных станции Барроу, расположенной на северном побережье Аляски (71,30° с.ш., 156,78° з.д.) и работающей по программе высокоширотной обсерватории Глобальной службы атмосферы [3].

Особой задачей явился контроль аэрологической информации, проведенный с целью исключения грубых ошибок измерений и формирования сообщений (таких, например, как нереальные градиенты или значения метеорологических параметров). Была разработана технология проверки, примененная к 18-летнему ряду станции Барроу и далее используемая для анализа данных на всех станциях.

Отметим, что из анализа относительной влажности были исключены данные российских станций, расположенных в евразийском регионе, а также (частично) – в тихоокеанском и атлантическом. Это связано с использованием в прежние годы на отечественных станциях датчиков влажности другого типа (как правило МРЗ-3А) с более высокой погрешностью измерений, чем те, что применялись на зарубежных станциях. Исследования показали, что среднемесячные значения относительной влажности, измеренные в одном и том же секторе, для российских и зарубежных станций отличались на 20–30 %.

Распределение по градациям значений высоты и температуры тропопаузы, а также давления, относительной влажности и скорости ветра на уровне тропопаузы приведено в табл. 1. Для скорости ветра на уровне тропопаузы отдельно была исследована повторяемость скоростей выше 30 м/с, соответствующих струйным течениям. Таким образом, удалось обнаружить следующие региональные черты, связанные с особенностями циркуляции.

**Распределение по градациям характеристик тропопаузы для различных регионов Арктики  
в среднем за период 1990–2007 гг.**

<b>Высота, км</b>								
Градации	3–5	5–7	7–8	8–9	9–10	10–11	>11	Всего
<i>атлантический (217540 случаев)</i>								
% случаев	0,4	1,9	5,6	18,1	25,8	25,3	22,9	100
Среднее (м)	3841	6448	7611	8568	9532	10470	11737	9907
<i>евразийский (117857 случаев)</i>								
% случаев	0,3	1,8	6,5	23,7	29,7	21,7	16,3	100
Среднее (м)	3901	6485	7640	8551	9511	10452	11734	9660
<i>тихоокеанский (113617 случаев)</i>								
% случаев	0,4	2,1	7,5	22,0	29,6	23,3	15,0	100
Среднее (м)	3902	6423	7622	8545	9498	10461	11668	9609
<i>североамериканский (172839 случаев)</i>								
% случаев	0,8	4,6	11,1	26,2	28,0	19,5	9,9	100
Среднее (м)	4039	6404	7598	8534	9486	10441	11622	9241
<b>Температура, °С</b>								
Градации	<-70	-70 - -60	-60 - -50	-50 - -40	-40 - -30	-30 - -20	-20 - -10	Всего
<i>атлантический (217540 случаев)</i>								
% случаев	4,4	29,5	53,7	11,8	0,4	0,2	0,1	100
Среднее	-73,1	-63,8	-55,3	-47,2	-36,9	-25,3	-14,4	-57,5
<i>евразийский (117857 случаев)</i>								
% случаев	2,7	33,0	53,0	10,8	0,4	0,1	0,1	100
Среднее	-72,7	-63,6	-55,6	-47,0	-37,1	-25,2	-11,6	-57,6
<i>тихоокеанский (113617 случаев)</i>								
% случаев	0,6	23,0	65,7	10,1	0,4	0,1	0,1	100
Среднее	-71,9	-63,0	-55,6	-47,4	-36,4	-25,3	-12,5	-56,4
<i>североамериканский (172839 случаев)</i>								
% случаев	0,9	20,4	64,0	13,8	0,6	0,2	0,1	100
Среднее	-72,4	-63,0	-55,3	-47,2	-36,9	-25,7	-15,0	-55,7
<b>Относительная влажность, %</b>								
Градации	<30	30 – 40	40 – 50	50 – 60	60 – 70	70 – 80	>80	Всего
<i>атлантический (без российских станций) (101788 случаев)</i>								
% случаев	50,5	21,9	14,2	7,5	4,6	1,2	0,3	100
Среднее	17,5	34,2	43,9	54,4	63,7	72,6	85,0	30,6
<i>тихоокеанский (без российских станций) (69631 случаев)</i>								
% случаев	25,6	21,0	20,2	15,7	13,8	3,4	0,3	100
Среднее	18,9	34,8	44,0	54,7	64,1	72,7	84,1	41,2
<i>североамериканский (158178 случаев)</i>								
% случаев	28,8	23,1	20,6	16,1	9,7	1,5	0,2	100
Среднее	18,5	34,7	44,0	54,6	63,6	72,3	83,9	38,7
<b>Скорость ветра, м/с</b>								
Градации	<3	3 – 5	5 – 10	10 – 20	20 – 30	30 – 50	>50	Всего
<i>атлантический (217540 случаев)</i>								

% случаев	3,4	3,1	15,2	30,8	25,1	19,5	2,9	100
Среднее	0,7	3,8	7,7	14,8	24,6	38,0	57,2	21,1
<i>евразийский (117857 случаев)</i>								
% случаев	3,1	3,9	18,9	34,6	25,0	13,7	0,9	100
Среднее	1,0	3,7	7,7	14,7	24,4	37,0	56,3	18,4
<i>тихоокеанский (113617 случаев)</i>								
% случаев	3,8	4,5	20,4	36,6	22,2	11,6	0,9	100
Среднее	1,1	3,8	7,6	14,6	24,3	36,8	57,3	17,3
<i>североамериканский (172839 случаев)</i>								
% случаев	4,0	3,9	17,1	35,2	23,8	14,3	1,7	100
Среднее	0,8	3,9	7,7	14,7	24,3	37,3	57,9	18,8

В атлантическом регионе наблюдается в среднем самая высокая тропопауза в Арктике, которая чаще, чем в других районах, соседствует со струйными течениями. Относительная влажность на уровне тропопаузы обнаружила здесь, в сравнении с другими секторами Арктики, минимум.

Для евразийского региона характерна в среднем довольно высокая и самая холодная тропопауза в Арктике.

Особенностью тихоокеанского региона является максимальная относительная влажность на уровне тропопаузы и минимальная повторяемость струйных течений в этой области.

В североамериканском регионе наблюдается самая низкая и самая теплая тропопауза в Арктике.

Временной ход высоты и температуры тропопаузы для всех секторов Арктической области в период 1990–2007 гг. представлен на рис. 2а, 2б. Анализ временного хода с использованием «критерия серий» [1] для определения наличия трендов позволил сделать вывод об отсутствии какого-либо устойчивого изменения за исследуемый период для всех перечисленных выше характеристик тропопаузы. Это справедливо как в среднем для секторов, так и для отдельных станций. Однако это не означает абсолютную неизменность всех свойств тропопаузы в течение 18 лет. Значимый тренд был обнаружен при анализе временных рядов контрастности тропопаузы (термин, предложенный в [3]) и ее компонентов (рис. 2в, 2г).

Для вычисления значений контрастности тропопаузы разными авторами предлагается несколько подходов. Например, в [13] определены три категории, соответствующие толщине слоя  $h$ , отсчитываемой от уровня тропопаузы, в котором вертикальный градиент температуры  $-\partial T/\partial z$  равен 6 К/км: неопределенная тропопауза ( $h \geq 1,2$  км); промежуточная ( $0,5 \leq h < 1,2$  км); и четкая, определенная тропопауза, когда  $h < 0,5$  км. Таким образом,

контрастность тропопаузы определяется через глубину инверсии в вышележащем слое. В [5] вертикальный градиент температуры при определении контрастности тропопаузы принимался равным 5 К/км. Кроме того, контрастность тропопаузы иногда определяют по профилям статической устойчивости или концентрации озона [11].

В данной работе для расчета контрастности был использован подход, предложенный в [22] и реализованный также в [24]. Контрастность тропопаузы в этом случае рассчитывается по формуле

$$S_{TP} = \frac{T_{TP+\Delta Z} - T_{TP}}{\Delta z} - \frac{T_{TP} - T_{TP-\Delta Z}}{\Delta z}, \quad (1)$$

где  $\Delta z$  – толщина слоя (в данной работе, как и в [24], полагалась равной 1 км);  $T_{TP+\Delta Z}$  – температура на уровне, превышающем тропопаузу на  $\Delta z$ ,  $T_{TP-\Delta Z}$  – температура на уровне, отстоящем на  $\Delta z$  вниз от тропопаузы. Эта характеристика отражает крутизну излома профиля температуры вблизи тропопаузы и учитывает не только степень нагрева нижней стратосферы, но и скорость охлаждения верхней тропосферы при приближении к тропопаузе. Оба слагаемых, связанных с температурным режимом разделяемых тропопаузой сфер, имеют свой годовой и сезонный ход, а также свои региональные особенности даже в полярной зоне [24].

Контрастность тропопаузы демонстрирует способность последней выполнять разделительную функцию между тропосферой и стратосферой. Чем меньше вертикальные градиенты в слое над и под тропопаузой, тем более размыта граница между тропосферой и стратосферой, чем больше – тем эта граница отчетливей и тем более затруднен обмен через нее. Анализ значений контрастности за каждый срок на всех станциях позволил определить повторяемость случаев с размытой и резкой тропопаузой. В табл. 2 приведены результаты расчетов для четырех секторов Арктики. Отметим, что большой процент случаев размытой тропопаузы в евразийском регионе отчасти объясняется низким разрешением радиозондовых сообщений с отечественных станций. В остальных регионах примерно в 5 % случаев значения контрастности превышают 15 К/км (максимальные достигали 23 К/км). Резкая, контрастная тропопауза во всех секторах Арктики оказалась выше и холоднее средней для соответствующего региона. Годовой ход контрастности тропопаузы для всех секторов обнаружил максимум в летние месяцы (4–5 К/км) и минимум в зимние (1–2 К/км).

**Повторяемость (%) случаев с резкой и размытой тропопаузой для различных секторов  
Арктики**

<b>Регион</b>	<b>Размытая тропопауза (<math>S_{TP} &lt; 5</math> К/км)</b>	<b>Резкая тропопауза (<math>S_{TP} &gt; 15</math> К/км)</b>
Атлантический	16,25	4,54
Евразийский	25,57	2,51
Тихоокеанский	20,61	5,77
Североамериканский	17,56	5,74

Поиск наличия трендов контрастности тропопаузы и ее составляющих проводился для каждой станции с ненарушенным временным рядом (в итоге их осталось 53). В ходе исследования для половины станций (27) было обнаружено наличие тренда хотя бы одной из трех величин (контрастность, вертикальный градиент температуры в километровом слое над тропопаузой и вертикальный градиент температуры в километровом слое под тропопаузой). Все эти тренды оказались положительными, указывающими на увеличение модуля значений градиентов температуры в километровом слое вблизи тропопаузы за период 1990–2007 гг. Тренд самой контрастности тропопаузы проявлялся только в случае наличия тренда одной из ее составляющих. Этот вывод свидетельствует о том, что климатические изменения в данном районе проявляются не в повышении тропопаузы, а в формировании более резкой, устойчивой границы между тропосферой и стратосферой. Такая тенденция выражена во всей Арктике, за исключением ее североамериканского сектора. В наибольшей степени увеличение контрастности тропопаузы прослеживается над территорией Евразии – за счет уменьшения устойчивости верхней тропосферы и увеличения устойчивости нижней стратосферы. Над Атлантикой это происходит главным образом за счет тропосферного компонента контрастности, обусловленного, очевидно, распространением по вертикали сигнала глобального потепления. Однако для многих станций, расположенных на территории Евразии, отчетливое увеличение вертикального градиента температуры отмечается в нижнем километровом слое стратосферы. Это может быть следствием увеличения парциального давления озона в нижней стратосфере, которое зафиксировано с середины 1990-х гг. [2]. Заметим также, что период исследования совпадает с фазой отрицательного тренда Арктического колебания и, возможно, в дальнейшем тенденция к увеличению контрастности исчезнет.

## 2. Фронтотенез в полярных широтах

Классическое определение тропопаузы, приведенное в начале предыдущего раздела, не позволяет идентифицировать ее однозначно. В реальности часто обнаруживаются несколько слоев, соответствующих данному определению. Для аппроксимации тропопаузы поверхностью раздела и исследования особенностей ее топографии используют понятие динамической тропопаузы, трактуемое через пороговое значение вертикальной составляющей потенциального вихря Эртеля (ПВЭ):

$$\bar{Q} = \frac{1}{\rho} (f\bar{k} + \nabla \times \bar{v}) \nabla \theta, \quad (2)$$

где  $\rho$  – плотность воздуха;  $f$  – параметр Кориолиса;  $\bar{k}$  – единичный вектор по вертикальной оси;  $\bar{v}$  – скорость ветра;  $\theta$  – потенциальная температура;  $\nabla$  – оператор трехмерного градиента. Единицей измерения ПВЭ является величина 1 pvu (potential vorticity unit), равная  $10^{-6} \text{ Км}^2 \text{ кг}^{-1} \text{ с}^{-1}$ . Применение ПВЭ, являющегося инвариантом системы полных уравнений в адиабатическом приближении и различающегося на порядок в тропосфере и стратосфере, позволяет представить тропопаузу как квазиматериальную поверхность и однозначно определить ее в любой точке.

Отмечено, что наибольшую деформацию поверхность тропопаузы испытывает в зонах атмосферных фронтов умеренных широт, образуя при опускании «складку» на холодной стороне фронтальной зоны и поднимаясь в виде купола на теплой [4]. Это является следствием развивающихся поперечных циркуляций по обе стороны фронтального раздела, которые, согласно теореме Сойера-Элиассена, в квазигеострофическом приближении являются компенсационными по отношению к фронтотенетическому и фронтолитическому эффекту горизонтального поля ветра.

В полярных широтах, так же как и в умеренных, тропопауза подвержена деформации. Классическая работа [18] посвящена формированию глубокой складки тропопаузы над канадской Арктикой. Из более поздних работ, описывающих деформацию тропопаузы в полярной зоне, можно упомянуть [17, 21].

До сих пор подход к изучению фронтотенеза базировался на анализе ситуации на отдельных уровнях (будь то векторная или скалярная фронтотенетическая функции). В настоящей работе предпринята попытка проанализировать особенности фронтотенеза в слое 700–200 гПа. Известно, что экстремально низкие значения высоты тропопаузы могут быть обусловлены либо процессами эволюции (как в случае стратосферных вторжений), либо адвекцией более низкой тропопаузы, характерной для более холодных воздушных масс.

Для оценки эффектов фронтогенеза была рассчитана скалярная фронтогенетическая функция  $F_g$ , которая характеризует неоднородную горизонтальную адвекцию температуры. При  $F_g > 0$  имеет место фронтогенез (контрасты температуры возрастают со временем), при  $F_g < 0$  – фронтолиз (контрасты размываются).

$$F_g = \frac{T_x}{T_n} [-u_x T_x - v_x T_y] + \frac{T_y}{T_n} [-u_y T_x - v_y T_y], \quad (3)$$

где  $T$  – температура воздуха;  $u, v$  – составляющие скорости движения воздуха по осям  $x, y$ ;  $T_n = \sqrt{T_x^2 + T_y^2}$ ; буквенные индексы означают дифференцирование;  $n$  – нормаль к изотерме. Расчет производится на плоскости в предположении адиабатичности процесса. Для удобства представления значения  $F_g$  приводятся ниже в единицах  $K/(500 \text{ км} \cdot 12 \text{ ч})$ . Фронтогенетическая функция применяется для оценки эволюции атмосферных фронтов [4].

Напомним, что приповерхностный слой толщиной примерно 3 км (ниже 700 гПа) был исключен из рассмотрения из-за возможного существования мощных приземных инверсий, поэтому расчеты по формуле (3) производились на стандартных изобарических поверхностях 700, 600, 500, 400, 300, 250 и 200 гПа по данным реанализа 2 NCEP/NCAR с разрешением  $2,5^\circ$  по широте и долготе.

Для формирования выборки случаев низкой тропопаузы (ниже 6 км) были выбраны станции для каждого из четырех секторов. Для атлантического сектора Арктики это Lerwick ( $60,13^\circ$  с. ш.,  $1,18^\circ$  з. д.) и Мурманск ( $68,98^\circ$  с. ш.,  $33,12^\circ$  в. д.), евразийского – Салехард ( $66,53^\circ$  с. ш.,  $66,67^\circ$  в. д.) и Якутск ( $62,02^\circ$  с. ш.,  $129,72^\circ$  в. д.), тихоокеанского – Bethel ( $60,77^\circ$  с. ш.,  $161,83^\circ$  з. д.) и североамериканского – Norman Wells Ua ( $65,28^\circ$  с. ш.,  $126,75^\circ$  з. д.). Число случаев с тропопаузой ниже 6 км для этих станций изменяется от 27 (Салехард) до 99 (Lerwick). Подавляющая часть (около 80) таких эпизодов имеет место в холодный период – с октября по март.

Кроме зон фронтогенеза (фронтолиза), выделялись также области «интенсивных» процессов там, где значения  $F_g$  по модулю превышали  $6 K/(500 \text{ км} \cdot 12 \text{ ч})$ , т. е. обострение или размывание температурных контрастов особенно активно. Это было обусловлено использованием заведомо сглаженной информации реанализа и интерполяцией в узлы сетки, не совпадающие с точным расположением станции. Оказалось, что процессы активной эволюции фронтальной зоны в толще тропосферы ( $|F_g| > 6 K/(500 \text{ км} \cdot 12 \text{ ч})$ ) наблюдались примерно в 3 раза чаще для низкой тропопаузы, чем для общей выборки.

Напомним, что понижение тропопаузы является следствием совокупного действия процессов ее адвекции и эволюции. Эволюция, вызванная поперечными циркуляциями в зонах атмосферных фронтов (фронтотенез), как правило, приводит в более глубокому опусканию тропопаузы, чем то, которое наблюдается при адвекции низкой тропопаузы в ложбинах холода (фронтотиз). Это подтверждается данными табл. 3, где представлена средняя высота тропопаузы для случаев ее опускания ниже 6 км при наличии интенсивного фронтотенеза и фронтотиза.

Таблица 3

**Повторяемость П (%) случаев интенсивного фронтотенеза (фронтотиза) на станциях в слое 700-200 гПа и средняя высота (Н, м) низкой тропопаузы (ниже 6 км) для таких случаев**

Станция	Фронтотенез		Фронтотиз	
	П	Н	П	Н
Lerwick	30	4405	18	4980
Мурманск	30	4094	9	5244
Салехард	20	4283	9	4830
Якутск	5	3702	5	4154
Bethel	25	4218	16	4875
Norman Wells Ua	43	4461	15	4606

В ходе исследования были выявлены различные типы фронтотенетической активности при опускании тропопаузы, представленные на высотнo-временных разрезах (рис. 3). Это фронтотиз и фронтотенез во всей толще тропосферы (рис. 3а и 3д соответственно), фронтотенез в нижней половине тропосферы при фронтотизе в верхней (рис. 3б), фронтотенез в нижней тропосфере (рис. 3г), фронтотенез в верхней тропосфере (рис. 3в), фронтотенез в средней тропосфере с чередованием выше слоев фронтотенеза и фронтотиза (рис. 3е). Наибольшее разнообразие ситуаций наблюдается на станциях атлантического сектора, что связано с активным формированием циклонов в этом районе. Отметим, что для станции Якутск картина оказалась маловыразительной, так как господство в холодное время года обширного азиатского антициклона препятствует фронтальной деятельности. Повторяемость низкой тропопаузы наблюдается здесь реже, чем на других станциях (в 2–8 раз), при этом деформация тропопаузы, как правило, неглубока – опускание не происходит ниже 500 гПа. При этом активно выраженный фронтотенез или фронтотиз отмечаются всего в 5 % случаев.

В данной работе ограничимся анализом двух диаметрально противоположных случаев опускания тропопаузы, сопровождающихся наличием либо фронтотиза, либо фронтотенеза (представленных на рис. 3а и 3д соответственно) во всей толще тропосферы и в нижней

стратосфере. Для этого были построены карты высоты динамической тропопаузы, аппроксимированной поверхностью значений  $2\ \text{rvi}$ . Эта изэртелическая поверхность оказалась наиболее близко расположенной к классической тропопаузе, полученной по данным радиозондирования (для случаев 3 (а) и (д) это 5507 м и 3352 м соответственно). Для оценки вклада процессов адвекции и эволюции в изменение высоты тропопаузы была осуществлена процедура построения обратных траекторий частиц вдоль изэртелической (а значит квазиматериальной) поверхности  $2\ \text{rvi}$ . Частица, пришедшая на станцию, переносится вместе с изэртелической поверхностью, которая при этом меняет свою высоту.

Исследование процессов на основании карт, построенных по данным за предыдущие сутки и текущий срок (рис. 4а, 4б), показало, что интенсивный фронтолиз сопровождался смещением на восток зоны больших градиентов высоты тропопаузы. На смену гребню высоких значений над станцией с запада пришла ложбина с более низкими значениями высоты тропопаузы (6 км) (рис. 4б).

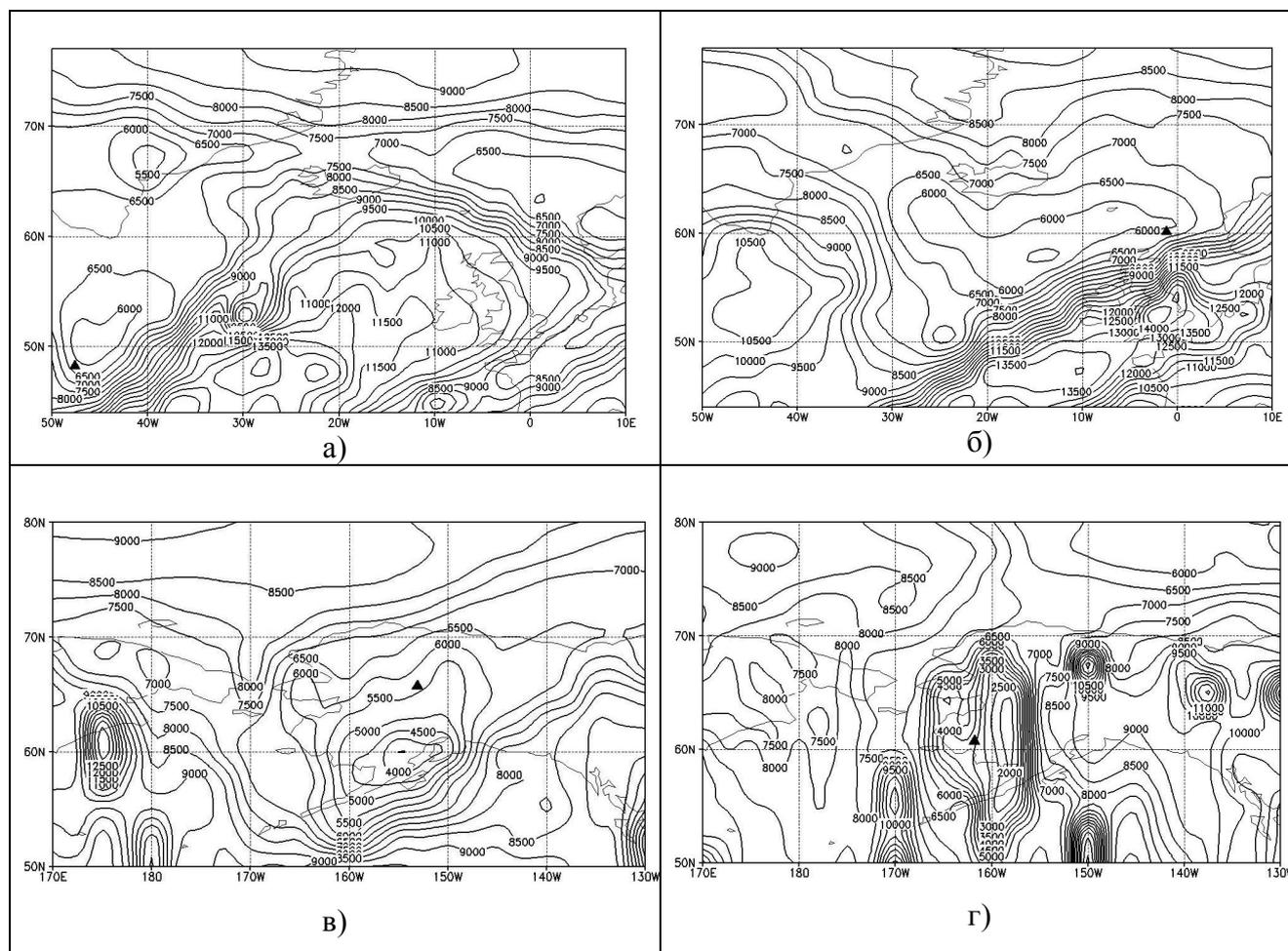
Случай, связанный с понижением тропопаузы при фронтогенезе, отражает иную картину. Здесь происходит углубление воронки тропопаузы, расположившейся над станцией. В течение суток высота изэртелической поверхности  $2\ \text{rvi}$  понижается над станцией примерно с 5,5 до 3,5 км (рис. 4в и 4г соответственно).

Таким образом, получено качественное согласие понижения тропопаузы при различных картинах распределения фронтогенетической функции в толще тропосферы и нижней стратосфере.

### **Заключение**

Анализ данных аэрологического зондирования на станциях, расположенных севернее  $60^\circ$  с.ш., за период 1990-2007 гг. (более 640 тысяч аэрологических сводок) позволил получить информацию об особенностях распределения метеорологических параметров на уровне тропопаузы в различных регионах Арктики. Для половины станций обнаружен положительный тренд контрастности тропопаузы, указывающий на то, что граница между тропосферой и стратосферой за прошедшие 18 лет стала более отчетливой. По данным реанализа 2 NCEP/NCAR изучено распределение скалярной фронтогенетической функции, отражающей неоднородную горизонтальную адвекцию температуры, в слое 700-200 гПа для случаев с экстремально низкой тропопаузой, обнаруженной в ходе зондирования. Установлено, что интенсивный фронтогенез или фронтолиз в ситуациях с тропопаузой ниже 6 км имеет место в 3 раза чаще, чем в среднем по выборке. Показано, что процессу фронтолиза, распространяющемуся на всю тропосферу и нижнюю стратосферу,

соответствует ситуация с адвекцией низкой тропопаузы, в то время как столь же обширный фронтогенез приводит к эволюции (углублению складок) тропопаузы.



**Рис. 4. Карты высоты динамической тропопаузы, аппроксимированной поверхностью 2 рчи, для сроков 23.03.90 00 ч ВСВ (а), 24.03.90 00 ч ВСВ (б), 16.03.95 00 ч ВСВ (в), 17.03.95 00 ч ВСВ (г).**

Ситуации справа соответствуют сроку с низкой тропопаузой на станциях, ситуации слева – сроку за сутки до этого момента.

Треугольниками обозначены начальное (слева) и конечное (справа) положение частицы, двигавшейся к станции в течение суток вдоль поверхности 2 рчи.

#### Список использованных источников

1. Бендат Дж., Пирсол А. Прикладной анализ случайных данных. – М.: Мир, 1989. – 541 с.
2. Звягинцев А.М., Крученицкий Г.М., Черников А.А. Изменения вертикального распределения озона в стратосфере и их корреляция с изменениями высоты тропопаузы // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. – 2005. – Т. 41. – № 4. – С. 476-486.

3. *Иванова А.Р.* Исследование характеристик тропопаузы в полярной зоне по данным радиозондирования на станции Барроу // *Метеорология и гидрология*. – 2010. – № 3. – С. 18–27.
4. *Шакина Н.П.* Динамика атмосферных фронтов и циклонов. – Л.: Гидрометеиздат, 1984. – 263 с.
5. Bethan S., Vaughan G., Reid S.J. A comparison of ozone and thermal tropopause heights and the impact of tropopause definition on quantifying the ozone content of the troposphere // *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*. – 1996. – Vol. 122. – P. 929–944.
6. *Bracegirdle T.J., Connolley W.M., Turner J.* Antarctic climate change over the twenty first century // *Journal of Geophysical Research*. – 2008. – Vol. 113. – D03103. – doi:10.1029/2007JD008933.
7. *Gettelman A., Hegglin M., Son S.W., Fujiwara M., Birner T., Kremser S., Rex M., Añel J.A.* CCMVal Model Pls. Multi-model assessment of the upper troposphere and lower stratosphere: tropics and trends // *Journal of Geophysical Research*. – 2010. – Vol. 115. – D00M08. – doi:10.1029/2009JD013638.
8. *Hoinka K.P.* Statistics of the global tropopause pressure // *Monthly Weather Review*. – 1998. – Vol. 126. – P. 3303–3325.
9. *Hoinka K.P.* Temperature, humidity, and wind at the global tropopause // *Monthly Weather Review*. – 1999. – Vol. 127. – P. 2248–2265.
10. *Holton J.R., Haynes P.H., McIntyre M.E., Douglass A.R., Rood R.B., Pfister L.* Stratosphere-troposphere exchange // *Review of Geophysics*. – 1995. – Vol. 33. – No. 4. – P. 403–439.
11. *Hooper D.A., Arvelius J.* Monitoring of the Arctic winter tropopause: a comparison of radiosonde, ozonsonde and MST radar observations // *MRI Atmospheric Research Programme*. – 2000. – P. 385–388.
12. *Lu H., Baldwin M.P., Gray L.J., Jarvis M.J.* Decadal-scale changes in the effect of the QBO on the northern stratospheric polar vortex // *Journal of Geophysical Research*. – 2008. – Vol. 113. – D10114. – doi:10.1029/2007JD009647.
13. *Price J.D., Vaughan G.* The potential for stratosphere-troposphere exchange in cutoff-low systems // *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*. – 1993. – Vol. 119. – P. 343–365.
14. *Ratnam M.V., Tsuda T., Mori S., Kozu T.* Modulation of tropopause temperature structure revealed by simultaneous radiosonde and CHAMP GPS measurements // *Journal of the Meteorological Society of Japan*. – 2006. – Vol. 84. – No. 6. – P. 989–1003.
15. *Santer B.D., Wigley T.M.L., Simmons A.J., Kallberg P.W., Kelly G.A., Uppala S.M., Ammann C., Boyle J.S., Brüggemann W., Doutriaux C., Fiorino M., Mears C., Meehl G.A., Sausen R., Taylor K.E., Washington W.M., Wehner M.F., Wentz F.J.* Identification of anthropogenic climate change using a second-generation reanalysis // *Journal of Geophysical Research*. – 2004. – Vol. 109. – D21104. – doi:10.1029/2004JD005075.
16. *Sausen R., Santer B.D.* Use of changes in tropopause height to detect human influences on climat // *Meteorologische Zeitschrift*. – 2003. – Vol. 12. – P. 131–136.
17. *Semane N., Peuch V.-H., El'Amraoui L., Bencherif H., Massart S., Cariolle D., Attié J.-L., Abida R.* An observed and analysed stratospheric ozone intrusion over the high Canadian Arctic UTLS region

during the summer of 2003 // Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society. – 2007. – Vol. 133. – P. 171–178.

18. *Shapiro M.A., Hampel T., Krueger A.J.* The Arctic tropopause fold // Monthly Weather Review. – 1978. – Vol. 115. – P. 444–454.

19. *Sherwood S.C., Meyer C.L., Allen R.J.* Robust tropospheric warming revealed by iteratively homogenized radiosonde data // Journal of Climate. – 2008. – Vol. 21. – P. 5336–5350.

20. *Son S.W., Lee S., Feldstein S.B.* Interseasonal variability of the zonal-mean extratropical tropopause height // Journal of the Atmospheric Sciences. – 2007. – Vol. 64. – P. 608–620.

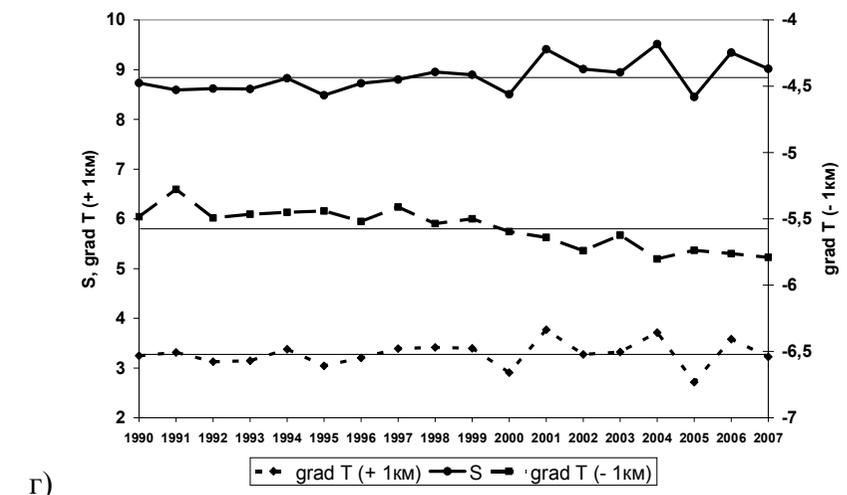
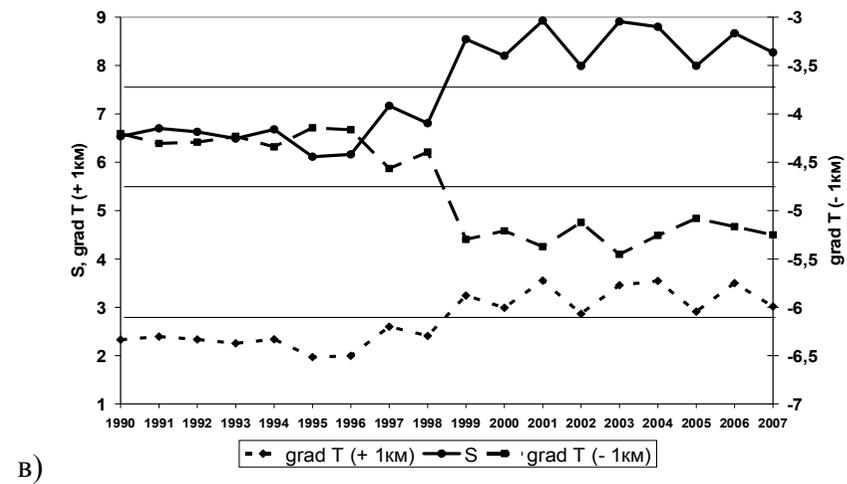
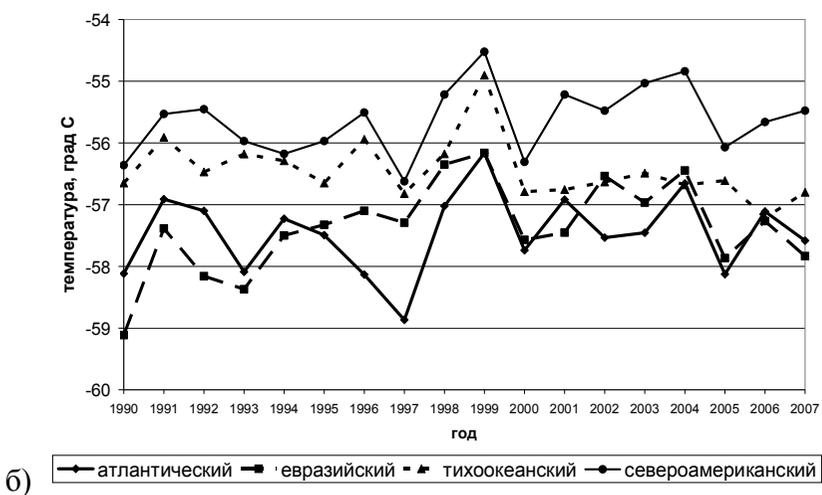
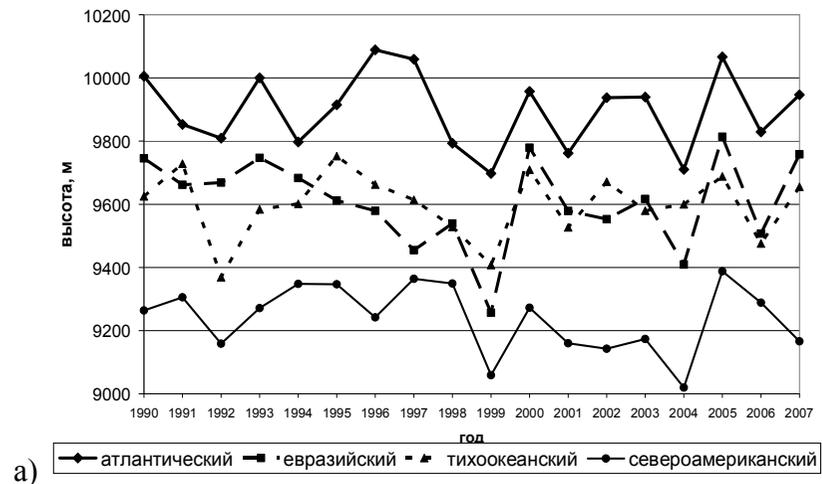
21. *Wirth V.* Diabatic heating in an axisymmetric cut-off cyclone and related stratosphere-troposphere exchange // Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society. – 1995. – Vol. 121. – P. 127–147.

22. *Wirth V.* Thermal versus dynamical tropopause in upper tropospheric balanced flow anomalies // Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society. – 2000. – Vol. 126. – P. 299–317.

23. WMO: Definition of the tropopause // WMO Bull. – 1957. – No. 6. – 136 p.

24. *Zängl G., Hoinka K.P.* The tropopause in polar regions // Journal of Climate. – 2001. – Vol. 14. – P. 3317–3139.

*Поступила в редакцию 20.04.2012 г.*



**Рис. 2. Временной ход высоты (а) и температуры (б) тропопаузы в различных секторах Арктики за период 1990-2007 гг. Примеры временного хода контрастности тропопаузы и ее составляющих: с наличием тренда в контрастности и обеих составляющих (станция Мурманск) (в), с наличием тренда только в градиенте температуры под тропопаузой (станция Lullea-Kallax Observations) (г).**

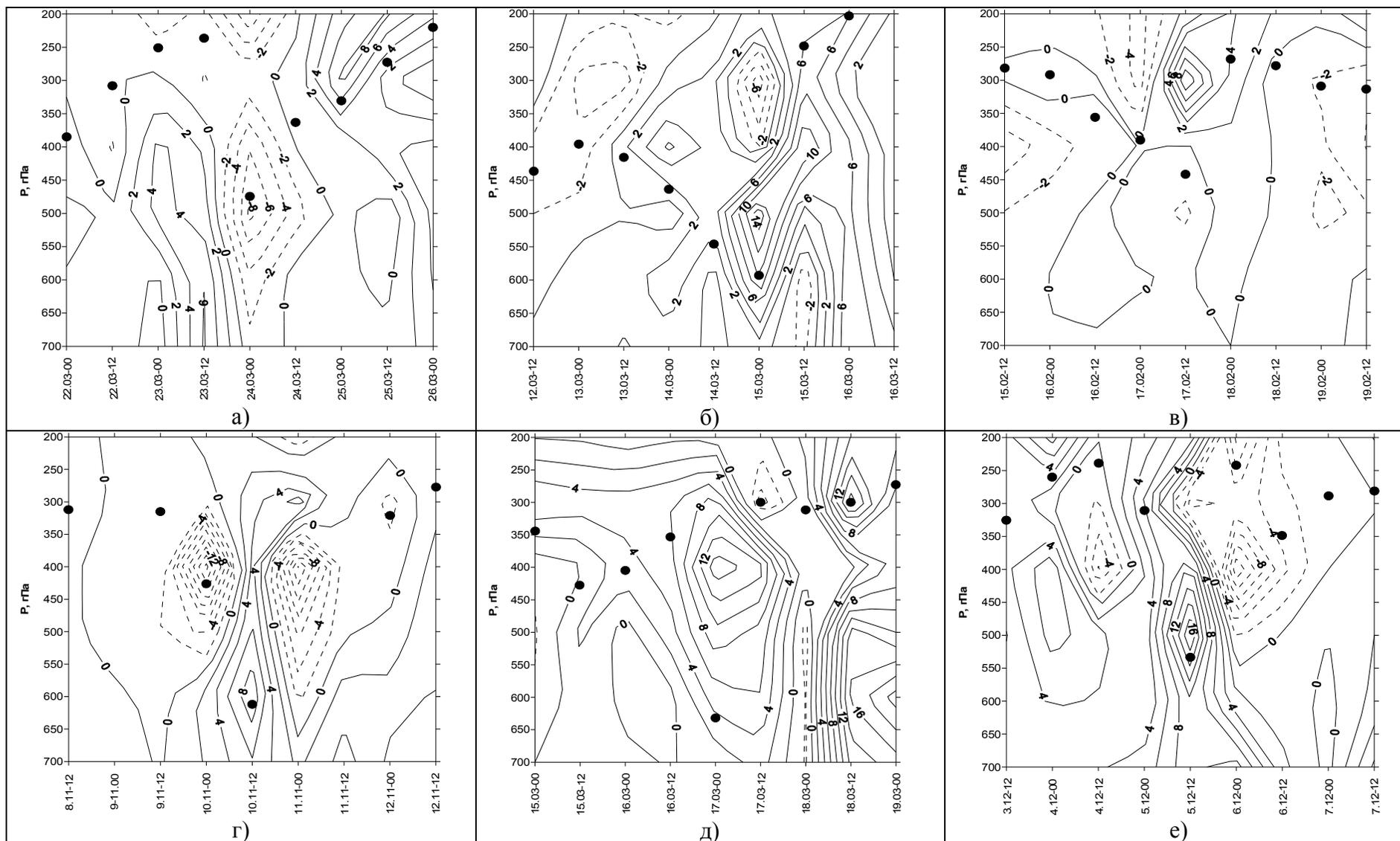


Рис. 3. Высотно-временные разрезы на станциях: Lerwick в марте 1990 г. (а); Lerwick в марте 1992 г. (б);  
 Lerwick в феврале 2000 г. (в); Мурманск в ноябре 2001 г. (г); Bethel в марте 1995 г. (д); Norman Wells Ua в декабре 2000 г. (е)

Черными кружками обозначено положение тропопаузы для указанных сроков.