

Министерство образования и науки Российской Федерации  
Российский Государственный Гидрометеорологический Университет

---

На правах рукописи

УДК 551.509.314(215 – 17)

Борисова Алла Семеновна

**СТАТИСТИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ И ПРОГНОЗ  
ЕСТЕСТВЕННЫХ КОЛЕБАНИЙ ПОЛЕЙ ГЕОПОТЕНЦИАЛА  
ПОВЕРХНОСТИ 500 ГПА В СЕВЕРНОМ ПОЛУШАРИИ**

Специальность 25.00.30 – метеорология, климатология, агрометеорология

Автореферат диссертации  
на соискание ученой степени кандидата географических наук

Санкт – Петербург  
2007

Диссертация выполнена на кафедре метеорологических прогнозов  
Российского Государственного Гидрометеорологического Университета

Научный руководитель:

профессор

Доктор физико – математических  
наук,

**Репинская Раиса Петровна**

Официальные оппоненты:

Доктор географических наук,  
профессор,

**Хандожко Леонид Андреевич**

Кандидат физ.-мат. наук,  
старший научный сотрудник  
Научного Фонда “Нансен-центр”  
**Кузьмина Светлана Игоревна**

Ведущая организация:

Санкт – Петербургский  
Государственный Университет,  
факультет географии и геоэкологии

Защита состоится “25” октября 2007 г. в \_\_\_\_\_ часов \_\_\_\_\_ минут на заседании  
диссертационного совета Д 212.197.01 Российского Государственного  
Гидрометеорологического Университета

Адрес: 195196, Санкт – Петербург, Малоохтинский пр., 98.

С диссертацией можно ознакомиться в библиотеке \_\_\_\_\_ Российского  
Государственного Гидрометеорологического Университета.

Автореферат разослан “ \_\_\_\_\_ ” сентября 2007 г.

Ученый секретарь диссертационного совета  
Доктор физико – математических наук,  
профессор

А.Д. Кузнецов

## ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАБОТЫ

### *Актуальность работы*

Изменение атмосферных процессов, и, следовательно, погоды и климата, определяют динамические и физические процессы, протекающие в атмосфере, а также взаимодействия с окружающей средой: поверхности суши, океана и льда.

С практической точки зрения особый интерес представляют волны синоптического масштаба и связанные с ними синоптические вихри, играющие важную роль в формировании погодных условий на больших территориях. В системе общей циркуляции атмосферы синоптические вихри выполняют функцию основного механизма междуширотного воздухообмена. Происходит меридиональный перенос тепла, водяного пара и импульса в планетарном масштабе, что приводит к сглаживанию температурных контрастов между высокими и низкими широтами и вызывает значительные изменения погодных условий. Анализ естественных колебаний полей геопотенциала и его прогноз играет важную роль в исследовании циркуляционных процессов в Северном полушарии. Для разработки как гидродинамических, так и физико – статистических моделей прогноза, а также для статистической параметризации физических процессов необходима детальная информация о макро – и мезоструктуре полей различных метеорологических величин. В значительной мере это “белое пятно” в исследовании циркуляционного режима атмосферы.

### *Цель и задачи диссертационной работы*

Цель диссертационного исследования: дать всестороннюю характеристику полей геопотенциала поверхности 500 гПа и разработать статистическую модель для прогноза естественных колебаний полей геопотенциала в Северном полушарии.

Для достижения этой цели необходимо было решить следующие задачи:

- Описать пространственно – временную структуру полей геопотенциала при помощи метода эмпирических ортогональных составляющих (ЭОС) и выявить климатические особенности исследуемых полей.
- Исследовать изменчивость рассматриваемого временного ряда при помощи вейвлет анализа;
- Исследовать наличие трендов в рядах полей геопотенциала поверхности 500 гПа;
- Разработать схему прогноза временных рядов синоптически важных ЕК;
- Исследовать статистическую предсказуемость коэффициентов разложения полей АТ – 500 гПа по ЭОС, описывающих эволюцию наиболее мощных естественных колебаний (ЕК) при переходе от месяца к месяцу и от года к году.

### **Научная новизна работы**

- Использован метод ЭОС для сжатия исходной информации с целью компактного описания полей геопотенциала и фильтрации метеорологических шумов для Северного полушария;
- Оценена роль процессов глобального, синоптического и мезометеорологического масштабов в формировании полей геопотенциала поверхности 500 гПа;
- Выполнен анализ статистически значимых линейных трендов в ходе суточных, месячных и годовых полей геопотенциала;
- Разработаны авторегрессионные модели различных порядков для разных широтных зон Северного полушария на основе нелинейного подхода по Боксу и Дженкинсу;
- Исследована статистическая предсказуемость рядов ЕК полей геопотенциала поверхности 500 гПа.

### **Практическая значимость работы**

Практическая значимость состоит в том, что

- 1) на основе работы можно создать методику и провести расчеты изменений циркуляционных режимов Северного полушария
- 2) разработанная модель может быть внедрена в практику оперативной службы долгосрочных прогнозов Госкомгидромета.
- 3) полученные результаты могут быть использованы в учебном процессе при преподавании таких дисциплин, как долгосрочные методы прогноза погоды, методы статистической обработки метеорологической информации и принятия статистических решений и климатологии.

### **Апробация результатов**

Наиболее значимые результаты докладывались на II-ой Всероссийской молодежной научной конференции “История науки и техники” (2002г.), межкафедральных научных семинарах (март 2006 г., октябрь 2006 г.).

По теме диссертации опубликованы 4 работы, 1 принята к публикации.

### **На защиту выносятся**

- Целесообразность использования недетерминированных базисных функций для аналитического представления совокупности ежедневных и среднемесячных полей геопотенциала;
- Оценка сходимости разложения полей геопотенциала при переходе от месяца к месяцу;

- Результаты разложения полей геопотенциала и анализа их сходимости;
- Доминирование крупномасштабных ЕК геопотенциала, позволяющее выделить процессы различных масштабов и оценить дисперсионную нагрузку «климатического шума»;
- Результаты разработки авторегрессионных моделей наиболее мощных ЕК геопотенциала нелинейным методом Бокса и Дженкинса;
- Предсказуемость на основе «модель плюс шум» ЕК; в средних и высоких широтах ЕК прогнозируются лучше, чем это дает климатический прогноз, в отличие от тропической зоны, где на ЕК воздействуют более мелкомасштабные процессы;
- Оценка линейного тренда в ходе наиболее крупных ЕК свидетельствует об отсутствии четкой тенденции во временной эволюции поля геопотенциала;
- Оценка прогноза по АР - моделям ЕК полей геопотенциала поверхности 500 гПа.

**Структура и объем диссертации** Диссертация состоит из введения, шести глав, заключения, приложений и списка использованных источников, включающего 123 наименования. Объем диссертации составляет 212 страниц.

## ОСНОВНОЕ СОДЕРЖАНИЕ РАБОТЫ

**Во введении** обоснована актуальность темы диссертации, сформулированы цель и задачи исследования, приведены основные положения и результаты, выносимые на защиту.

**В первой главе** рассматриваются особенности волновых движений в различных широтных зонах Северного полушария.

**Во второй главе** дано описание пространственно – временной структуры полей геопотенциала поверхности 500 гПа при помощи метода эмпирических ортогональных составляющих (ЭОС) и выявлены климатические особенности исследуемых полей.

Представление полей геопотенциала при помощи ЭОС было осуществлено с целью получения более сглаженных и, следовательно, более предсказуемых характеристик временных рядов. Суть метода эмпирических составляющих (функций) заключается в том, что рассчитываются временные ковариационные матрицы с различным временным сдвигом и затем находятся собственные числа и собственные векторы этих матриц. Кроме того, важно подчеркнуть, что в отличие от классических ортогональных многочленов в этом случае требование минимума ошибки аппроксимации налагается не на коэффициенты разложения, а на собственные векторы матрицы ковариации. Иначе говоря, разложение временного ряда будет производиться по собственному базису матрицы. Таким образом, базис можно рассматривать как систему детерминированных ортогональных

функций, порожденных климатической системой. Основная особенность метода ЭОС заключается в экономном представлении наиболее существенной информации малым числом членов ряда, для чего вводится система ортонормированных функций, значения которых зависят от статистической структуры исследуемых полей.

Метеорологическое поле задается значениями своего элемента в ряде произвольно выбранных дискретных точках  $x=1, 2, \dots, n$ , т. е. совокупность метеорологических полей можно описать некоторой функцией  $F(t,x)$ ;  $t=1,2,\dots,m$ - фиксированное для каждого индивидуального поля время,  $x=1, 2, \dots, n$  - параметр - координата.

Функция  $F(t,x)$  представлена в виде:

$$\left\{ \begin{array}{l} F_{11} \ F_{12} \ \dots \ F_{1n} \\ F_{21} \ F_{22} \ \dots \ F_{2n} \\ F_{m1} \ F_{m2} \ \dots \ F_{mn} \end{array} \right\}, \quad (1)$$

где каждая строка описывает в  $n$  заданных точках состояние исследуемого поля в некоторый момент времени.

Необходимо найти разложение любого поля из совокупности по функциям  $Xh(x)$  ( $h=1,2,\dots$ ) с коэффициентами  $T(t)$ , изменяющимися от одного поля к другому, то есть должно иметь место разложение

$$F(t,x) = \sum T_h(t) Xh(x), \quad (2)$$

при условии, что сумма квадратов ошибок разложения по всем точкам данной совокупности полей

$$\Delta = \sum_t \sum_x [F(t,x) - \sum_{n=1}^h T_h(t) Xh(x)]^2, \quad (3)$$

достигает минимума при данном фиксированном  $h$ .

Функции  $Xh(x)$  являются собственными функциями данной совокупности полей.

Исследуемые поля геопотенциала поверхности 500 гПа были аппроксимированы однократными рядами по ЭОС и был проведен анализ скорости сходимости рядов разложений в различные месяцы года. При этом определялось число спектральных компонентов, отображающих основную часть дисперсии исходных временных последовательностей.

В процессе анализа результатов разложений рассматриваются два параметра: часть выборочной дисперсии  $\alpha_j\%$ , приходящаяся на каждую волновую моду (ЕК), и кумулятивная дисперсия  $b_j\%$ .

Формулы для вычисления параметров  $\alpha_j$  и  $b_j$  имеют вид:

$$\alpha_j = I_j \ 100\% / \sum_{j=1,s} I_i, \quad (4)$$

$$b_j = \sum_{i=1,j} I_i 100\% / \sum_{i=1,S} I_i; \quad (5)$$

где  $I_j$  – соответствующее собственное число корреляционной матрицы, а  $b_j = \sum_{i=1,S} I_i$  – след корреляционной матрицы, который при  $j=S$  интерпретируется как 100% – я выборочная дисперсия.

Детальному анализу подвергались колебания, несущие  $\geq 5\%$  выборочной дисперсии, так как именно наиболее крупные из них описывают влияние зонального и меридионального переносов, а также наиболее существенных региональных циркуляционных механизмов на различные процессы, протекающие в атмосфере и на подстилающей поверхности.

Рассматривался годовой ход ЕК, несущих более 5% выборочной дисперсии, где четко видна доминирующая роль первого ЕК, на долю которого приходится наибольшая часть дисперсии (таблица 1 – приведена одна из таблиц).

Основное влияние на формирование и эволюцию первого энергетически наиболее мощного ЕК оказывают: наличие зонального переноса; ВЗК и примыкающие к ней зоны пассатов; климатические и сезонные центры действия атмосферы; муссонная циркуляция и меридиональный перенос, обусловленный подвижными циклонами и региональными тропическими циркуляциями; распределение источников тепла над океанами и континентами; конфигурация континентов и рельеф поверхности.

Таблица 1 - Оценка сходимости рядов разложений естественных колебаний полей геопотенциала поверхности 500 гПа по ЭОС на 5° с.ш. Северного полушария

$j$	$\alpha$	$\beta$	$j$	$\alpha$	$\beta$	$j$	$\alpha$	$\beta$	$j$	$\alpha$	$\beta$
январь			февраль			март			апрель		
15.224	42.29	42.29	15.427	42.85	42.85	12.341	34.28	34.28	10.62	29.50	29.50
4.702	13.06	55.35	4.544	12.62	55.48	5.579	15.50	49.78	5.103	14.18	43.68
3.336	9.27	64.62	3.068	8.52	64.00	3.525	9.79	59.57	3.699	10.28	53.95
2.128	5.91	70.53	2.443	6.79	70.78	2.583	7.18	66.74	2.905	8.07	62.02
1.693	4.70	75.23	1.797	4.99	75.78	2.114	5.87	72.62	2.091	5.81	67.83
1.206	3.35	78.58	1.259	3.50	79.27	1.447	4.02	76.64	1.49	4.14	71.97
1.085	3.01	81.59	0.964	2.68	81.95	1.205	3.35	79.98	1.258	3.49	75.46
0.8	2.22	83.82	0.852	2.37	84.32	0.847	2.35	82.34	1.038	2.88	78.34
0.694	1.93	85.74	0.754	2.09	86.41	0.797	2.21	84.55	0.913	2.54	80.88
0.632	1.76	87.50	0.61	1.69	88.11	0.695	1.93	86.48	0.788	2.19	83.07

$j$	$\alpha$	$\beta$	$j$	$\alpha$	$\beta$	$j$	$\alpha$	$\beta$	$j$	$\alpha$	$\beta$
май			июнь			июль			август		
10.584	29.40	29.40	12.28	34.11	34.11	10.985	30.51	30.51	10.713	29.76	29.76
4.762	13.23	42.63	4.758	13.22	47.33	4.79	13.31	43.82	4.807	13.35	43.11
3.719	10.33	52.96	3.952	10.98	58.31	4.071	11.31	55.13	4.028	11.19	54.30
2.639	7.33	60.29	2.582	7.17	65.48	2.651	7.36	62.49	2.699	7.50	61.80
2.293	6.37	66.66	2.248	6.24	71.72	2.438	6.77	69.26	2.296	6.38	68.18
1.563	4.34	71.00	1.518	4.22	75.94	1.592	4.42	73.69	1.599	4.44	72.62
1.412	3.92	74.92	1.289	3.58	79.52	1.283	3.56	77.25	1.401	3.89	76.51
0.996	2.77	77.69	0.9	2.50	82.02	0.951	2.64	79.89	1.076	2.99	79.50
0.957	2.66	80.35	0.837	2.33	84.34	0.859	2.39	82.28	0.887	2.46	81.96
0.784	2.18	82.53	0.648	1.80	86.14	0.778	2.16	84.44	0.684	1.90	83.86

$j$	$\alpha$	$\beta$	$j$	$\alpha$	$\beta$	$j$	$\alpha$	$\beta$	$j$	$\alpha$	$\beta$
сентябрь			октябрь			ноябрь			декабрь		
11.203	31.12	31.12	10.886	30.24	30.24	9.789	27.19	27.19	13.723	38.12	38.12
4.71	13.08	44.20	4.83	13.42	43.66	5.47	15.19	42.39	5.133	14.26	52.38
3.933	10.93	55.13	3.993	11.09	54.75	3.75	10.42	52.80	3.261	9.06	61.44
2.646	7.35	62.48	2.601	7.23	61.97	2.854	7.93	60.73	2.293	6.37	67.81
2.514	6.98	69.46	2.426	6.74	68.71	2.3	6.39	67.12	1.96	5.44	73.25
1.428	3.97	73.43	1.4	3.89	72.60	1.526	4.24	71.36	1.254	3.48	76.73
1.277	3.55	76.98	1.223	3.40	76.00	1.337	3.71	75.07	1.14	3.17	79.90
0.979	2.72	79.69	1.116	3.10	79.10	1.03	2.86	77.93	0.902	2.51	82.41
0.85	2.36	82.06	0.891	2.48	81.57	1.011	2.81	80.74	0.802	2.23	84.63
0.676	1.88	83.93	0.724	2.01	83.58	0.717	1.99	82.73	0.617	1.71	86.35

Анализ полей геопотенциала поверхности 500 гПа, описываемых естественными колебаниями, показал, что существует четко выраженная граница между процессами различных масштабов; в средних и тропических широтах и непосредственно на экваторе указанная граница выражена более резко, чем в высоких широтах. На мезомасштабном участке спектра атмосферных волновых мод имеет место монотонная сходимость аппроксимирующих рядов, что свидетельствует о бесконечном многообразии флуктуаций мод подсиноптического и мезометеорологического масштабов. Исключением является экваториальный пояс, где наблюдается четкая граница между процессами синоптического и мезометеорологического масштаба. Почти на всех широтах в переходные периоды от холодного полугодия к теплomu (апрель – май) и от теплого к холодному (октябрь – ноябрь) наблюдается наименее четкая граница между процессами различных масштабов.



Показано, что в экваториальной зоне, тропиках и полярных широтах (вплоть до  $\varphi=80^\circ$  с.ш.) достаточно первых пяти ЕК в течение всего года, чтобы описать доминирующую часть дисперсии. В средних широтах необходимое количество ЕК увеличивается до восьми в зимнее полугодие и девяти в летнее. Указанная разница свидетельствует о значительной флуктуации ЕК разных масштабов на сезонном и годовом интервалах времени.

В таблице 2 представлены значения выборочной дисперсии первых двух ЕК в различные сезоны. Следует отметить, что в умеренных широтах в теплое полугодие доля дисперсии, приходящаяся на первое ЕК, уменьшается.

Таблица 2 - Значения выборочной дисперсии первых двух ЕК в различные сезоны

широта	зима		весна		лето		осень	
	d1	d2	d1	d2	d1	d2	d1	d2
0	46,53	12,82	34,05	15,48	35,05	14,20	33,99	13,74
5	42,29	13,06	29,5	14,18	30,51	13,31	30,24	13,42
10	35,22	12,38	27,96	13,78	26,27	11,46	23,38	13,19
15	25,58	10,54	19,96	10,58	22,52	10,17	17,71	12,26
20	16,53	11,48	16,08	8,76	18,45	10,58	14,31	9,47
25	14,84	10,21	14,02	8,21	14,45	9,84	14,25	8,71
30	13,87	10,47	12,6	7,97	19,41	8,5	16,44	7,94
35	13,11	10,25	12,74	8,86	14,56	8,2	16,21	8,14
40	12,99	10,64	13,3	8,41	15,81	8,48	15,2	9,05
45	14,3	11,57	12,93	9,41	13,05	8,24	12,27	10,72
50	15,63	12,04	12,49	10,01	10,65	9,93	11,58	10,82
55	16,36	13,12	12,8	11,11	10,96	10,46	12,65	11,15
60	16,94	14,59	14,69	12,88	16,24	10,52	14,06	13,59
65	21,67	18,78	19,74	13,28	14,62	13,06	19,3	14,49
70	23,02	21,3	22,68	16,37	16,08	14,95	23,56	17,29
75	27,91	24,66	27,76	21,48	24,27	18,28	29,97	21,05
80	47,16	22,68	42,2	24,55	31,53	26,93	43,69	23,35
85	78,91	10,92	74,24	14,73	65,82	18,62	73,14	13,85

При рассмотрении выборочной доли дисперсии  $d_1$ , описываемой первым ЕК, обнаружено, что максимальная часть дисперсии, описываемая первым ЕК, в течение года наблюдается в июне на  $20^\circ-45^\circ$  с.ш., зимой максимум дисперсии  $d_1$  наблюдается на экваторе и в тропиках.

В большинстве случаев начиная с третьего – четвертого членов имеет место монотонная сходимостью аппроксимирующих рядов, что

свидетельствует о бесконечном многообразии флуктуаций атмосферных мод более мелкого масштаба, что затрудняет усечение спектра зональных естественных колебаний с целью фильтрации метеорологического шума. Исключением является экваториальный пояс, где наблюдается четкая граница между процессами различных масштабов. Здесь, как известно, существенное влияние на атмосферные процессы различных масштабов оказывает положение ВЗК и ее сильная сезонная миграция.

**В третьей главе** рассмотрены аналогии и различия вейвлет – анализа и анализа Фурье, приведены различные типы вейвлет – преобразования (ВП). С целью выделения интервала периодов сильных колебаний во временных рядах на различных широтах был проведен вейвлет – анализ коэффициентов разложения естественных колебаний полей геопотенциала на различных широтных кругах Северного полушария при использовании базисного вейвлета Morlet.

При проведении вейвлет – анализа были рассмотрены пять первых коэффициентов разложения по ЭОС полей геопотенциала за период с 1964 по 1986 годы на следующих широтах Северного полушария: 10°с.ш., 35°с.ш., 55°с.ш., 75°с.ш.

Максимально возможный масштаб по времени вычисляется по формуле

$$j_{tot} = 1 + ( \log_2(n*dt / s_0) ) / dj, \quad (6)$$

где  $n$  – объем выборки,  $dt$  – шаг по времени,  $s_0$  – минимальный масштаб по времени. Для вейвлета Morlet  $s_0 = dt$ ,  $dj$  – шаг по времени (обычно  $dj = 0.25$ , но для повышения точности можно выбрать  $dj = 0.125$ ). В данной работе максимально возможный масштаб равен 66 месяцам. Рассматривались следующие масштабы:  $j_{tot} = 47$ ; для выявления высокочастотных колебаний масштаб уменьшали до 37; для выявления низкочастотных колебаний масштаб увеличивали до 57. На рисунке 1 представлены амплитуды ВП первого коэффициента разложения ( $T_1$ ) по ЭОС полей геопотенциала на 10°с.ш. при использовании вейвлета Morlet.

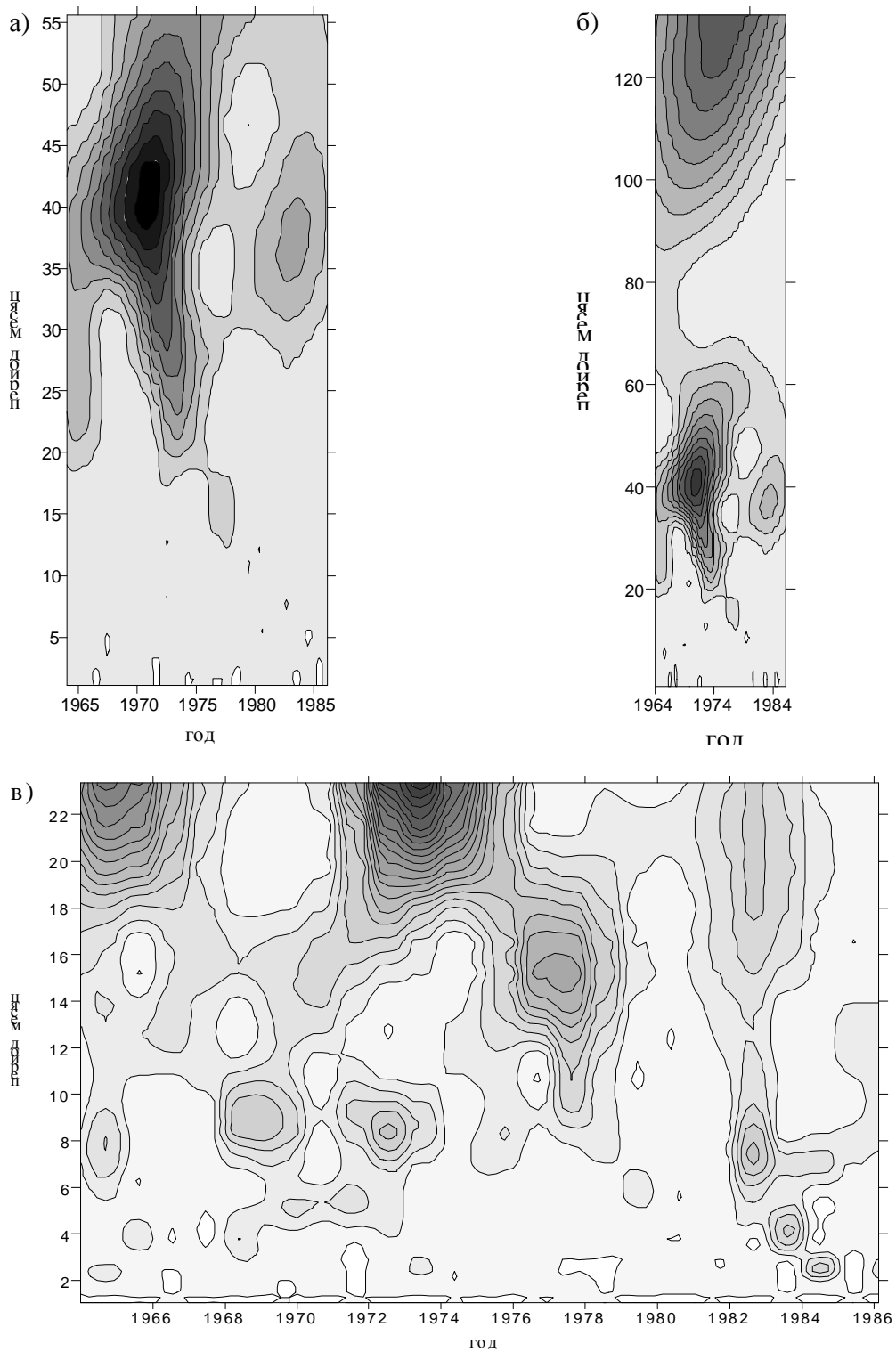


Рисунок 1 – Амплитуды вейвлет – преобразования первого коэффициента разложения среднемесечных полей геопотенциала поверхности 500 гПа на  $10^\circ$  с.ш. на масштабах по времени а)  $jtot = 47$ , б)  $jtot = 57$ , в)  $jtot = 37$

Анализ портретов вейвлет - преобразования временных рядов коэффициентов разложения полей геопотенциала поверхности 500 гПа на

различных широтах Северного полушария показал, что основные волновые моды, описывающие наибольшую дисперсию, испытывают колебания: в тропиках - с периодом от 25 до 50 месяцев (рисунок 1), обусловленные явлением Эль – Ниньо и квазидвухлетней цикличностью. На широте 35° можно выделить колебания с периодом до 8 месяцев в течение всего интервала лет, возможно, эти колебания связаны с тропическими циркуляциями синоптического масштаба (ВЗК, муссоны). В средних и полярных широтах Северного полушария в течение всего интервала наблюдаются колебания с периодом до одного года.

Показано, что в тропиках до 1975г. существуют колебания с периодом от 25 до 130 месяцев, связанные с двухлетним и 11 – летним солнечным циклами. В высоких широтах с 1968 года ярко выражены колебания с периодом 25 месяцев, что также связано с двухлетним солнечным циклом.

**В четвертой главе** описано построение авторегрессионной модели временного ряда и дана оценка параметров модели. Более предпочтительным для климатических временных рядов является использование моделей авторегрессии, параметры которых оцениваются методом Берга-Левинсона, а оптимальный порядок модели выбирается по критерию Парзена. Этот метод идентификации и оценивания реализован для вычисления параметров моделей коэффициентов разложения зональных полей геопотенциала поверхности 500 гПа в Северном полушарии (широтных кругов 10<sup>0</sup>, 35<sup>0</sup>, 55<sup>0</sup>, 75<sup>0</sup>) за период 1964-1986 гг. Фрагмент результатов идентификации представлен в таблице 2.

Таблица 2 - Порядки AP – моделей временных рядов коэффициентов разложения по ЭОС (Т1 – Т5) для различных широт Северного полушария

φ	T1	T2	T3	T4	T5
10 <sup>0</sup>	49	27	25	9	34
35 <sup>0</sup>	37	11	16	7	4
55 <sup>0</sup>	7	2	2	5	5
75 <sup>0</sup>	3	3	5	2	5

При анализе таблицы видно, что временные ряды коэффициентов разложения описываются моделями авторегрессии второго и более высокого порядков, авторегрессионные модели для младших компонентов разложения имеют такой же высокий порядок, как и первые компоненты, таким образом, все рассмотренные временные ряды допускают прогнозирование.

При решении задачи идентификации моделей климатических временных рядов использовался метод максимального правдоподобия, разработанный Боксом и Дженкинсом. При подгонке параметрических моделей к реальным

климатическим временным рядам суммарный порядок оптимальной смешанной модели оказывается невысоким, что позволяет выбирать алгоритм Бокса-Дженкинса в качестве основного средства для оценивания параметров смешанных моделей. Однако надежность оценок снижается с ростом порядка модели. Высокий порядок построенной модели для тропических широт свидетельствует о том, что надежность оценок в этих широтах ниже, чем в средних и высоких широтах Северного полушария. Для средних и высоких широт порядок модели варьируется от 2 до 7.

В пятой главе решался вопрос о наличии трендов в рядах полей геопотенциала поверхности 500 гПа с целью выявления тенденций в ходе различных ЕК.

Анализ и статистическое описание динамики какого – либо физического процесса начинают с выявления тренда и оценки его параметров. Форма тренда отражает закономерности эволюции изучаемого процесса. При анализе тренда, в первую очередь, выявляют форму тренда, затем выбирают то уравнение, которое наилучшим образом аппроксимирует тренд.

Результаты анализа трендов циркуляционных волновых мод в различных климатических зонах Северного полушария представлены в таблице 3.

Наблюдаются различные по знаку и по величине углы наклона линейного тренда, причем наибольший по величине статистически значимый положительный тренд для  $K_1$  имеет место в экваториальных и полярных широтах ( $\beta=0.0009$  и  $0.001$  соответственно), что говорит о значительных изменениях в поле геопотенциала (с течением времени значения временного ряда имеют тенденцию возрастать). В субтропиках ( $35^\circ$  с.ш.) тренд отрицателен для всех  $K$ , что означает понижение давления и, скорее всего, температуры в этом широтном поясе Северного полушария. Для  $K_3$  в субтропиках статистически значимого тренда не наблюдается, т. е. тренд не является выраженным, и использование роста или убывания этого тренда при прогнозировании динамики временного ряда на будущее невозможно.

Таблица 3 – Оценка тренда в ходе сигналонесущих ЕК

$\varphi^\circ$ №		1	2	3	4	5
10	$\beta$	0.0009	0.0004	-0.0001	0	0
	оценка	знач.	знач.	знач.	не зн.	знач.
35	$\beta$	-0.0002	-0.0003	0	-0.0001	0.0002
	оценка	знач.	знач.	не зн.	знач.	знач.
55	$\beta$	0.0001	0.0004	0.0003	0	0
	оценка	не зн.	знач.	знач.	не зн.	не зн.
75	$\beta$	0.001	-0.0004	0.0001	-0.0004	0.0003
	оценка	знач.	знач.	не зн.	знач.	знач.

**В шестой главе** дано описание методики определения статистической предсказуемости временных метеорологических последовательностей. Представлены результаты анализа статистической предсказуемости сигналонесущих естественных колебаний полей геопотенциала поверхности 500 гПа в различных широтных зонах Северного полушария. Дана оценка прогноза естественных колебаний полей геопотенциала поверхности 500 гПа.

Статистическую предсказуемость процесса характеризуют ошибкой его оптимального линейного прогноза. Для ее количественного описания используют два критерия: относительную погрешность прогноза с одношаговым упреждением  $d_{p,q}(1)$  и предел статистической предсказуемости  $\tau_{p,q}$ . Индексы  $p$  и  $q$  указывают, что эти критерии отвечают параметрическим моделям авторегрессии – скользящего среднего  $ARCC(p, q)$  порядка  $(p, q)$ . В соответствии с дисперсией ошибки  $D(t) = s_a^2 \sum_{j=0}^{t-1} y_j^2$  относительная ошибка прогноза при  $\tau = 1$

$$d_{p,q}(1) = \frac{D_{p,q}(1)}{\sigma_\xi^2} = \frac{\sigma_a^2}{\sigma_\xi^2} \quad (7)$$

и удовлетворяет неравенству:  $0 \leq d_{p,q}(1) \leq 1$ . Случаи  $d_{p,q}(1) = 0$  и  $d_{p,q}(1) = 1$  соответствуют детерминированному процессу и белому шуму.

Относительная погрешность прогноза  $d_{p,q}(\tau)$  и коэффициент корреляции  $r_{xx}^\wedge(t)$  между истинным значением процесса и его прогнозом с упреждением  $\tau$  связаны соотношением

$$d_{p,q}(\tau) + r_{xx}^\wedge(t) = 1. \quad (8)$$

Это соотношение использовалось для оценки предсказуемости процесса.

Предел статистической предсказуемости  $\tau_{p,q}$  определяется как упреждение прогноза, при котором его средняя квадратическая ошибка меньше дисперсии прогнозируемого процесса. Значит, предел предсказуемости достигается, если относительная ошибка прогноза не меньше принятого уровня  $\gamma$ :  $d_{p,q}(\tau) \geq \gamma$  при  $\tau \geq \tau_{p,q}$ . Если ошибка прогноза распределена нормально, то доверительный интервал для экстраполяционной функции определяется в виде

$$\xi_{i;xx}^\pm(\tau) = \xi_i(\tau) \pm \mu_{\alpha/2} D_{p,q}^{1/2}(\tau), \quad \text{или} \quad \xi_{i;xx}^\pm(\tau) = \xi_i(\tau) \pm \mu_{\alpha/2} d_{p,q}^{1/2}(\tau) \cdot \sigma_\xi, \quad (9)$$

где  $\xi_{t;\alpha}^+, \xi_{t;\alpha}^-$  – верхняя и нижняя граница доверительного интервала соответственно;  $\mu_{1/2}$  – квантиль нормального распределения при уровне значимости  $\alpha$ .

Результаты оценки статистической предсказуемости первых пяти естественных колебаний приведены в таблице 4 со следующими обозначениями:

Таблица 4 – Оценка статистической предсказуемости ЕК полей геопотенциала на различных широтах Северного полушария

$\varphi$	№к.р.	$E2$	$E$	$L$	$L_{0,95}$	$L_{0,90}$	$L_{0,85}$
10	1	0.59	0.77	14.51	2.59	1.85	1.43
	2	0.87	0.93	2.39	1.15	0.82	0.63
	3	0.85	0.92	3.82	1.21	0.87	0.67
	4	0.92	0.96	2.82	0.94	0.67	0.52
	5	0.93	0.96	4.95	0.89	0.63	0.49
35	1	0.39	0.62	6.81	4.76	3.39	2.62
	2	0.36	0.6	4.94	5.19	3.7	2.86
	3	0.4	0.63	4.01	4.56	3.25	2.51
	4	0.41	0.64	3.37	4.35	3.11	2.4
	5	0.46	0.68	3.05	3.78	2.7	2.08
55	1	0.24	0.49	6.31	8.49	6.05	4.67
	2	0.25	0.5	5.38	7.95	5.67	4.38
	3	0.28	0.53	5.06	6.99	4.99	3.85
	4	0.29	0.54	4.37	6.9	4.92	3.8
	5	0.32	0.56	3.82	6.14	4.38	3.38
75	1	0.25	0.49	6.35	8.14	5.81	4.48
	2	0.25	0.5	5.44	8.1	5.75	4.44
	3	0.31	0.56	4.17	6.22	4.44	4.42
	4	0.33	0.57	3.98	5.84	4.16	3.21
	5	0.4	0.63	3.08	4.56	3.26	2.51

$E2$  – нормированная дисперсия ошибки прогноза,

$E$  – нормированный стандарт ошибки прогноза,

$L_{0,95}, L_{0,90}, L_{0,85}$  – предел предсказуемости исследуемой последовательности при ошибке прогноза  $E=0.95, 0.90$  и  $0.85$ .

Анализ таблицы показывает, что предсказуемость в различных широтных зонах не превышает 6 – 8 суток.

На основе модели «сигнал плюс шум» самая слабая предсказуемость сигнала (3 суток при  $E=0.95$ , при уменьшении ошибки - 2 и 1.5 суток) наблюдается в экваториальных широтах.

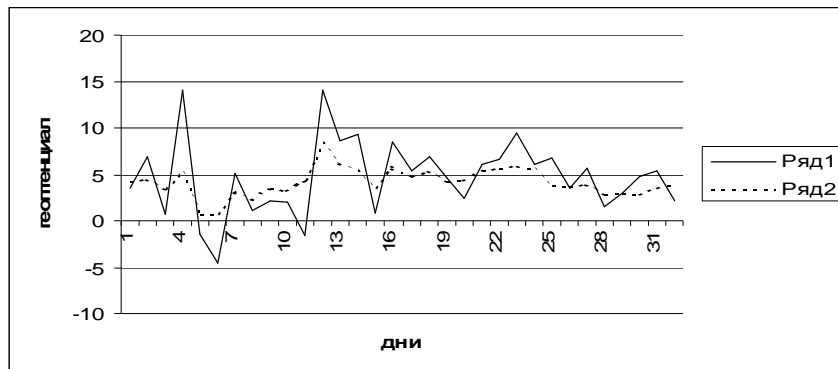
В умеренных и полярных широтах предсказуемость может достигать 8 суток при  $E=0.95$ , (6 суток при  $E=0.90$  и 4.5 суток при  $E=0.85$ ) и является

максимальной предсказуемостью естественных колебаний из всех рассматриваемых, что лучше климатического прогноза  $L$ , который в этих широтах составляет 6 суток.

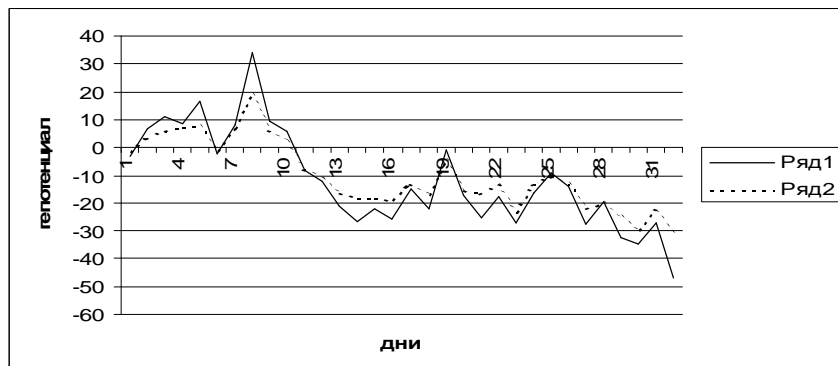
Такой же вывод можно сделать при анализе значений ошибки прогноза на один шаг вперед рядов коэффициентов по АР – модели. Лучшее качество прогнозов достигается на  $55^\circ$  и  $75^\circ$  с.ш., где  $\varepsilon = 0.49$ . Предел предсказуемости сигнала при  $\varepsilon = 0.85$  в этих широтах оказывается максимальным и превышает 4 суток.

При анализе прогноза коэффициентов разложения полей геопотенциала поверхности 500 гПа по разработанным авторегрессионным моделям можно отметить следующее: в средних и высоких широтах наблюдается хорошее соответствие фактических и вычисленных по моделям значений коэффициентов разложений полей геопотенциала поверхности 500 гПа. В низких широтах ход вычисленных по моделям значений сильно сглажен, и, следовательно, использование такого прогноза не целесообразно.

а)

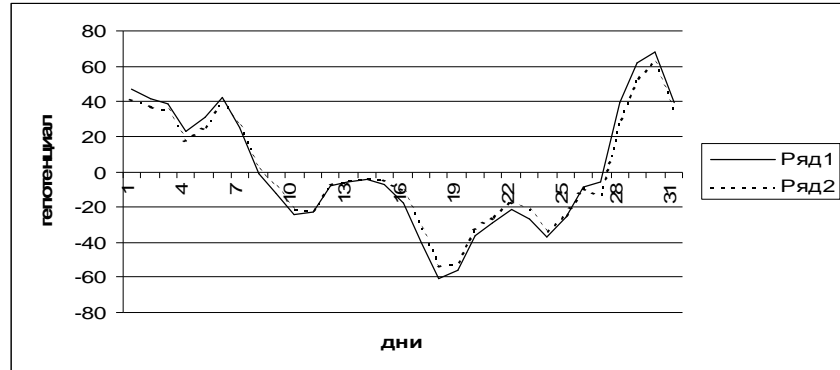


б)





с)



d)

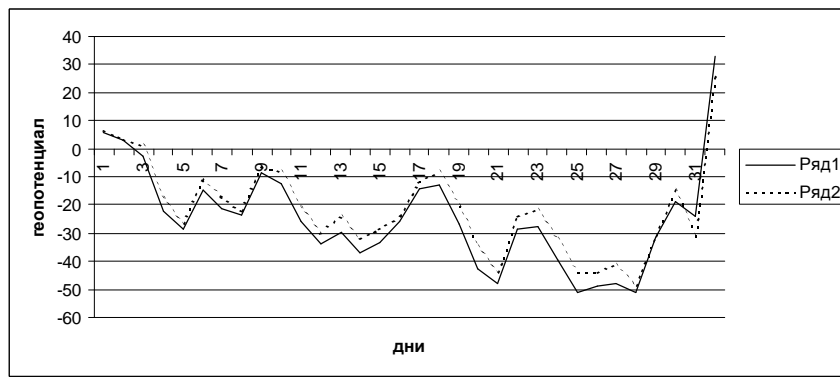


Рисунок 2 –Вычисленные по моделям и фактические значения первого коэффициента разложения Т1 полей геопотенциала поверхности 500 гПа Январь 1986 г. (— временной ход Т1, ---- прогноз Т1)  
 а) 10° с.ш. б) 35° с.ш. в) 55° с.ш. г) 75° с.ш.

**В заключении** сформулированы основные выводы диссертации.

- Для аппроксимации полей геопотенциала в различные месяцы года целесообразно применять метод ЭОС, позволяющих избавиться от шума;
- Для описания погодообразующих естественных колебаний полей геопотенциала в различных климатических зонах Северного полушария необходимо учитывать первые пять ЕК в экваториальной зоне, тропиках и полярных широтах (вплоть до  $\varphi=80^\circ$  с.ш.) в течение всего года. В средних широтах необходимое количество ЕК увеличивается до восьми в зимнее полугодие и девяти в летнее. Указанная разница свидетельствует о значительной флуктуации ЕК разных масштабов на сезонном и годовом интервалах времени;
- Вследствие достаточно резкого скачка в значениях части суммарной дисперсии, которую несут различные ЕК во все сезоны и на всех параллелях полушария, можно достаточно уверенно выделить процессы различных

масштабов. Летом (июнь) максимум дисперсии, описываемый первым ЕК, наблюдается на 20°-45° с.ш. В этот сезон происходит усиление азорского и гононкульского максимумов и их миграция к северу, а также их приближение к материкам.

Зимой максимум дисперсии  $d_1$  наблюдается на экваторе и в тропиках. Граница между естественными колебаниями синоптического и мезометеорологического масштабов прослеживается, как правило, менее четко, вследствие монотонной сходимости рядов разложения во всех месяцах года и на всех широтах, что усложняет усечение спектра естественных колебаний с целью фильтрации "метеорологического шума". Исключением является экваториальный пояс;

- Анализ портретов ВП временных рядов коэффициентов разложения полей АТ – 500 гПа на различных широтах Северного полушария показал, что основные волновые моды, описывающие наибольшую дисперсию, испытывают колебания: в тропиках - с периодом от 25 до 50 месяцев, обусловленные явлением Эль – Ниньо и квазидвухлетней цикличностью. На широте 35° можно выделить колебания с периодом до 8 месяцев в течение всего интервала лет. В средних и полярных широтах Северного полушария в течение всего интервала наблюдаются колебания с периодом до одного года;

- Показано, что в тропиках до 1975г. существуют колебания с периодом от 25 до 130 месяцев, связанные с двухлетним и 11 – летним солнечным циклами. В высоких широтах с 1968 года ярко выражены колебания с периодом 25 месяцев, что также связано с двухлетним солнечным циклом;

- Для первых пяти естественных колебаний полей АТ – 500 гПа на различных широтах Северного полушария были синтезированы авторегрессионные модели различных порядков. Все исследуемые волновые моды описаны моделями второго и более высоких порядков, что свидетельствует об отсутствии белозумовых и марковских процессов первого порядка. В тропических широтах порядок построенной модели выше, чем в средних и высоких широтах, что говорит о ненадежности оценок и сильной зашумленности процессов в этом широтном поясе;

- Анализ трендов циркуляционных волновых мод в различных климатических зонах Северного полушария показал, что в субтропиках тренд отрицателен для всех рассматриваемых коэффициентов разложения, что означает понижение оценок геопотенциала в этом широтном поясе Северного полушария;

- Установлено, что в средних и высоких широтах ЕК прогнозируются лучше, чем это дает климатический прогноз, в отличие от тропической зоны, где на ЕК воздействуют более мелкомасштабные процессы;

- При оценке прогноза по разработанным авторегрессионным моделям видно, что на широтах 55° и 75° с.ш. наблюдается хорошее соответствие фактических и вычисленных по моделям значений коэффициентов разложений полей геопотенциала поверхности 500 гПа.

**По теме диссертации опубликованы следующие работы:**

1. Третьякова А.С., Кузнецова Е.С. Использование вейвлет – анализа для использования временных метеорологических рядов // Сборник трудов II – ой Всероссийской молодежной научной конференции “История науки и техники” 4-5 декабря 2002 г. – СПб.: изд. СПбГУ – 2003. – 225 с.

2. Репинская Р.П., Третьякова А.С. Вейвлет - анализ естественных колебаний среднемесячной температуры воздуха на различных параллелях Северного полушария // Материалы итоговой сессии Ученого совета 27 – 28 января 2003 г. Информационные материалы. Часть I. Секции метеорологии и гидрологии. – СПб.: изд. РГГМУ, 2003. – С.58 – 59.

3. Repinskaya R.P., Tretyakova A.S. Spectrum analysis of natural fluctuations of the monthly-mean air temperature over the northern hemisphere //Mon. Geograph. J.: Dijon.: Université de Bourgogne (принята к опубликованию).

4. Борисова А.С. Некоторые методы построения и идентификации математических моделей временных климатических рядов // Научно-технические ведомости СПбГПУ. - №4.- 2007. – С. 138-141.

5. Борисова А.С. Методы анализа и прогноза климатических временных рядов // Известия вузов. Северо – Кавказский регион. Естественные науки. - №6. – 2007.