

## Unusual twentieth-century summer warmth in a 1,000-year temperature record from Siberia

Keith R. Briffa\*, Phillip D. Jones\*,  
Fritz H. Schweingruber†, Stepan G. Shlyatov‡  
& Edward R. Cook§

\* Climatic Research Unit, School of Environmental Sciences,  
University of East Anglia, Norwich NR4 7TJ, UK

† Swiss Federal Institute of Forest, Snow and Landscape Research,  
Zürcherstrasse 111, CH-8903 Birmensdorf, Switzerland

‡ Institute of Plant and Animal Ecology, Ural Branch of the Russian  
Academy of Sciences, 8 Marta Street, Ekaterinburg 620219, Russia

§ Tree-Ring Laboratory, Lamont-Doherty Earth Observatory,  
Columbia University, Palisades, New York 10964, USA

**IN the current debate on the magnitude of modern-day climate change, there is a growing appreciation of the importance of long, high-resolution proxies of past climate<sup>1–3</sup>. Such records provide an indication of natural (pre-anthropogenic) climate variability, either singly at specific geographical locations or in combination on continental and perhaps even hemispheric scales<sup>4</sup>. There are, however, relatively few records that are well dated, of high resolution and of verifiable fidelity in terms of climate response, and conspicuously few that extend over a thousand years or more<sup>5</sup>. Here we report a tree-ring-based reconstruction of mean summer temperatures over the northern Urals since AD 914. This record shows that the mean temperature of the twentieth century (1901–90) is higher than during any similar period since AD 914.**

Ring-width measurements from living and subfossil siberian larch (*Larix sibirica*) trees have previously been used to produce a continuous series representing interannual growth variability in a region centred on about 66° 50' N, 65° 15' E on the eastern side of the northern Urals, near Salekhard<sup>6</sup>. This mean ring-width chronology, running from AD 961 to AD 1969, formed the basis of a high-summer (June–July) season temperature reconstruction<sup>7</sup>. However, this reconstruction is of limited value in understanding 100-year timescale fluctuations, because of the way individual tree measurements were detrended to remove age-related sample bias in the mean chronology<sup>8,9</sup> (a process known as 'standardization' in dendroclimatology<sup>9,10</sup>). We have now resampled these trees, and analysed both living and subfossil material using wood densitometry to yield both ring-width and maximum-latewood-density time series<sup>11</sup> spanning the years from AD 914 to AD 1990. The density data were standardized so as to preserve variance at both short (internannual-to-decadal) and long (>100 years) timescales<sup>12</sup>. The ring-width data were standardized using flexible smoothing splines, producing

TABLE 1 Relationships between tree growth and regional temperatures in the northern Urals

	Previous year				Year of tree growth											
	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	A1	A2
<b>(a) Tree-growth temperature correlations</b>																
Density																
1882–1935	0.08	0.01	0.17	0.02	0.11	0.07	0.05	0.15	0.44†	0.68†	0.59†	0.27*	0.32*	0.02	0.15	0.20
1936–1990	-0.14	0.23	0.01	0.08	0.12	0.37†	-0.04	0.17	0.35*	0.64†	0.67†	0.39†	0.36†	-0.07	0.15	0.27*
Ring width																
1882–1935	0.24	0.07	0.11	0.29*	0.22	-0.14	-0.06	0.08	0.02	0.43†	0.55†	-0.10	0.19	0.14	0.29*	0.40†
1936–1990	-0.03	0.25	0.11	-0.10	0.13	0.35	-0.10	-0.07	0.18	0.38†	0.49†	0.17	0.09	0.03	0.45†	0.26
<b>(b) May–September mean temperature regressions</b>																
Calibration period					1882–1935			1936–1990			1882–1990					
Verification period					1936–1990			1882–1935			—					
Calibration																
Variance explained					0.70			0.66			0.68					
Verification																
Variance explained					0.65			0.69								
Reduction of error					0.67			0.70								
Coefficient of efficiency					0.65			0.68								
First difference sign																
Correct					46			44			—					
Incorrect					8			9			—					
Product mean <i>t</i>					5.4			3.9			—					
Regression weights																
Max. density year <i>t</i>					1.10			1.10			1.11					
year <i>t</i> + 1					-0.11			-0.14			-0.14					
Ring width year <i>t</i>					-0.48			-0.56			-0.54					
year <i>t</i> + 1					0.20			0.34			0.27					

The density chronology was constructed by averaging measured values for all individual trees expressed as anomalies from a common empirically defined linear expression of declining density as a function of age. This straight-line reference was calculated as a least-squares fit to the observed average densities of all samples after aligning them with respect to their cambial age, regardless of their calendrical year of growth. The resulting indices, subsequently averaged across correct calendrical years, provide a chronology in which long-timescale variability is preserved and sample-age bias is largely eliminated<sup>12</sup>. Separate standardizing equations were calculated for the modern and subfossil density data to explore the possibility of a systematic difference in the density/age relationship that might arise due to a slight elevational difference in these data sources (the subfossil samples being up to 80 m higher than the living trees). Such a difference might introduce a bias between the early and recent sections of the chronology. The similarity of the density/age equations derived from the separate subfossil (914–1744) and modern (1631–1990) samples argue against any long-term sample-related bias in the density chronology, although this does not preclude the possibility that changes in the average altitude of the samples through time might introduce some shorter-timescale bias where the replication is relatively low<sup>28</sup>. The width chronology is the average of series for each tree after low-frequency variance, associated with a smoothing spline fit to the original measurements, has been removed. The frequency responses of the splines are tailored to the length of each series so that most of the variance on timescales longer than two-thirds the series length is removed. This produces a final ring-width chronology with low error variance, but with a spectrum that is truncated at low frequencies (that is, periods >50–100 years)<sup>29</sup>. Individual monthly mean temperature correlations are shown with each of the maximum-latewood-density and ring-width chronologies. Also shown are the results of multiple regressions in which both the density and ring-width chronologies are used as predictors of mean May–September temperature. The results of verification tests<sup>10,30</sup> are all highly statistically significant. A1 and A2 are the 1-year and 2-year lag autocorrelation coefficients.

\* Significant at the 5% level.

† Significant at the 1% level or better.

a chronology characterized by variance on shorter timescales (generally below 100 years<sup>9</sup>) (see Table 1).

These chronologies were then used in a number of regression experiments designed to exploit the well-known dependence of tree growth on summer temperature variability at high latitudes<sup>13–16</sup>. This is demonstrated in Table 1, which shows the density and ring-width chronologies correlated with monthly mean temperatures averaged within a region between 62.5° and 67.5° N, and 65° to 75° E<sup>17</sup>. All significant correlations are positive, indicating enhanced width and density associated with warmer temperatures. Correlations with ring width are greatest in June and July. Density correlations are stronger and manifest over a longer (May–September) season. The responses are also consistent in different periods. Mean May–September temperatures are very highly correlated ( $r=0.95$  over 1881 to 1990) with cumulative growing degree days (>5 °C) in this region<sup>18</sup>. Regression results in which mean May–September temperatures are estimated as a function of density and width data in both the concurrent and following years (that is, *t* and *t* + 1 respectively), exhibit extremely strong predictive power (Table 1).

The explained variance over the calibration period (that is, 66–70%) and most importantly the levels explained in independent verification of the calculated regression equations (65–69%), and also the general levels of statistical significance associated with a number of stringent tests of model performance (see Table 1), all rank among the highest reported in the tree-ring literature. Regression based on the density predictors alone also explains a high degree of temperature variance (~60%) but consistently

less than that achieved using density and ring widths in combination.

The series (>1,000 years) of reconstructed summer temperatures for the northern Urals shows extended periods of either relatively cool or relatively warm summers persisting over 100–200 years (Fig. 1). Superimposed on this is large variability on annual and decadal timescales (Table 2). Despite relatively cool summers in the late 1960s and 1970s, the mean summer temperature of the twentieth century (1901–90) appears to be the warmest of any 90-year period during the last ten centuries (0.13 °C warmer than the next warmest period, 1202–91). Most of the sixteenth and seventeenth centuries were notably cool, particularly the 1530s and 40s, the 1580s and 90s, and the 1620s, 30s and 40s. The pronounced coolness of the late sixteenth and seventeenth centuries and the warmth of the twentieth century is shown in other, though shorter, high-latitude summer-responsive proxies<sup>19</sup> and in an average of data from 16 selected sites in the Northern Hemisphere<sup>4</sup> (Fig. 2a). However, the coldest bidecadal mean in the northern Urals data, 1531–50, indicates an earlier onset of the cold period seen in the mean 'hemisphere' data and in a similar millennial-length temperature reconstruction for northern Fennoscandia based on tree-ring data from Torneträsk, northwest Sweden, that were also processed so as to preserve long-timescale climate variability<sup>12</sup>.

Although summers were predominantly warm in northern Fennoscandia in the eleventh and twelfth centuries, they were clearly cool in the northern Urals (Fig. 2b). This is further support for the sparse body of high-quality palaeoclimate evidence

now challenging the still prevalent, over-simplified concept of a globally synchronous, multi-century Mediaeval Warm Period<sup>5,20</sup>. But after the coolness of the late sixteenth century, both the northern Urals and the northern Fennoscandian temperature curves show overall warming. Linear trends calculated over 1600–1980 show a 0.67 °C warming in northern Fennoscandia, but 1.14 °C over the northern Urals. The two series also display qualitatively similar century-scale trends, warming to the mid-eighteenth century, slight cooling to the end of the nineteenth century, followed by an abrupt rise and sustained warmth during the twentieth century. The recent warmth in Fennoscandia is not significant in a 1,000-year context<sup>12</sup>. The recent warmth in the Urals data is much larger (compare Table 2) but because of the century-timescale variability in the reconstruction, assessing its statistical significance is not straightforward. A comparison of the mean values for the pre- and post-1900 periods, using a *t*-test which takes account of lag-1 serial correlation<sup>21</sup> in the sample data, indicates that the likelihood of the unusual warmth of the twentieth century arising by chance is less than 1 in 1,000. However, an empirically derived probability distribution based on multiple artificial series with the same persistence structure as the reconstruction (that is, AR3 rather than AR1) suggests a probability near 1 in 100. We also compared (using a simple *t*-test) the 1901–90 mean with that of the next warmest 90-year period (1202–91, compare Table 2). This stringent test indicates that the two periods are significantly different with a probability of 1 in 10. So although the twentieth century was certainly unusually warm in the northern Urals, determining how unusual it was, in the context of the long record, is equivocal.

These results and the above discussion may be relevant to general circulation model (GCM) studies of both 'natural' and anthropogenically perturbed climates. Recent coupled ocean–

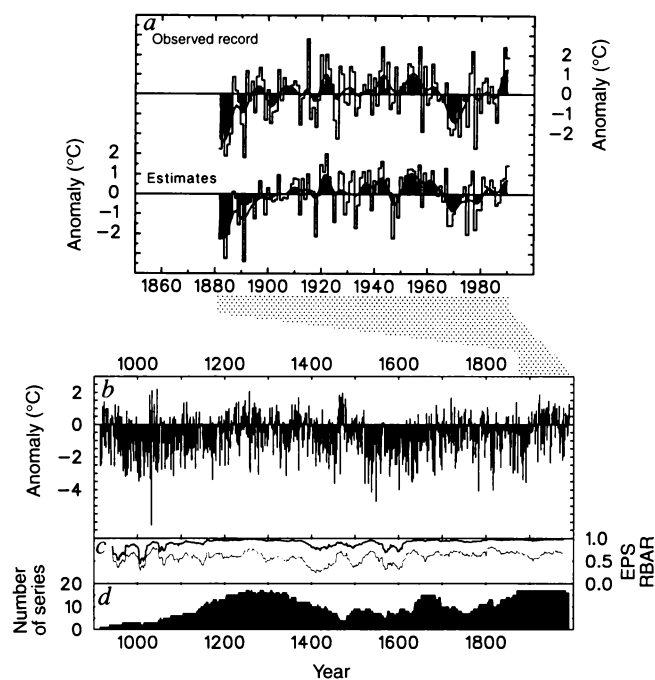


FIG. 1 *a*, Observed and estimated mean summer (May–September) temperatures over the northern Urals shown as anomalies (°C) from the 1951–70 mean. The smoothed line shows decadal-filtered values. *b*, The extended reconstruction (914–1990) expressed as anomalies from the same base. *c*, A measure of the strength of common growth 'signal' within the density chronology, the mean interseries correlation<sup>31</sup> (RBAR; thin line) calculated between all samples over a moving 30-year window. The Expressed Population Signal (EPS; thick line) which is a function of RBAR and the series replication shown in *d*, indicates chronology reliability. Values >0.85 are generally considered satisfactory<sup>31</sup>.

atmosphere GCM experiments with anthropogenic forcing indicate that maximum warming is likely in high-latitude and continental regions<sup>22,23</sup>. There is, of course, uncertainty in defining this expected anthropogenic pattern. At present, this is best viewed as the spatial temperature response of coupled ocean–atmosphere GCMs forced with gradually changing atmospheric compositions<sup>24</sup>. Attempts to detect this response pattern in observational temperature data must take account of natural variability of climate on long (>50–100 years) timescales. Also, simulated variability from long GCM control runs must be checked against long palaeoclimate series such as the one we report here.

Ocean–atmosphere GCMs also suggest that areas bordering the North Atlantic will experience reduced warming and even localized cooling near regions of deep-water formation<sup>22,23</sup>. A recent 600-year simulation of climate variability under present-day boundary conditions has revealed significant quasi-periodicity in annual temperatures centred on the northwest Atlantic with characteristic timescales of between 40 and 60 years (ref. 25). Similar variability, explicable in terms of oceanic thermohaline forcing, has been observed in a number of different regional observational records and has the potential to obscure anthropogenic warming in the region of the North Atlantic<sup>26,27</sup>. The northern Fennoscandian summer temperatures show

TABLE 2 Extreme summer temperatures

(a) Individual summers					
Warmest			Coldest		
Year	Anomaly (°C)		Year	Anomaly (°C)	
1045	2.21		1032	-6.20	
1033	2.11		1548	-4.73	
1257	2.08		1538	-4.15	
1471	1.96		1783	-4.08	
1922	1.85		1816	-4.03	
1464	1.84		1601	-4.01	
1028	1.81		1531	-3.63	
1468	1.70		1453	-3.62	
1370	1.68		1523	-3.62	
1720	1.65		1891	-3.55	

(b) 20-year-mean periods					
Warmest			Coldest		
Years	Anomaly	Standard error	Years	Anomaly	Standard error
1461–1480	0.45	0.27	1531–1550	-1.97	0.27
1948–1967	0.40	0.16	1623–1642	-1.85	0.26
1238–1257	0.34	0.17	998–1017	-1.75	0.24
1919–1938	0.24	0.23	1580–1599	-1.61	0.17
1355–1374	0.09	0.23	966–985	-1.44	0.29

(c) 50-year-mean periods					
Warmest			Coldest		
Years	Anomaly	Standard error	Years	Anomaly	Standard error
1919–1968	0.23	0.14	1595–1644	-1.64	0.15
1208–1257	0.03	0.12	1522–1571	-1.55	0.15
1353–1402	-0.04	0.12	966–1015	-1.39	0.17
1460–1509	-0.13	0.14	1410–1459	-1.10	0.12
1261–1310	-0.18	0.13	1808–1857	-0.96	0.15

(d) 90-year-mean periods					
Warmest			Coldest		
Years	Anomaly	Standard error	Years	Anomaly	Standard error
1901–1990	0.03	0.10	1522–1611	-1.52	0.10
1202–1291	-0.10	0.11	961–1050	-1.20	0.15
1301–1390	-0.28	0.10	1612–1701	-1.12	0.11

Extreme individual summer temperature estimates along with the extreme mean values from among all 20-year, 50-year and 90-year periods. Temperatures are shown as anomalies with respect to the 1951–70 period. Only values for non-overlapping periods are shown. Of the extreme individual summers, nine are reconstructed as cooler, and four warmer, than the reconstructed extremes (1891 and 1922) during the calibration period. Compared with the instrumental extremes (1891 and 1915), 15 summers are reconstructed as cooler but none warmer.

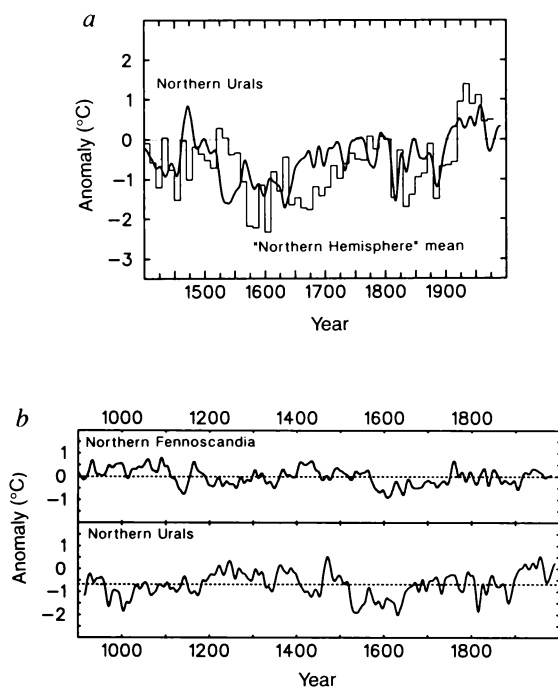


FIG. 2 *a*, The histogram shows 'mean Northern Hemisphere' summer temperatures<sup>4</sup> constructed as standardized decadal averages of 16 proxy series, compared with northern Urals temperatures smoothed to emphasise decadal variability. Both series are expressed as anomalies from the 1860–1959 mean. The data from ref. 4 have been adjusted to give a standard deviation of one over the same period. *b*, Summer temperatures in northern Fennoscandia<sup>12</sup> and the northern Urals smoothed with a 25-year low-pass filter. The vertical axes are anomalies from the respective means for 1951–70. The dotted lines show the means for 901–1981 (northern Fennoscandia) and 914–1990 (northern Urals).

marked multi-decadal variance at periods near 33 years and over a range from 60 to 70 years (as well as longer periods) which may be associated with north Atlantic oceanic forcing<sup>12,26</sup>.

Prolonged twentieth-century summer warmth over the Urals, and the slower rate of warming in recent centuries in northern Fennoscandia, are therefore at least consistent with the pattern of anthropogenically induced warming predicted by the models. Although the relative warmth through much of the thirteenth and fourteenth centuries means that statistical significance of the twentieth-century Urals warmth is equivocal, our results indicate that in this region no other period of this length has been warmer, at least during the past 1,000 years. A very limited number of high-resolution records indicate unprecedented recent warmth in other high-latitude regions, but this warmth is either observed over a shorter recent period or within a shorter overall timeframe. □

Received 6 December 1994; accepted 19 June 1995.

- Eddy, J. A. Global IGBP Change Report No. 19 (International Geosphere–Biosphere Programme, Stockholm, 1992).
- Bradley, R. S. (ed.) *Global Changes of the Past* (University Corporation for Atmospheric Res./Office of Interdisciplinary Earth Studies, Boulder, 1991).
- Bradley, R. S. & Jones, P. D. (eds) *Climate Since A.D. 1500* (Routledge, London, 1992).
- Bradley, R. S. & Jones, P. D. *The Holocene* **3**, 367–376 (1993).
- Hughes, M. K. & Diaz, H. F. *Clim. Change* **26**, 109–142 (1994).
- Shiyatov, S. G. *Dendrochronology in the Upper Tree Line in the Urals* (Nauka, Moscow, 1986) (in Russian).
- Graybill, D. A. & Shiyatov, S. G. in *Climate Since A.D. 1500* (eds Bradley, R. S. & Jones, P. D.) 393–414 (Routledge, London, 1992).
- Shiyatov, S. G. & Mazepa, V. S. in *Methods of Dendrochronology Vol. 1* (eds Kairiukstis, L. A., Bednarz, Z. & Feliksik, E.) 87–96 (IIASA/Polish Acad. Sci.—Systems Res. Inst., Warsaw, 1987).
- Cook, E. R., Briffa, K. R., Shiyatov, S. G. & Mazepa, V. S. in *Methods of Dendrochronology* (eds Cook, E. R. & Kairiukstis, L. A.) 104–123 (Kluwer/IIASA, Dordrecht, 1990).
- Fritts, H. C. *Tree Rings and Climate* (Academic, London, 1976).
- Schweingruber, F. H. *Tree Rings: Basics and Applications of Dendrochronology* (Reidel, Dordrecht, 1988).

- Briffa, K. R. et al. *Clim. Dyn.* **7**, 111–119 (1992).
- Jacoby, G. C. & Cook, E. R. *Arct. Alp. Res.* **13**, 409–418 (1981).
- Briffa, K. R., Jones, P. D., Pilcher, J. R. & Hughes, M. K. *Arct. Alp. Res.* **20**, 385–394 (1988).
- Briffa, K. R. et al. *Nature* **346**, 434–439 (1990).
- Schweingruber, F. H., Briffa, K. R. & Nogler, P. *Int. J. Biomet.* **37**, 151–169 (1993).
- Jones, P. D. et al. *J. Clim. appl. Met.* **25**, 161–179 (1986).
- Jones, P. D. & Briffa, K. R. *Int. J. Climatol.* (in the press).
- D'Arrigo, R. D. & Jacoby, G. C. Jr in *Climate Since A.D. 1500* (eds Bradley, R. S. & Jones, P. D.) 296–311 (Routledge, London, 1992).
- Folland, C. K., Karl, T. R. & Vinnikov, K. Ya. in *Climate Change: the IPCC Assessment* (eds Houghton, J. T., Jenkins, G. J. & Ephraums, J. J.) 195–238 (WMO/UNEP, Cambridge Univ. Press, 1990).
- Zwiers, F. W. & von Storch, H. *J. Clim.* **8**, 336–351 (1995).
- Cubasch, U. et al. *Clim. Dyn.* **8**, 55–69 (1992).
- Gates, W. L., Mitchell, J. F. B., Boer, G. J., Cubasch, U. & Meleshko, V. P. in *Climate Change 1992: The Supplementary Report to the IPCC Scientific Assessment* (eds Houghton, J. T., Callander, B. A. & Varney, S. K.) 97–134 (WMO/UNEP, Cambridge Univ. Press, 1992).
- Santer, B. D. et al. *Clim. Dyn.* (in the press).
- Delworth, T., Manabe, S. & Stouffer, R. J. *J. Clim.* **6**, 1993–2011 (1993).
- Stocker, T. F. *Nature* **367**, 221–222 (1994).
- Schlesinger, M. E. & Ramankutty, N. *Nature* **367**, 723–726 (1994).
- Briffa, K. R., Jones, P. D., Schweingruber, F. H., Karlén, W. & Shiyatov, S. G. in *Climate Fluctuations and Forcing Mechanisms of the Last 2,000 Years* (eds Jones, P. D., Bradley, R. S. & Jouzel, J.) (Springer, Berlin, in the press).
- Cook, E. R. & Briffa, K. R. in *Methods of Dendrochronology* (eds Cook, E. R. & Kairiukstis, L. A.) 153–162 (Kluwer/IIASA, Dordrecht, 1990).
- Cook, E. R., Briffa, K. R. & Jones, P. D. *Int. J. Climatol.* **14**, 379–402 (1994).
- Wigley, T. M. L., Briffa, K. R. & Jones, P. D. *J. Clim. appl. Met.* **23**, 201–213 (1984).

ACKNOWLEDGEMENTS. We thank E. Schär for densitometric analysis, and M. K. Hughes, T. M. L. Wigley and F. W. Zwiers for comments that helped in rewriting an earlier version of the manuscript. This work was supported by the University of East Anglia Innovation Fund and the EC Environment Research Programme (K.R.B.), the Swiss National Science Foundation (F.H.S.) and the US Dept of Energy (P.D.J.).

# НЕ ИМЕЮЩЕЕ ПРЕЦЕДЕНТА ПОТЕПЛЕНИЕ ЛЕТНИХ МЕСЯЦЕВ В XX СТОЛЕТИИ В ТЕЧЕНИЕ ПОСЛЕДНИХ 1000 ЛЕТ В СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ СИБИРИ.

перевод статьи:

Unusual twentieth-century summer warmth in a 1,000-year temperature record from Siberia // Nature. – 1995. – Vol. 376, N 6536. – P. 156-159. – Авт.: K.R. Briffa, P.D. Jones, F.H. Schweingruber, S.G. Shiyatov, E.R. Cook.

---

Мы представляем новую, основанную на древесных кольцах, реконструкцию средних летних (май-сентябрь) температур длительностью свыше 1000 лет для Северного Урала, северо-западная Сибирь. Эта высокоточная погодичная запись и изменений длительностью от десятилетий до столетия показывает, что XX столетие было самым теплым с 914 г. н.э. Первая половина XVII столетия была очень холодной, совпадающая с колебаниями средних температур всего полушария, но летние периоды в конце X и XI столетий были также относительно холодными, что заметно контрастирует с представлениями о широко распространенном теплом средневековом периоде в это время. Не имеющее прецедента потепление в XX столетии на северном Урале и его отсутствие в северной Фенноскандии согласуется с результатами современных исследований тепличного эффекта с использованием моделей общей циркуляции атмосферы (GCM), которые показывают небольшое потепление климата вдоль границ Северной Атлантики и максимальное потепление в пределах высокоширотных континентальных районов Земли. Однако, сходные теплые условия, которые наблюдались в XIII столетии, предостерегают о том, чтобы не рассматривать современные аномалии температуры и затянувшееся потепление климата на северном Урале как связанное исключительно с тепличным эффектом.

В связи с современными дискуссиями о величине изменений климата, предположительно обусловленного возрастанием выбросов тепличных газов, возрастает понимание важности длительных и с большой разрешающей способностью косвенных данных о климатических условиях прошлого (Eddy 1992; Bradley and Jones 1993). Это позволяет удлинить во времени историю климата, основанную на инструментальных наблюдениях, лучше понять природу изменчивости климата в доиндустриальный период. Длительные косвенные данные представляют собой естественную (т.е. не антропогенную) изменчивость климата как на отдельных специфических географических участках (Bradley and

Jones 1992) или в, сочетании, в масштабе континентов или даже полушария (Bradley and Jones 1993).

Несмотря на их важность, имеется сравнительно небольшое число записей, которые хорошо датированы, имеют высокую разрешающую способность и верификационную точность с точки зрения климатических ответов. Имеется заметно меньшее число таких записей, длительность которых превышает тысячу лет и более.

Измерения толщин колец с живых и полуископаемых деревьев лиственницы сибирской (*Larix sibirica*) ранее были использованы для получения непрерывного ряда, представляющего собой погодичную изменчивость прироста в районе, центр которого расположен примерно на 66 50' N, 65 15' E на восточном склоне Полярного Урала, вблизи г.Салехарда. Эта обобщенная хронология толщин колец длительностью с 961 по 1969 гг. явилась основой реконструкции температур июня-июля (Graybill and Shiyatov 1992), которая характеризовалась главным образом от погодичной до декадной изменчивости благодаря тому, что у отдельных измеренных серий были исключены возрастные тренды у обобщенной хронологии (Shiyatov and Mazepa 1987) (процесс, известный как "стандартизация" в дендроклиматологии (Fritts 1976)). В настоящее время мы заново собрали образцы с этих местообитаний и проанализировали как живые деревья, так и полуископаемый материал при помощи денситометрических методов, чтобы получить временные серии как по толщине колец, так и по максимальной плотности поздней древесины (Schweingruber 1988) протяженностью с 914 по 1990 гг.

Мы "стандартизировали" эти денситометрические данные при помощи выражения временных серий измеренных значений для каждого древесного образца как различия от эмпирически найденной линейной зависимости снижения плотности как функции возраста.

Это отношение в виде прямой линии было вычислено при помощи метода наименьших квадратов по отношению к средней плотности всех образцов, поставленных в ряд с точки зрения их камбиального возраста независимо от календарного периода роста. Полученные индексы впоследствии были усреднены в пределах каждого календарного года и тем самым в хронологии была сохранена долговременная изменчивость, а возрастной наклон у образцов был в основном исключен (Briffa, Jones, Bartholin, Eckstein, Schweingruber, Karlen, Zetterberg, Eronen 1992). Отдельные уравнения стандартизации были рассчитаны для современной и полуископаемой древесины, чтобы определить наличие систематических различий в связях между плотностью древесины и возрастом, которое могло возникнуть благодаря небольшому различию по высоте в местах взятия этой древесины (полуископаемые образцы находились до 80 м выше по сравнению с живыми деревьями). Такое различие может привести к наклону между ранней и современной отрезками хронологии. Однако, такого различия не оказалось. Мы также рассчитали стандартизированные хронологии толщин колец и плотности древесины другим способом, используя сглаживающие сплайны с частотными характеристиками, определяемыми длиной индивидуальной серии. Этот подход в совокупности с относительно короткими индивидуальными рядами позволил получить хронологии с низкой ошибкой вариации, но со спектральной плотностью, в которой резко уменьшена роль более низких частот (т.е. периодов длиннее 50-100 лет) (Cook, Briffa 1990).

Полученные хронологии использовались в серии экспериментов, чтобы использовать хорошо известную зависимость прироста деревьев от летних температур в высоких широтах (Jacoby and Cook 1981; Briffa, Jones, Pilcher and Hughes 1988; Briffa, Bartholin, Eckstein, Jones, Karlen, Schweingruber and Zetterberg 1990). Эти результаты показаны в табл.1, которые показывают, что плотностные и по ширине колец хронологии коррелируют с месячными средними температурами района, ограниченного 62.5-67.5 с.ш. и 65-75 в.д. (Jones, Raper, Bradley, Diaz, Kelly and Wigley 1986). Ответы прироста, которые в основном положительные, высокие в июне и июле с данными ширины колец. Ответ плотности является четко более сильным и показывает в пределах более длительного (май-сентябрь) сезона. Ответы также постоянны в различные временные интервалы. Средние температуры за май-сентябрь очень сильно коррелируют ( $r = 0.95$  в пределах периода 1881-1990 гг.) с суммой дневных температур выше 5 градусов в этом районе (Jones and Briffa, в печати). Результаты

регрессионного анализа, в которых средние температуры за май-сентябрь определены как функция данных по плотности и стандартизированных при помощи сплайна данных ширины колец в одни и те же годы совпадают и, кроме того, прирост деревьев (годы  $t$  и  $t+1$  соответственно) содержат очень сильную предсказующую силу (табл. 1).

Объяснимая изменчивость в пределах калибрационного периода (т.е. 66-70%) и, что более важно, уровни объяснимые при помощи независимой верификации вычисленных регрессионных уравнений (65-69%), а также общие уровни статистической значимости, основанные на некотором числе очень строгих тестов исполнения модели (RE, CE и знак первого различия - см. табл. 1), все высокого ранга среди самых высоких, имеющих в литературе на сегодняшний день. Регрессия, основанная только на предикторах плотности, также объясняет высокую степень температурной изменчивости прироста (примерно 60%), но существенно ниже, чем тех, когда использовались ширина колец и плотность в сочетании, в то время как данные толщин колец объясняют только половину этого уровня (примерно 35%).

В свыше чем 1000-летней серии реконструированных летних температур для северного Урала доминируют долговременные квазициклические колебания с периодами или относительно холодных или относительно теплых лет длительностью свыше 100-200 лет (рис. 1). На эти колебания накладываются большая вариабельность длительностью несколько десятилетий и погодичная вариабельность (табл. 2). Средняя летняя температура в XX столетии (1901-1990 гг.) является самой высокой за последние 10 столетий (на 0.2 градуса теплее по сравнению со следующим самым теплым периодом 1201-1300 гг.). Это потепление главным образом связано с 50 годами, включающими 1920-1960-е годы, конец 1960-х и 1970-х были сравнительно холодными (сравни рис. 1).

Большая часть XVI и XVII столетий были исключительно холодными, особенно 1530-е и 1540-е, 1580-е и 1590-е и 1620-е, 1630-е и 1640-е. Резко выраженное относительное похолодание в конце XVI и в XVII столетиях и потепление в XX столетии хорошо совпадает с изменчивостью, показываемой в других высокоширотных косвенных данных по летним температурам, усредненных по 16 местообитаниям Северного полушария (Bradley and Jones 1993) (рис. 2a). Однако, наиболее холодный

период длительностью два десятилетия на северном Урале, 1531-1550 г., асинхронен потеплению, выраженному в генерализированной серии и показывает более раннее начало периода с холодными летними сезонами по сравнению с данными по "полушарию" и в подобной сезонной температурной реконструкции для северной Фенноскандии, основанной на древесно-кольцевых данных для северной Швеции (Briffa, Jones, Bartholin, Eckstein, Schweingruber, Karlen, Zetterberg and Eronen 1992). Сравнение низкочастотной изменчивости в этих двух рядах (рис. 2в) показывает, что изменение летних температур в северной Фенноскандии и в пределах северного Урала проявляется в основном синхронно после 1500 г. с температурными колебаниями примерно в периоды потепления 0.3 C в северной Фенноскандии и 1.3 C на северном Урале в пределах последних 480 лет. Однако, в течение предыдущих 500 лет ход температуры в основном асинхронен в этих двух районах. Особенно это выражено между 950 и 1200 г., когда он был в основном теплым в северной Фенноскандии и холодным на северном Урале, в сильном противоречии с мнением о широкораспространенном потеплении в XI и XII столетиях (Folland, Karl and Vinnikov 1990; Mayewski, Meeker, Morrison, Twickler, Whitlow, Ferland, Meese, Legrand and Steffensen 1993). Эти материалы подтверждают пока еще малочисленные, но увеличивающиеся в числе высококачественные палеоклиматические свидетельства, оспаривающие пока преобладающую сверхпростую концепцию о глобально-синхронном, многовековом Средневековом теплом периоде (Hughes and Diaz 1994).

Эти реконструкции могут быть полезны при изучении общей циркуляции атмосферы как "естественного" (т.е. не подвергавшегося антропогенному влиянию), так и нарушенного тепличными газами климата. Сценарии будущих климатических изменений, которые могут произойти в результате увеличения концентрации тепличных газов, свидетельствуют, что максимальное потепление наиболее вероятно произойдет в высокоширотных и континентальных районах и что на территориях, граничащих с Северной Атлантикой, может проявиться небольшое потепление и даже локальное похолодание вблизи районов формирования глубинных вод (Cubasch, Hasselmann, Hock, Maier-Reiraer, Mikolajewicz, Santer and Sausen 1992; Gates, Mitchell, Boer, Cubasch and Meleshko 1992). Современная имитация изменчивости климата, учитывающая современные пограничные условия выявила важную квази-периодичность в ходе годовых температур в районе, центр которого находится на

северо-западе Атлантики длительностью между 40 и 60 годами (Delworth, Manabe and Stouffer 1993). Эта изменчивость, объясняемая с точки зрения океанических термогалинных сил, обнаружена в различных региональных рядах наблюдений и имеет возможность скрыть антропогенное потепление в районе Северной Атлантики (Schlesinger and Ramankutty 1994). Летние температуры северной Фенноскандии показывают заметные колебания длительностью около 33 лет и в пределах от 60 до 70 лет (а также и более длительные периоды), которые могут быть связаны с северными Атлантическими океаническими силами (Briffa, Jones, Bartholin, Eckstein, Schweingruber, Karlen, Zetterberg and Eronen 1992; Stocker 1994). Спектральная плотность для всего ряда североуральской реконструкции содержит более узкие полосы значимых колебаний примерно около 100 и 50 лет и слабые свидетельства значимой периодичности между 30 и 40 годами. Это очевидное свидетельство отсутствия океанического влияния на летние температуры в пределах Урала, что совместно с значительным потеплением в XX столетии и более медленной скоростью потепления в современные столетия в северной Скандинавии - все это, по крайней мере, согласуется с рисунком вызванного тепличными газами потепления, предсказанного моделями. Однако, четкое свидетельство в североуральской реконструкции о более раннем периоде потепления примерно на 1.2 C между 1000 и 1250 гг. и общее потепление в XIII столетии (хотя и не такое значимое по сравнению с XX столетием) должно предостерегать против рассмотрения современного длительного потепления в пределах северного Урала в качестве четкого свидетельства обнаружения антропогенного влияния на климат.

Свидетельства о современном беспрецедентном потеплении в течение последнего столетия в настоящее время имеются лишь для этого одного района. Другие (хотя более короткие) периоды подобного потепления были также обнаружены в других высокоширотных районах северного (D'Arrigo and Jacoby 1992) и южного (Cook, Bird, Peterson, Barbetti, Buckley, D'Arrigo, Francey and Tans 1991) полушарий.

Сейчас важная проблема возникает - является ли такое потепление более широко распространенным в северном Евразийском климате. Получение и анализ более обширной сети древесно-кольцевых хронологий, которое в настоящее время производится в этих районах, даст возможность получить ответ в ближайшем будущем.