

**Die räumlich-zeitliche Klimaentwicklung
für den thermisch-hygrischen Komplex
seit 1659 in Europa**

Dissertation zur Erlangung des

naturwissenschaftlichen Doktorgrades

der Bayrischen Universität Augsburg

vorgelegt von

Stefan A. Pohl

aus
Berlin

Oktober 2005

Eingereicht am: 6. Oktober 2005

Gutachter: Prof. Dr. Jacobeit

PD Dr. Chmielewski

PD Dr. Wetzel

Tag der mündlichen Prüfung: 19. Juni 2006

Inhaltsverzeichnis

Abbildungsverzeichnis	VII
Tabellenverzeichnis	XVII
Danksagung	XXI
Zusammenfassung	XXIII
Summary	XXV
1 Einführung und Aufgabenstellung	1
2 Untersuchungsgebiet	7
3 Datengrundlage	9
3.1 Beobachtete Klimadaten	9
3.2 Rekonstruierte Klimadaten	11
3.2.1 Historische Klimadaten	11
3.2.2 Rekonstruktion der Klimadaten	13
3.3 Diskussion	16
4 Homogenitätsanalyse	17
4.1 Methoden der Homogenitätsanalyse	18
4.1.1 Progressive Analyse	19
4.1.2 Alexandersson-Test	20
4.1.3 Gleitender t-Test	21
4.1.4 Wendepunkt-Test nach Pettitt	22
4.2 Ergebnisse	23
4.2.1 Ergebnisse innerhalb der Zeitserien	23
4.2.1.1 Temperatur	23
4.2.1.2 Niederschlag	28
4.2.2 Ergebnisse zwischen den Zeitserien	32
4.2.2.1 Temperatur	32
4.2.2.2 Niederschlag	35
4.3 Diskussion	37
5 Statistische Methode	39
5.1 Allgemeine Clusteranalyse	40
5.2 Prinzip der vollständigen nicht-hierarchischen Clusteranalyse	41

6	Validierung	45
6.1	Methode der Validierung	45
6.2	Ergebnisse der Validierung	47
6.2.1	Abhängiger Vergleich	47
6.2.2	Unabhängiger Vergleich	53
6.3	Diskussion	55
7	Klimaklassifikation	57
7.1	Geschichte der Klimaklassifikation	57
7.2	Prinzip der Klimaklassifikation	58
7.3	Klimaklassifikationsuntersuchung	60
7.3.1	Klimaklassifikation ganzjährig	60
7.3.2	Temperatur- und Niederschlagscharakteristik	66
7.4	Diskussion	71
8	Saisonbezogene Klimaklassifikation	73
8.1	Klimaklassifikation Winter	73
8.1.1	Temperatur- und Niederschlagscharakteristik	78
8.2	Klimaklassifikation Frühling	78
8.2.1	Temperatur- und Niederschlagscharakteristik	83
8.3	Klimaklassifikation Sommer	83
8.3.1	Temperatur- und Niederschlagscharakteristik	88
8.4	Diskussion	88
9	Die Klimaflächenänderungen	91
9.1	Jahresbezogene Flächenbetrachtung der Klimaklassen	91
9.1.1	Klimaklasse 1-11	95
9.1.2	Klimaklasse 12-17	96
9.1.3	Klimaklasse 18-25	97
9.1.4	Klimaklasse 26-36	98
9.1.5	Klimaklasse 37-43	99
9.1.6	Klimaklasse 50-64	100
9.1.7	Klimaklasse 65-71	101
9.1.8	Klimaklasse 72-83	102
9.2	Diskussion	102
9.3	Saisonbezogene Klimaflächenänderungen	103
9.3.1	Winterperiode	103
9.3.1.1	Klimaklasse 3-7	106
9.3.1.2	Klimaklasse 8-9	108
9.3.2	Frühlingsperiode	109
9.3.2.1	Klimaklasse 15-18	112
9.3.2.2	Klimaklasse 24-31	114
9.3.3	Sommerperiode	115
9.3.3.1	Klimaklasse 13-16	118
9.3.3.2	Klimaklasse 17-28	119
9.4	Diskussion	121

10	Untersuchung von Extremen	123
10.1	Datengrundlage	125
10.2	Methode	125
10.3	Ergebnisse der Extremwertuntersuchung	126
10.3.1	Winterextreme	127
10.3.1.1	Untere Extreme	127
10.3.1.2	Obere Extreme	129
10.3.2	Frühlingsextreme	131
10.3.2.1	Untere Extreme	131
10.3.2.2	Obere Extreme	132
10.3.3	Sommerextreme	133
10.3.3.1	Untere Extreme	133
10.3.3.2	Obere Extreme	134
10.4	Diskussion	135
11	Phänologische Untersuchung	137
11.1	Phänologisches Untersuchungsgebiet	139
11.2	Methode	140
11.3	Ergebnisse	141
11.3.1	Vegetationsbeginn von 1969 bis 1990	141
11.3.2	Vegetationsbeginn von 1661 bis 1990	143
11.3.3	Vergleich des Vegetationsbeginns mit Stationsdaten	144
11.3.4	Trends von 1661 bis 1990	146
11.3.5	Der unterschiedliche Vegetationsbeginn in den Naturräumen	149
11.4	Zusammenfassung	152
11.5	Diskussion	153
12	Resümee	157
13	Literaturverzeichnis	161
14	Anhang	173

Abbildungsverzeichnis

Abb. 1-1	Klimabestimmende Prozesse auf den verschiedenen Zeitskalen	2
Abb. 2.1	Untersuchungsgebiet.	7
Abb. 3.1	Für die Rekonstruktion nach Luterbacher et al. (2002) verwendete instrumentelle und indirekte Daten bzw. Dokumenten-Proxydaten im Untersuchungsgebiet.	13
Abb. 4.1	Progressive Analyse der Jahresmittel der Lufttemperatur für England und Deutschland im Zeitraum 1659 bis 1990.....	24
Abb. 4.2	Progressive Analyse der Jahresmittel der Lufttemperatur für Schweden und Tschechien im Zeitraum 1659 bis 1990.....	25
Abb. 4.3	Exemplarische Ergebnisse aus dem gleitenden t-Test und dem Pettitt-Test der Jahresmittel der Lufttemperatur für England im Zeitraum 1659 bis 1990.....	27
Abb. 4.4	Progressive Analyse der Jahressummen des Niederschlags für England und Deutschland im Zeitraum 1659 bis 1990.....	28
Abb. 4.5	Progressive Analyse der Jahressummen des Niederschlags für Schweden und Tschechien im Zeitraum 1659 bis 1990.....	29
Abb. 4.6	Exemplarische Ergebnisse der Jahressummen des Niederschlags aus dem gleitenden t-Test und dem Pettitt-Test für England im Zeitraum 1659 bis 1990.	30
Abb. 4.7	Progressive Analyse des Jahresmittels der Lufttemperatur für die Differenzenserie England/Deutschland im Zeitraum 1659 bis 1990.....	33
Abb. 4.8	Alexandersson-Test (SNHT) des Jahresmittels der Lufttemperatur für die Serien England/Deutschland, England/Schweden und England/Tschechien im Zeitraum 1659 bis 1990.	34
Abb. 4.9	Alexandersson-Test (SNHT) der Jahressummen des Niederschlags für die Serien England/Deutschland, England/Schweden und England/Tschechien im Zeitraum 1659 bis 1990.	36
Abb. 6.1	Vergleich der prozentualen Übereinstimmungen der gleitenden 30-jährigen Klimadaten für den Zeitraum 1901-1961.	48
Abb. 6.2	Abhängige Validierung für die Periode 1919/48.	50
Abb. 6.3	Abhängige Validierung für die Periode 1954/83.	52

Abb. 6.4	Unabhängige Validierung für die Periode 1961/90	54
Abb. 7.1	Die Jahr-Klimasituation der Periode 1661 - 1690.....	61
Abb. 7.2	Die Jahr-Klimasituation der Periode 1781 - 1810.....	62
Abb. 7.3	Die Jahr-Klimasituation der Periode 1961 - 1990.....	63
Abb. 7.4	Vergleich der mittleren Temperaturen und der mittleren Niederschlagssummen für die Zeitreihe Jahr der einzelnen Cluster- bzw. Klimaklassen.	67
Abb. 8.1	Die Winter-Klimasituation der Periode 1660 - 1689.....	75
Abb. 8.2	Die Winter-Klimasituation der Periode 1680 - 1709.....	76
Abb. 8.3	Die Winter-Klimasituation der Periode 1960 - 1989.....	77
Abb. 8.4	Die Frühlings-Klimasituation der Periode 1661 - 1690.	80
Abb. 8.5	Die Frühlings-Klimasituation der Periode 1861 - 1890.	81
Abb. 8.6	Die Frühlings-Klimasituation der Periode 1961 - 1990.	82
Abb. 8.7	Die Sommer-Klimasituation der Periode 1661 - 1690.	85
Abb. 8.8	Die Sommer-Klimasituation der Periode 1941 - 1970.	86
Abb. 8.9	Die Sommer-Klimasituation der Periode 1961 - 1990.	87
Abb. 9.1	Flächengrößen der einzelnen Cluster- bzw. Klimaklassen der ganzjährigen Klimaklassifikation.	92
Abb. 9.2	Dreiteilung des Untersuchungsgebietes in unterschiedliche klimatische Gebiete.	93
Abb. 9.3	Temperatur- und Niederschlagsreihen der Teilgebiete 1 bis 3 im Jahr.....	94
Abb. 9.4	Veränderung der Flächengröße der Cluster- bzw. Klimaklasse 1-11 im Untersuchungsgebiet.	95
Abb. 9.5	Veränderung der Flächengröße der Cluster- bzw. Klimaklasse 12-17 im Untersuchungsgebiet	96
Abb. 9.6	Veränderung der Flächengröße der Cluster- bzw. Klimaklasse 18-25 im Untersuchungsgebiet.	97
Abb. 9.7	Veränderung der Flächengröße der Cluster- bzw. Klimaklasse 26-36 im Untersuchungsgebiet.	98
Abb. 9.8	Veränderung der Flächengröße der Cluster- bzw. Klimaklasse 37-43 im Untersuchungsgebiet.	99

Abb. 9.9	Veränderung der Flächengröße der Cluster- bzw. Klimaklasse 50-64 im Untersuchungsgebiet.	100
Abb. 9.10	Veränderung der Flächengröße der Cluster- bzw. Klimaklasse 65-71 im Untersuchungsgebiet.	101
Abb. 9.11	Veränderung der Flächengröße der Cluster- bzw. Klimaklasse 72-83 im Untersuchungsgebiet.	102
Abb. 9.12	Flächengrößen der einzelnen Cluster- bzw. Klimaklassen der Winter-Klimaklassifikation.	104
Abb. 9.13	Temperatur- und Niederschlagsreihen der Teilgebiete 1 bis 3 im Winter.	105
Abb. 9.14	Veränderung der Flächengröße der Cluster- bzw. Klimaklasse 3-7 im Winter.	107
Abb. 9.15	Veränderung der Flächengröße der Cluster- bzw. Klimaklasse 8-9 im Winter.	108
Abb. 9.16	Flächengrößen der einzelnen Cluster- bzw. Klimaklassen der Frühlings-Klimaklassifikation.	109
Abb. 9.17	Temperatur- und Niederschlagsreihen der Teilgebiete 1 bis 3 im Frühling.	111
Abb. 9.18	Veränderung der Flächengröße der Cluster- bzw. Klimaklasse 15-18 im Frühling.	113
Abb. 9.19	Veränderung der Flächengröße der Cluster- bzw. Klimaklasse 24-31 im Frühling.	114
Abb. 9.20	Flächengrößen der einzelnen Cluster- bzw. Klimaklassen der Sommer-Klimaklassifikation.	115
Abb. 9.21	Temperatur- und Niederschlagsreihen der Teilgebiete 1 bis 3 im Sommer.	117
Abb. 9.22	Veränderung der Flächengröße der Cluster- bzw. Klimaklasse 13-16 im Sommer.	119
Abb. 9.23	Veränderung der Flächengröße der Cluster- bzw. Klimaklasse 17-28 im Sommer.	120
Abb. 10.1	Schematische Darstellung des oberen und unteren Extremwertbereiches in einer Normalverteilung.	126
Abb. 10.2	Natürlicher unterer Extremwertbereich für den Niederschlag des Klimatyps 8 im Winter im Vergleich mit hochwasserarmen Phasen verschiedener Flüsse und Flussabschnitte.	127
Abb. 10.3	Natürliche untere Extremwertbereiche und Trends für Temperatur und Niederschlag des Klimatyps 8 im Winter.	128

Abb. 10.4	Natürlicher oberer Extremwertbereich für den Niederschlag des Klimatyps 8 im Winter im Vergleich mit hochwasserreichen Phasen verschiedener Flüsse und Flussabschnitte.	129
Abb. 10.5	Natürliche obere Extremwertbereiche und Trends für Temperatur und Niederschlag des Klimatyps 8 im Winter.	130
Abb. 10.6	Natürliche untere Extremwertbereiche und Trends für Temperatur und Niederschlag des Klimatyps 15 im Frühling.	131
Abb. 10.7	Natürliche obere Extremwertbereiche und Trends für Temperatur und Niederschlag des Klimatyps 15 im Frühling.	132
Abb. 10.8	Natürliche untere Extremwertbereiche und Trends für Temperatur und Niederschlag des Klimatyps 19 im Sommer.	133
Abb. 10.9	Natürliche obere Extremwertbereiche und Trends für Temperatur und Niederschlag des Klimatyps 19 im Sommer.	134
Abb. 11.1	Phänologisches Untersuchungsgebiet und Lage der Naturräume	139
Abb. 11.2	Vergleich der Stationsdaten (DWD) und der Modelldaten für die Naturräume 2, 3, 6, 7, 8 und 9 im Zeitraum von 1880 bis 1941.....	145
Abb. 11.3	Der jährliche Vegetationsbeginn in Europa von 1661 bis 1990.	148
Abb. 11.4	Der Vegetationsbeginn in Europa von 1661 bis 1990 in dekadischen Perioden.	149
Abb. 14-1	Abhängige Validierung für die Periode 1901/30.	174
Abb. 14-2	Abhängige Validierung für die Periode 1902/31.	175
Abb. 14-3	Abhängige Validierung für die Periode 1903/32.	176
Abb. 14-4	Abhängige Validierung für die Periode 1904/33.	177
Abb. 14-5	Abhängige Validierung für die Periode 1905/34.	178
Abb. 14-6	Abhängige Validierung für die Periode 1906/35.	179
Abb. 14-7	Abhängige Validierung für die Periode 1907/36.	180
Abb. 14-8	Abhängige Validierung für die Periode 1908/37.	181
Abb. 14-9	Abhängige Validierung für die Periode 1909/38.	182
Abb. 14-10	Abhängige Validierung für die Periode 1910/39.	183
Abb. 14-11	Abhängige Validierung für die Periode 1911/40.	184
Abb. 14-12	Abhängige Validierung für die Periode 1912/41.	185
Abb. 14-13	Abhängige Validierung für die Periode 1913/42.	186

Abb. 14-14	Abhängige Validierung für die Periode 1914/43.....	187
Abb. 14-15	Abhängige Validierung für die Periode 1915/44.....	188
Abb. 14-16	Abhängige Validierung für die Periode 1916/45.....	189
Abb. 14-17	Abhängige Validierung für die Periode 1917/46.....	190
Abb. 14-18	Abhängige Validierung für die Periode 1918/47.....	191
Abb. 14-19	Abhängige Validierung für die Periode 1920/49.....	192
Abb. 14-20	Abhängige Validierung für die Periode 1921/50.....	193
Abb. 14-21	Abhängige Validierung für die Periode 1922/51.....	194
Abb. 14-22	Abhängige Validierung für die Periode 1923/52.....	195
Abb. 14-23	Abhängige Validierung für die Periode 1924/53.....	196
Abb. 14-24	Abhängige Validierung für die Periode 1925/54.....	197
Abb. 14-25	Abhängige Validierung für die Periode 1926/55.....	198
Abb. 14-26	Abhängige Validierung für die Periode 1927/56.....	199
Abb. 14-27	Abhängige Validierung für die Periode 1928/57.....	200
Abb. 14-28	Abhängige Validierung für die Periode 1929/58.....	201
Abb. 14-29	Abhängige Validierung für die Periode 1930/59.....	202
Abb. 14-30	Abhängige Validierung für die Periode 1931/60.....	203
Abb. 14-31	Abhängige Validierung für die Periode 1932/61.....	204
Abb. 14-32	Abhängige Validierung für die Periode 1933/62.....	205
Abb. 14-33	Abhängige Validierung für die Periode 1934/63.....	206
Abb. 14-34	Abhängige Validierung für die Periode 1935/64.....	207
Abb. 14-35	Abhängige Validierung für die Periode 1936/65.....	208
Abb. 14-36	Abhängige Validierung für die Periode 1937/66.....	209
Abb. 14-37	Abhängige Validierung für die Periode 1938/67.....	210
Abb. 14-38	Abhängige Validierung für die Periode 1939/68.....	211
Abb. 14-39	Abhängige Validierung für die Periode 1940/69.....	212
Abb. 14-40	Abhängige Validierung für die Periode 1941/70.....	213
Abb. 14-41	Abhängige Validierung für die Periode 1942/71.....	214

Abb. 14-42	Abhängige Validierung für die Periode 1943/72.....	215
Abb. 14-43	Abhängige Validierung für die Periode 1944/73.....	216
Abb. 14-44	Abhängige Validierung für die Periode 1945/74.....	217
Abb. 14-45	Abhängige Validierung für die Periode 1946/75.....	218
Abb. 14-46	Abhängige Validierung für die Periode 1947/76.....	219
Abb. 14-47	Abhängige Validierung für die Periode 1948/77.....	220
Abb. 14-48	Abhängige Validierung für die Periode 1949/78.....	221
Abb. 14-49	Abhängige Validierung für die Periode 1950/79.....	222
Abb. 14-50	Abhängige Validierung für die Periode 1951/80.....	223
Abb. 14-51	Abhängige Validierung für die Periode 1952/81.....	224
Abb. 14-52	Abhängige Validierung für die Periode 1953/82.....	225
Abb. 14-53	Abhängige Validierung für die Periode 1955/84.....	226
Abb. 14-54	Abhängige Validierung für die Periode 1956/85.....	227
Abb. 14-55	Abhängige Validierung für die Periode 1957/86.....	228
Abb. 14-56	Abhängige Validierung für die Periode 1958/87.....	229
Abb. 14-57	Abhängige Validierung für die Periode 1959/88.....	230
Abb. 14-58	Abhängige Validierung für die Periode 1960/89.....	231
Abb. 14-59	Abhängige Validierung für die Periode 1961/90.....	232
Abb. 14-60	Die Jahr-Klimasituation der Periode 1671 - 1700.....	233
Abb. 14-61	Die Jahr-Klimasituation der Periode 1681 - 1710.....	234
Abb. 14-62	Die Jahr-Klimasituation der Periode 1691 - 1720.....	235
Abb. 14-63	Die Jahr-Klimasituation der Periode 1701 - 1730.....	236
Abb. 14-64	Die Jahr-Klimasituation der Periode 1711 - 1740.....	237
Abb. 14-65	Die Jahr-Klimasituation der Periode 1721 - 1750.....	238
Abb. 14-66	Die Jahr-Klimasituation der Periode 1731 - 1760.....	239
Abb. 14-67	Die Jahr-Klimasituation der Periode 1741 - 1770.....	240
Abb. 14-68	Die Jahr-Klimasituation der Periode 1751 - 1780.....	241
Abb. 14-69	Die Jahr-Klimasituation der Periode 1761 - 1790.....	242

Abb. 14-70	Die Jahr-Klimasituation der Periode 1771 - 1800.....	243
Abb. 14-71	Die Jahr-Klimasituation der Periode 1791 - 1820.....	244
Abb. 14-72	Die Jahr-Klimasituation der Periode 1801 - 1830.....	245
Abb. 14-73	Die Jahr-Klimasituation der Periode 1811 - 1840.....	246
Abb. 14-74	Die Jahr-Klimasituation der Periode 1821 - 1850.....	247
Abb. 14-75	Die Jahr-Klimasituation der Periode 1831 - 1860.....	248
Abb. 14-76	Die Jahr-Klimasituation der Periode 1841 - 1870.....	249
Abb. 14-77	Die Jahr-Klimasituation der Periode 1851 - 1880.....	250
Abb. 14-78	Die Jahr-Klimasituation der Periode 1861 - 1890.....	251
Abb. 14-79	Die Jahr-Klimasituation der Periode 1871 - 1900.....	252
Abb. 14-80	Die Jahr-Klimasituation der Periode 1881 - 1910.....	253
Abb. 14-81	Die Jahr-Klimasituation der Periode 1891 - 1920.....	254
Abb. 14-82	Die Jahr-Klimasituation der Periode 1901 - 1930.....	255
Abb. 14-83	Die Jahr-Klimasituation der Periode 1911 - 1940.....	256
Abb. 14-84	Die Jahr-Klimasituation der Periode 1921 - 1950.....	257
Abb. 14-85	Die Jahr-Klimasituation der Periode 1931 - 1960.....	258
Abb. 14-86	Die Jahr-Klimasituation der Periode 1941 - 1970.....	259
Abb. 14-87	Die Jahr-Klimasituation der Periode 1951 - 1980.....	260
Abb. 14-88	Die Winter-Klimasituation der Periode 1670 - 1699.....	282
Abb. 14-89	Die Winter-Klimasituation der Periode 1690 - 1719.....	283
Abb. 14-90	Die Winter-Klimasituation der Periode 1700 - 1729.....	284
Abb. 14-91	Die Winter-Klimasituation der Periode 1710 - 1739.....	285
Abb. 14-92	Die Winter-Klimasituation der Periode 1720 - 1749.....	286
Abb. 14-93	Die Winter-Klimasituation der Periode 1730 - 1759.....	287
Abb. 14-94	Die Winter-Klimasituation der Periode 1740 - 1769.....	288
Abb. 14-95	Die Winter-Klimasituation der Periode 1750 - 1779.....	289
Abb. 14-96	Die Winter-Klimasituation der Periode 1760 - 1789.....	290
Abb. 14-97	Die Winter-Klimasituation der Periode 1770 - 1799.....	291

Abb. 14-98 Die Winter-Klimasituation der Periode 1780 - 1809.....	292
Abb. 14-99 Die Winter-Klimasituation der Periode 1790 - 1719.....	293
Abb. 14-100 Die Winter-Klimasituation der Periode 1800 - 1829.....	294
Abb. 14-101 Die Winter-Klimasituation der Periode 1810 - 1839.....	295
Abb. 14-102 Die Winter-Klimasituation der Periode 1820 - 1849.....	296
Abb. 14-103 Die Winter-Klimasituation der Periode 1830 - 1859.....	297
Abb. 14-104 Die Winter-Klimasituation der Periode 1840 - 1869.....	298
Abb. 14-105 Die Winter-Klimasituation der Periode 1850 - 1879.....	299
Abb. 14-106 Die Winter-Klimasituation der Periode 1860 - 1889.....	300
Abb. 14-107 Die Winter-Klimasituation der Periode 1870 - 1899.....	301
Abb. 14-108 Die Winter-Klimasituation der Periode 1880 - 1909.....	302
Abb. 14-109 Die Winter-Klimasituation der Periode 1890 - 1919.....	303
Abb. 14-110 Die Winter-Klimasituation der Periode 1900 - 1929.....	304
Abb. 14-111 Die Winter-Klimasituation der Periode 1910 - 1939.....	305
Abb. 14-112 Die Winter-Klimasituation der Periode 1920 - 1949.....	306
Abb. 14-113 Die Winter-Klimasituation der Periode 1930 - 1959.....	307
Abb. 14-114 Die Winter-Klimasituation der Periode 1940 - 1969.....	308
Abb. 14-115 Die Winter-Klimasituation der Periode 1950 - 1979.....	309
Abb. 14-116 Die Frühling-Klimasituation der Periode 1671 - 1700.....	324
Abb. 14-117 Die Frühling-Klimasituation der Periode 1681 - 1710.....	325
Abb. 14-118 Die Frühling-Klimasituation der Periode 1691 - 1720.....	326
Abb. 14-119 Die Frühling-Klimasituation der Periode 1701 - 1730.....	327
Abb. 14-120 Die Frühling-Klimasituation der Periode 1711 - 1740.....	328
Abb. 14-121 Die Frühling-Klimasituation der Periode 1721 - 1750.....	329
Abb. 14-122 Die Frühling-Klimasituation der Periode 1731 - 1760.....	330
Abb. 14-123 Die Frühling-Klimasituation der Periode 1741 - 1770.....	331
Abb. 14-124 Die Frühling-Klimasituation der Periode 1751 - 1780.....	332
Abb. 14-125 Die Frühling-Klimasituation der Periode 1761 - 1790.....	333

Abb. 14-126 Die Frühling-Klimasituation der Periode 1771 - 1800.....	334
Abb. 14-127 Die Frühling-Klimasituation der Periode 1781 - 1810.....	335
Abb. 14-128 Die Frühling-Klimasituation der Periode 1791 - 1820.....	336
Abb. 14-129 Die Frühling-Klimasituation der Periode 1801 - 1830.....	337
Abb. 14-130 Die Frühling-Klimasituation der Periode 1811 - 1840.....	338
Abb. 14-131 Die Frühling-Klimasituation der Periode 1821 - 1850.....	339
Abb. 14-132 Die Frühling-Klimasituation der Periode 1831 - 1860.....	340
Abb. 14-133 Die Frühling-Klimasituation der Periode 1841 - 1870.....	341
Abb. 14-134 Die Frühling-Klimasituation der Periode 1851 - 1880.....	342
Abb. 14-135 Die Frühling-Klimasituation der Periode 1871 - 1900.....	343
Abb. 14-136 Die Frühling-Klimasituation der Periode 1881 - 1910.....	344
Abb. 14-137 Die Frühling-Klimasituation der Periode 1891 - 1920.....	345
Abb. 14-138 Die Frühling-Klimasituation der Periode 1901 - 1930.....	346
Abb. 14-139 Die Frühling-Klimasituation der Periode 1911 - 1940.....	347
Abb. 14-140 Die Frühling-Klimasituation der Periode 1921 - 1950.....	348
Abb. 14-141 Die Frühling-Klimasituation der Periode 1931 - 1960.....	349
Abb. 14-142 Die Frühling-Klimasituation der Periode 1941 - 1970.....	350
Abb. 14-143 Die Frühling-Klimasituation der Periode 1951 - 1980.....	351
Abb. 14-144 Die Sommer-Klimasituation der Periode 1671 - 1700.....	370
Abb. 14-145 Die Sommer-Klimasituation der Periode 1681 - 1710.....	371
Abb. 14-146 Die Sommer-Klimasituation der Periode 1691 - 1720.....	372
Abb. 14-147 Die Sommer-Klimasituation der Periode 1701 - 1730.....	373
Abb. 14-148 Die Sommer-Klimasituation der Periode 1711 - 1740.....	374
Abb. 14-149 Die Sommer-Klimasituation der Periode 1721 - 1750.....	375
Abb. 14-150 Die Sommer-Klimasituation der Periode 1731 - 1760.....	376
Abb. 14-151 Die Sommer-Klimasituation der Periode 1741 - 1770.....	377
Abb. 14-152 Die Sommer-Klimasituation der Periode 1751 - 1780.....	378
Abb. 14-153 Die Sommer-Klimasituation der Periode 1761 - 1790.....	379

Abb. 14-154 Die Sommer-Klimasituation der Periode 1771 - 1800.	380
Abb. 14-155 Die Sommer-Klimasituation der Periode 1781 - 1810.	381
Abb. 14-156 Die Sommer-Klimasituation der Periode 1791 - 1820.	382
Abb. 14-157 Die Sommer-Klimasituation der Periode 1801 - 1830.	383
Abb. 14-158 Die Sommer-Klimasituation der Periode 1811 - 1840.	384
Abb. 14-159 Die Sommer-Klimasituation der Periode 1821 - 1850.	385
Abb. 14-160 Die Sommer-Klimasituation der Periode 1831 - 1860.	386
Abb. 14-161 Die Sommer-Klimasituation der Periode 1841 - 1870.	387
Abb. 14-162 Die Sommer-Klimasituation der Periode 1851 - 1880.	388
Abb. 14-163 Die Sommer-Klimasituation der Periode 1861 - 1890.	389
Abb. 14-164 Die Sommer-Klimasituation der Periode 1871 - 1900.	390
Abb. 14-165 Die Sommer-Klimasituation der Periode 1881 - 1910.	391
Abb. 14-166 Die Sommer-Klimasituation der Periode 1891 - 1920.	392
Abb. 14-167 Die Sommer-Klimasituation der Periode 1901 - 1930.	393
Abb. 14-168 Die Sommer-Klimasituation der Periode 1911 - 1940.	394
Abb. 14-169 Die Sommer-Klimasituation der Periode 1921 - 1950.	395
Abb. 14-170 Die Sommer-Klimasituation der Periode 1931 - 1960.	396
Abb. 14-171 Die Sommer-Klimasituation der Periode 1951 - 1980.	397
Abb. 14-172 Jährlicher und dekadischer Vegetationsbeginn der Naturräume 1 bis 4 von 1661 bis 1990.	414
Abb. 14-173 Jährlicher und dekadischer Vegetationsbeginn der Naturräume 5 bis 8 von 1661 bis 1990.	415
Abb. 14-174 Jährlicher und dekadischer Vegetationsbeginn der Naturräume 9 bis 12 von 1661 bis 1990.	416

Tabellenverzeichnis

Tab. 3.1	Klimageschichtliche Datenformen zur Klimaidentifikation der Vergangenheit.....	12
Tab. 4.1	Gesicherte natürliche Inhomogenitäten an den einzelnen untersuchten Punkten.	32
Tab. 7.1	Temperatur- und Niederschlagscharakteristik aller 9 Klimaklassen für die ganzjährigen, 30-jährigen Perioden für den Zeitraum 1661-1990.....	66
Tab. 7.2	Einteilung der ganzjährigen Klimaklassen nach subjektiven Kriterien	67
Tab. 7.3	Temperatur- und Niederschlagscharakteristika im Jahr innerhalb der Cluster- bzw. Klimaklasse 12-17.....	69
Tab. 8.1	Temperatur und Niederschlag aller 9 Klimaklassen im Winter.....	78
Tab. 8.2	Temperatur und Niederschlag aller 9 Klimaklassen im Frühling.....	83
Tab. 8.3	Temperatur und Niederschlag aller 9 Klimaklassen im Sommer.	88
Tab. 9.1	Durchschnittliche Flächengrößen der Klimaklassen im Untersuchungsgebiet über den Untersuchungszeitraum 1661-1990.....	92
Tab. 9.2	Korrelation der Flächenänderungen zwischen den Klimaklassen (Kl.) im Jahr	95
Tab. 9.3	Durchschnittliche Flächengrößen der Klimaklassen im Untersuchungsgebiet von 1660-1989 im Winter.	104
Tab. 9.4	Korrelation der Flächenänderungen zwischen den Klimaklassen (Kl.) im Winter.....	106
Tab. 9.5	Durchschnittliche Flächengrößen der Klimaklassen im Untersuchungsgebiet von 1661-1990 im Frühling.....	110
Tab. 9.6	Korrelation der Flächenänderungen zwischen den Klimaklassen (Kl.) im Frühling	112
Tab. 9.7	Durchschnittliche Flächengrößen der Klimaklassen im Untersuchungsgebiet von 1661-1990 im Sommer.	116
Tab. 9.8	Korrelation der Flächenänderungen zwischen den Klimaklassen (Kl.) im Sommer	118

Tab. 11.1	Korrelationen zwischen monatlichen Temperaturen T1(Januar) bis T5(Mai) und dem Vegetationsbeginn (B) aller Naturräume (NR) und Europa (EU).	142
Tab. 11.2	Parameter der Naturräume (NR) über den gesamten Zeitraum von 1661 bis 1990.	143
Tab. 11.3	Trends des Vegetationsbeginns (B) und der Temperatur in den einzelnen Naturräumen (NR) über den gesamten Zeitraum von 1661 bis 1990.	146
Tab. 11.4	Die zeitliche Einteilung des Vegetationsbeginns der Naturräume in Vegetationsgruppen, aufsteigend nach dem Vegetationsbeginn.....	150
Tab. 11.5	Gruppen mit Jahresangaben, die einem bestimmten Vegetationsbeginn zugeordnet sind.....	151
Tab. 14-1	Temperatur- und Niederschlagscharakteristika im Jahr innerhalb der Cluster- bzw. Klimaklasse 1-11.....	261
Tab. 14-2	Temperatur- und Niederschlagscharakteristika im Jahr innerhalb der Cluster- bzw. Klimaklasse 18-25.....	264
Tab. 14-3	Temperatur- und Niederschlagscharakteristika im Jahr innerhalb der Cluster- bzw. Klimaklasse 26-36.....	266
Tab. 14-4	Temperatur- und Niederschlagscharakteristika im Jahr innerhalb der Cluster- bzw. Klimaklasse 37-43.....	269
Tab. 14-5	Temperatur- und Niederschlagscharakteristika im Jahr innerhalb der Cluster- bzw. Klimaklasse 44-49.....	271
Tab. 14-6	Temperatur- und Niederschlagscharakteristika im Jahr innerhalb der Cluster- bzw. Klimaklasse 50-64.....	273
Tab. 14-7	Temperatur- und Niederschlagscharakteristika im Jahr innerhalb der Cluster- bzw. Klimaklasse 65-71.....	277
Tab. 14-8	Temperatur- und Niederschlagscharakteristika im Jahr innerhalb der Cluster- bzw. Klimaklasse 72-83.....	279
Tab. 14-9	Temperatur- und Niederschlagscharakteristika im Winter innerhalb der Cluster- bzw. Klimaklasse 1-2.....	310
Tab. 14-10	Temperatur- und Niederschlagscharakteristika im Winter innerhalb der Cluster- bzw. Klimaklasse 3-7.....	311
Tab. 14-11	Temperatur- und Niederschlagscharakteristika im Winter innerhalb der Cluster- bzw. Klimaklasse 8-9.....	313
Tab. 14-12	Temperatur- und Niederschlagscharakteristika im Winter innerhalb der Cluster- bzw. Klimaklasse 10-12.....	314
Tab. 14-13	Temperatur- und Niederschlagscharakteristika im Winter innerhalb der Cluster- bzw. Klimaklasse 13-17.....	315

Tab. 14-14	Temperatur- und Niederschlagscharakteristika im Winter innerhalb der Cluster- bzw. Klimaklasse 18-23.....	317
Tab. 14-15	Temperatur- und Niederschlagscharakteristika im Winter innerhalb der Cluster- bzw. Klimaklasse 24-33.....	319
Tab. 14-16	Temperatur- und Niederschlagscharakteristika im Winter innerhalb der Cluster- bzw. Klimaklasse 34-36.....	322
Tab. 14-17	Temperatur- und Niederschlagscharakteristika im Winter innerhalb der Cluster- bzw. Klimaklasse 37-38.....	323
Tab. 14-18	Temperatur- und Niederschlagscharakteristika im Frühling innerhalb der Cluster- bzw. Klimaklasse 1-2.....	352
Tab. 14-19	Temperatur- und Niederschlagscharakteristika im Frühling innerhalb der Cluster- bzw. Klimaklasse 3-5.....	353
Tab. 14-20	Temperatur- und Niederschlagscharakteristika im Frühling innerhalb der Cluster- bzw. Klimaklasse 6-10.....	354
Tab. 14-21	Temperatur- und Niederschlagscharakteristika im Frühling innerhalb der Cluster- bzw. Klimaklasse 11-14.....	356
Tab. 14-22	Temperatur- und Niederschlagscharakteristika im Frühling innerhalb der Cluster- bzw. Klimaklasse 15-18.....	357
Tab. 14-23	Temperatur- und Niederschlagscharakteristika im Frühling innerhalb der Cluster- bzw. Klimaklasse 19-23.....	358
Tab. 14-24	Temperatur- und Niederschlagscharakteristika im Frühling innerhalb der Cluster- bzw. Klimaklasse 24-31.....	360
Tab. 14-25	Temperatur- und Niederschlagscharakteristika im Frühling innerhalb der Cluster- bzw. Klimaklasse 32-59.....	362
Tab. 14-26	Temperatur- und Niederschlagscharakteristika im Frühling innerhalb der Cluster- bzw. Klimaklasse 60-63.....	369
Tab. 14-27	Temperatur- und Niederschlagscharakteristika im Sommer innerhalb der Cluster- bzw. Klimaklasse 1-2.....	398
Tab. 14-28	Temperatur- und Niederschlagscharakteristika im Sommer innerhalb der Cluster- bzw. Klimaklasse 3-5.....	399
Tab. 14-29	Temperatur- und Niederschlagscharakteristika im Sommer innerhalb der Cluster- bzw. Klimaklasse 6-12.....	400
Tab. 14-30	Temperatur- und Niederschlagscharakteristika im Sommer innerhalb der Cluster- bzw. Klimaklasse 13-16.....	402
Tab. 14-31	Temperatur- und Niederschlagscharakteristika im Sommer innerhalb der Cluster- bzw. Klimaklasse 17-28.....	403

Tab. 14-32 Temperatur- und Niederschlagscharakteristika im Sommer innerhalb der Cluster- bzw. Klimaklasse 29-40.....	406
Tab. 14-33 Temperatur- und Niederschlagscharakteristika im Sommer innerhalb der Cluster- bzw. Klimaklasse 41-47.....	409
Tab. 14-34 Temperatur- und Niederschlagscharakteristika im Sommer innerhalb der Cluster- bzw. Klimaklasse 48-53.....	411
Tab. 14-35 Temperatur- und Niederschlagscharakteristika im Sommer innerhalb der Cluster- bzw. Klimaklasse 54-56.....	413

Danksagung

An erster Stelle möchte ich Herrn Dr. habil. Werner und Herrn Prof. Dr. Gerstengarbe danken, die bei der Initiierung, der Durchführung und den vielen Diskussionen mit Rat und Tat zur Seite standen. Sehr herzlich möchte ich auch Herrn Prof. Dr. Jacobeit danken, der der Arbeit bei der Fertigstellung den letzten Schliff gegeben hat und dafür sorgte, dass sie ihre letzte Hürde nehmen durfte. Ein weiterer herzlicher Dank gebührt Herrn Dr. Chmielewski, der vor allem dem letzten Kapitel der Arbeit die Grundlage gab und sein Wissen und seine Daten zur Verfügung gestellt hat. Beiden Herren gilt mein besonderer Dank, da sie die Arbeit mitbetreut und begutachtet haben.

Dank gebührt weiterhin den Kollegen Herrn Dr. Österle, Herrn Dr. Böhm, Herrn Kücken, Frau Werner und im Besonderen Martin Wodinski, der bei der Erstellung der vielen Grafiken sein ganzes Wissen einfließen ließ.

Für die Bereitstellung der historischen Daten danke ich sehr herzlich Herrn Dr. Luterbacher aus Bern (Schweiz), sowie den Herren Prof. Pfister und Prof. Glaser, die durch ihre mühevollen über Jahre andauernde Suche und Zusammenstellung der verschiedensten historischen Wetterbeobachtungen erst zum Zustandekommen der Klimadaten beigetragen haben. Auch Herrn Dr. Beck vom DWD gebührt ein herzlicher Dank für den letzten Test in dieser Arbeit.

Ferner möchte ich mich bei den Kollegen des Institutes bedanken, die im Hintergrund sehr zum Gelingen der Arbeit beitrugen, wie Frau Uffrecht, die bei der Besorgung von Literatur tatkräftig mithalf, sowie den Menschen, die um die elektronische Datenverarbeitung sehr engagiert sind, wie Helmut Miethke, Achim Glauer, Dietmar Giebitz und Roger Grzondziel.

Ein großer Dank gebührt vor allem denen, die mir auch in moralischer Hinsicht, mit Witz und Humor über schwierige Momente hinweggeholfen haben, sowie mich bei den Korrekturarbeiten unterstützt haben. Dieser besondere Dank gilt dem Musiker Micha Götz, seiner Frau Kerstin, Brit, dem Literaten Thomas Fuchs und Frau/Freundin Bettina sowie Ulrike und Dieter sowie Hartmut, der mir eine Sicht der Dinge auch aus einer anderen Perspektive ermöglichte.

Der wichtigste Dank gebührt meiner Mutter und vor allem meiner Familie, die es trotz ihres Anspruches auf ihren Papi dennoch ermöglicht hat, dass diese Arbeit fertig gestellt werden konnte. Der ausdrückliche Dank gebührt meiner Frau Martina, die mir in allen auch stressigen Situationen zur Seite stand und der ich im Besonderen zum Gelingen der Arbeit zutiefst dankbar bin!

Zusammenfassung

Die Temperaturerhöhung gilt als zentraler Indikator für den Klimawandel auf der Erde. Neben der Klimatologie und den angrenzenden Natur- und Sozialwissenschaften wird der Klimawandel seit jeher auch von der allgemeinen Bevölkerung verfolgt. Fundierte Einblicke in die Klimavariabilität und Klimaveränderung der Vergangenheit sind eine Grundvoraussetzung, um die Veränderungen des Klimas auf globaler und regionaler Ebene diskutieren zu können. An dieser Stelle setzt diese Arbeit an. Sie hat zur Aufgabe, das historische Klima der letzten rund 300 Jahre detailliert zu untersuchen. Ein Problem solcher historischer Klimauntersuchungen liegt in der Datenverfügbarkeit. Deshalb wird auf historische Messreihen und Aufzeichnungen zurückgegriffen, mit denen durch eine geeignete Rekonstruktionsmethode kontinuierliche, monatliche Klimadaten aus Temperatur und Niederschlag von 1659 bis 1990 über Europa auf einem Gitter von $0,5^\circ \times 0,5^\circ$ erzeugt wurden.

Mit den historischen Klimadaten wurden umfangreiche Homogenitätstests durchgeführt. Diese ergaben für die Temperatur- und Niederschlagsparameter Inhomogenitäten zu unterschiedlichen Zeiten des Untersuchungszeitraumes. Für die Temperatur wurden Inhomogenitäten erst am Beginn des 20. Jahrhunderts festgestellt. Dort rühren sie hauptsächlich von der globalen Erwärmung her und weniger von der Klimadatenrekonstruktion, für die zu diesem Zeitpunkt mehr Daten zur Verfügung standen. Beim Niederschlag treten Inhomogenitäten bereits im Übergang zum 18. Jahrhundert auf, die dort mit dem Wechsel von einer kühleren zu einer wärmeren Phase zusammenhängen. Die Ergebnisse bestätigen, dass es sich nicht um Artefakte, sondern um klimainduzierte Inhomogenitäten handelt, die eine weitere Klimauntersuchung rechtfertigen.

Große Aufmerksamkeit wurde der Validierung der Klimadaten geschenkt. Aufgrund der beschränkten Datenverfügbarkeit eines vergleichbaren Referenzdatensatzes konnten nur die letzten rund 100 Jahre seit 1901 untersucht werden. Die Validierung wurde mit einer abgewandelten Form der zur Klimaklassifikation verwendeten Clusteranalyse vorgenommen. Die Ergebnisse zeigten für den genannten Zeitraum punktbezogen, welcher der beiden Klimaparameter mit dem Referenzdatensatz übereinstimmte. Hierbei konnte gezeigt werden, welcher Klimaparameter relativ zum Validierungsdatensatz nicht korrespondierte. Es konnte gezeigt werden, dass es einen hohen Grad an Übereinstimmungen gab. Wenn zwischen den Klimadatensätzen keine oder nur geringe Übereinstimmungen existierten, so konnte dafür kein systematischer Fehler nachgewiesen werden.

Einen wesentlichen Aspekt dieser Arbeit bildet die Einteilung der Klimadaten in statistisch signifikante Klimaräume bzw. -typen. Es wurde auf die üblichen, von außen vorgegebenen Einteilungskriterien zur Klimaeinteilung bzw. Klimaklassifikation verzichtet, um einerseits eine objektive, den Daten entsprechende Einteilung zu ermöglichen und andererseits detailliertere Untersuchungen des historischen Klimas vornehmen zu können. Zu diesem Zweck wurde eine eigens dafür entwickelte Clusteranalyse verwendet, die es ermöglicht, verschiedene Klimaparameter gleichzeitig einzuteilen. Neben einer exakten Darstellung der verschiedenen Klimatypen konnten mit dieser Methode auch die Klimaverschiebungen in

Europa umfassend dargestellt und erläutert werden. Es wurden jährliche und saisonale Perioden betrachtet, die die Klimaentwicklung über den gesamten Untersuchungszeitraum von rund 300 Jahren vom Late Maunder Minimum bis zum heutigen Zeitpunkt präzise zeigen.

Die Resultate der Klimaklassifikation aus den unterschiedlichen Perioden wurden weiter dazu verwendet, die Flächengrößen und -verschiebungen quantitativ über den gesamten Zeitraum zu untersuchen. Dafür wurden aus den 0,5°-Gitterpunkten die sphärisch überspannten Flächen der Klimatypen berechnet, die vom Breitengrad abhängig sind. Die Ergebnisse verdeutlichen, dass sich die Flächengrößen der verschiedenen Klimaklassen in den unterschiedlichen zeitlich betrachteten Perioden im Untersuchungszeitraum in kalten und warmen Phasen stark ändern. Dabei treten Flächenschwankungen in den Klimaklassen nicht gleichmäßig auf, sondern bestimmte Klassen haben größere Flächengrößenschwankungen als andere Klassen, womit eine differenzierte Aussage über das Klima in bestimmten Regionen im Untersuchungsgebiet ermöglicht wird.

Ein weiteres Interesse galt der Untersuchung von Extremen in den historischen Klimareihen. Dazu wurden Extremwerte aus den einzelnen Klimatypen der Klimaklassifikation den Extremen aus historischen Hochwasserereignissen verschiedener deutscher Flüsse gegenübergestellt. Es konnte durch die Untersuchung kein eindeutiger Zusammenhang zwischen den Extremen der Niederschlagsreihen der entsprechenden Klimatypen und den betrachteten Flüssen und Flussabschnitten festgestellt werden. Dagegen konnte bei der Betrachtung der Extreme der Parameter Temperatur und Niederschlag über den gesamten Zeitraum eine Zunahme der Klimavariabilität bis heute festgestellt werden.

Die historischen Temperaturreihen wurden weiterhin für die Untersuchung der Phänologie im Untersuchungsgebiet verwendet. Neben einer europaweiten Betrachtung des Vegetationsbeginns wurden kleinere Regionen, so genannte Naturräume, phänologisch analysiert. Die Ergebnisse zeigen, dass es in den vergangenen Jahrhunderten zu deutlichen Verfrühungen und Verspätungen des Vegetationsbeginns gekommen ist. Darüber hinaus wird ein signifikanter Trend zu einer Verfrühung des Vegetationsbeginns von Beginn des Untersuchungszeitraumes bis heute sowohl europaweit als auch in den Naturräumen festgestellt. Daneben konnte gezeigt werden, dass innerhalb der betrachteten Naturräume die Sensitivität des Vegetationsbeginns gegenüber den Frühjahrstemperaturen von Norden nach Süden abnimmt.

Die hier gewonnenen Ergebnisse stellen einen Beitrag zur Untersuchung des Klimawandels in Europa über die Zeit von 1659 bis 1990 dar. Die Form und die räumliche Auflösung der Klimaklassifikation ermöglichen es, die verschiedenen Klimasituationen der Vergangenheit dynamisch zu beschreiben und in den europäischen Klimakontext einzuordnen sowie Klimaveränderungen fundiert zu erläutern.

Summary

Increase of temperature is regarded as a decisive indicator for climatic changes on earth. In addition to climatology and related disciplines among the natural and social sciences, climatic changes always have been of great interest to the population in general. Well-founded information on climatic variability and climatic changes of the past are basic requirements for discussing regional and global climatic changes. The main task here is a detailed investigation of the historical climate over the past 300 years. The availability of historical climatic data is one of the main problems in such an investigation. For this reason series of weather measurements and indirect historical weather records are used as basis for a reconstruction method to recreate monthly climate data for temperature and precipitation from 1659 to 1990 over Europe on a half-degree grid.

Extensive homogeneity tests were carried out with this historical data. Results indicated inhomogeneity of temperature and precipitation over various periods within the investigation period. Temperature inhomogeneity was detected at the beginning of the 20th century. Here global warming was the main reason for the inhomogeneity, and not the reconstruction of the more available data. Precipitation inhomogeneity was detected in the transition from the 17th to the 18th centuries. These inhomogeneities are related to changes from a colder to a warmer phase. The results confirm that these are not artificially produced, but are indeed climatic induced inhomogeneities, which justifies further climate studies.

The validation of the climate data was given great attention. Due to the limited amount of referenced data the comparison to the historical data could only be investigated over the last 100 years. The same - but somewhat modified - cluster analysis was used for the classification. The method demonstrated grid-related results and indicated which parameters did not agree with the reference climatic parameter. This comparison revealed a high degree of accordance between the historical and reference data series. If there was no or very little congruence between them, no systematic error could be found.

An essential aspect of this study is the classification of the climatic data in statistically significant climate types. Classification based on empirical criteria was not used in this study. In this way, it was possible to carry out an objective classification concerning the data and to achieve a more detailed overview of the historical climate investigation. Also to this end, a specifically tailored cluster analysis was used. This analysis allows classification of various climate parameters simultaneously. In addition to the exact representation of the climate types, complete climatic movements in Europe could be demonstrated and explained. For the investigation of the climate development over 300 years from the Late Maunder Minimum till now, annual and seasonal periods were considered.

Further, the results of the classification were used to investigate the size and displacements of surface area of the climate over several periods of time. For this investigation the 0,5°-grid points have been converted into the spherically spanned surface areas of the climate types, which are dependent on the degree of latitude. These results verify that the area size of the

various climate classes in different time periods in cold and warm phases in the investigation area vary eminently. Though area size changes in the different climate classes do not appear regularly, certain classes have more area size changes than others. This information makes it possible to obtain differentiated climate changes in specified regions of the investigation area.

An additional purpose of this study was the investigation of extreme values in the historical climate series. For this purpose, extreme values for different climate types of the climate classification were compared with extreme values from historical flood events of various rivers in Germany. Results represented no clear relationships between extreme values within the precipitation series of the climate types, and the extreme values of the corresponding flood events. The consideration of extreme values of precipitation and temperature however, has shown an increase of climate variability from the past up to now.

The historical temperature series were also used to investigate phenology within the investigation area. Along with an European-wide consideration of the start of the growing season, smaller regions, so-called natural regions, were phenologically analysed. Results show that in past centuries clear phases occurred when the beginning of the growing season was premature or delayed. Moreover, results demonstrate a significant trend of premature growing seasons from the beginning of the investigation period until now. This trend has been determined all over Europe as well as in the individual natural regions. In addition, it was possible to demonstrate that the sensitivity of the growing seasons with regard to spring temperatures decreases from north to south within the considered natural regions.

The obtained results make a contribution to the investigation of climate changes in Europe from 1659 to 1990. The form and the spatial resolution of the climate classification enables the dynamic description of various climate situations of the past. They are classifiable within the European climate context and are as well sound demonstrations of climate changes.

1 Einführung und Aufgabenstellung

Der Klimawandel beschäftigt seit je her die Menschheit (Pfister, 1999) und wird seit einigen Jahren durch das gehäufte Auftreten verschiedener Wetterextreme - oft kontrovers - in den Medien diskutiert. Der sich vollziehende Klimawandel ist unbestritten, wobei der Einfluss des Menschen auf das Klima auch unter Wissenschaftlern kritisch diskutiert wird. Dabei sehen die Klimaskeptiker den Einfluss des Menschen als gering an, obwohl der verstärkte Eintrag von klimabeeinflussenden Gasen und Aerosolen durch den Menschen seit dem Beginn der Industrialisierung vielfach untersucht und verdeutlicht worden ist (Rahmstorf, 2003). Die Vorhersage einer Klimaänderung, die zum Beispiel von einer Erhöhung der globalen Temperatur von 1,4 °C bis 5,8 °C bis ins Jahr 2100 (IPCC, 2001b) ausgeht, zeigt, dass die Klimavariabilität durch den natürlichen und anthropogenen Einfluss sehr verschieden ist und eine räumliche und zeitliche Differenzierung der Klimaverhältnisse für das Verständnis des Klimawandels notwendig ist. So sind zum Beispiel Trendanalysen als statistische Methoden oder globale Klimamodelle (GCM) wichtige Hilfsmittel, um die Auswirkungen des Klimawandels beschreiben und diskutieren zu können. Dafür sind jedoch umfassende Untersuchungen des Klima-Ist-Zustandes sowie der Klimageschichte eine wesentliche Voraussetzung.

Bis vor einigen Jahren waren Aussagen über den Klimawandel noch relativ grob. Heute sind die Ergebnisse durch detailliertere Eingangsdaten und höhere Rechengeschwindigkeiten deutlich höher aufgelöst. Die Aufbereitung von historischen, klimarelevanten Daten entweder durch direkt gemessene Daten (Messreihen) oder durch indirekte Daten (Proxyreihen) ist zu einer wichtigen Grundvoraussetzung geworden, um genaue Aussagen über die Klimavariabilität machen zu können. Die vorliegende Arbeit setzt an dieser Stelle an und möchte mithilfe rekonstruierter Klimadaten, wie sie aus Messreihen und Proxydaten entstanden sind, einen Überblick über das Klima und seine Veränderungen von der Vergangenheit bis heute aufzeigen. Ziel ist es dabei, die rekonstruierten Daten mit einer eigens dafür entwickelten statistischen Methode zu klassifizieren und über diese Klassifikation die entstandenen Klimatypen in zeitlich verschiedenen Perioden (Jahres- und Saisonalbetrachtung) darzustellen, um daraus die Klimavariabilität über rund 300 Jahre zu verdeutlichen. Auf der Grundlage der Klassifikation werden weitergehende Anwendungen gezeigt, die die Klimavariabilität detaillierter betrachten.

Der Klimawandel der letzten Jahrhunderte spielt eine Schlüsselrolle bei der Untersuchung des anthropogenen Einflusses auf das Klima, sowohl auf globaler als auch regionaler Ebene (Mann et al., 1998, Jones et al., 2001). Da gemessene Klimadaten als homogene Zeitreihen nur ca. 150 Jahre zurückreichen (Bradley, 2000), in einzelner Form auch weiter (Luterbacher et al., 2002), bilden solche historischen Daten nur einen unzureichenden Bestand an Informationen, um daraus umfassende klimatische Veränderungen abzuleiten. Um dennoch die Klimaveränderung seit dem 17. Jahrhundert beschreiben zu können, sind historische Überlieferungen über Wetterereignisse (Proxydaten) (Kap. 3.2.1), wie sie zum Beispiel detailliert bei Pfister (1999) für die Schweiz und bei Glaser (2001) für Deutschland beschrieben werden, zu einem wichtigen Bestandteil der Klimaforschung geworden. Proxydaten bilden eine unerlässliche Basis bei der Rekonstruktion von Klimadaten. Solche indirekten Daten sind ein unverzichtbarer Schatz an

überlieferten Wetterbeobachtungen, die sich durch Indexierung und geeignete statistische Methoden gut zur Betrachtung des früheren Klimas einsetzen lassen. Historische und heutige Klimainformationen ergeben zusammen Hinweise über den möglichen Einfluss des Menschen auf das Klima. Mit solchen Informationen lassen sich durch Klimaszenarienrechnungen unter Verwendung entsprechender Modelle (Werner & Gerstengarbe, 1997) ebenso zukünftige Klimaveränderungen auf globaler und regionaler Ebene abschätzen. Damit stellen sie ein Hilfsmittel dar, um zukünftige Entscheidungen und Maßnahmen in der Klimapolitik zu initiieren.

Die Rekonstruktion von Klimadaten wie Temperatur und Niederschlag spielt in der historischen und bis in die Gegenwart reichenden Untersuchung der Klimavariabilität eine bedeutende Rolle. So sind in der Zeit des Late Maunder Minimums (1675-1715) und des frühen 18. Jahrhunderts (Frenzel, 1994; Pfister, 1999; Jacobeit et al., 1999, Jacobeit et al., 2001; Luterbacher et al., 2002) sowie in der Zeit des Dalton Minimums (1790-1830) (Silverman, 1992; Hoyt et al., 1994; Bard et al., 2000; Usoskin et al., 2001, 2002; Mursula et al., 2003) deutlich kühlere Klimaperioden aufgetreten als in der übrigen Zeit bis heute. Dabei spielen die natürlichen Klimafaktoren wie der Vulkanismus und die solare Einstrahlung eine große Rolle für die Klimavariabilität. Diese natürlichen Klimawirkungsfaktoren treten aber durch den zunehmenden Einfluss des Menschen auf der Zeitskala von wenigen Jahrzehnten bis Jahrhunderten in den Hintergrund. Die Abb. 1-1 bietet einen Überblick über die das Klima beeinflussenden Prozesse, wobei nachstehend näher auf den Vulkanismus, der terrestrischen Lithosphäre, und die extraterrestrische solare Strahlung eingegangen wird.

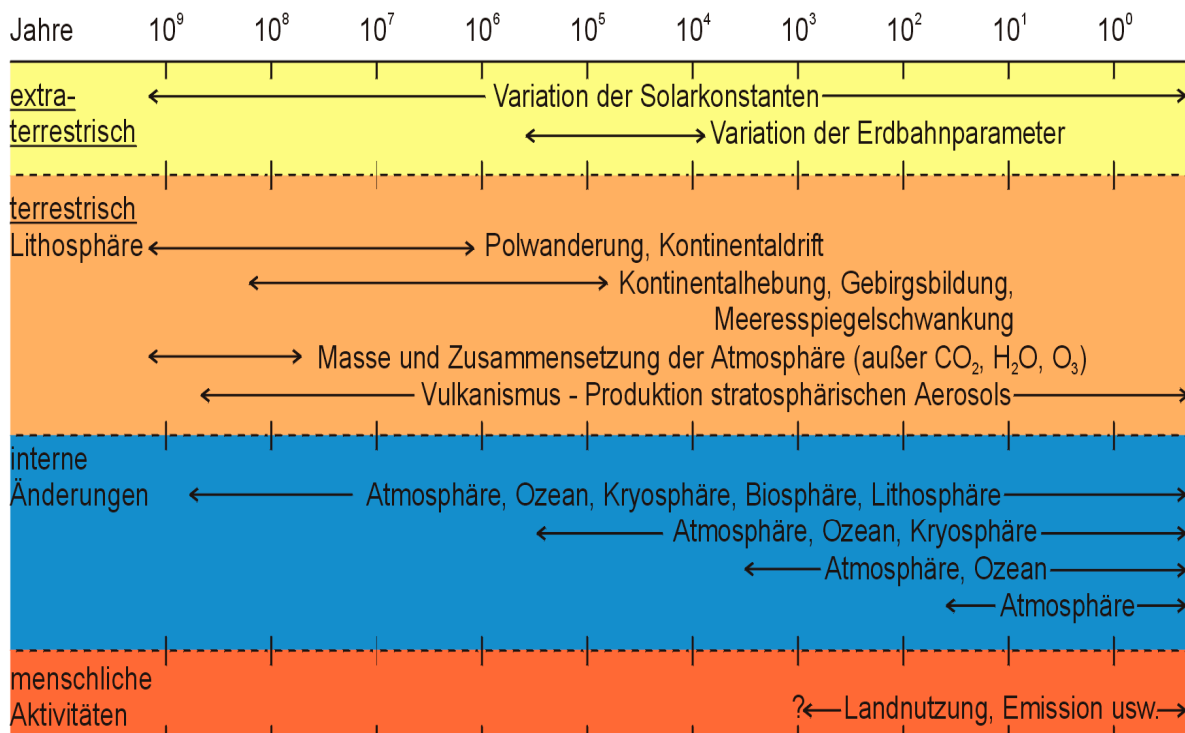


Abb. 1-1 Klimabestimmende Prozesse auf den verschiedenen Zeitskalen

Der Vulkanismus führt durch den eruptiven Ausstoß mikroskopisch kleiner Partikel und durch die Mengen an verschiedenen Gasen zu einer Anreicherung der Atmosphäre, die bis in die Stratosphäre reichen kann. Dieser Effekt wirkt sich nach Lamb (1982) und Robock (2000) noch

drei bis vier Jahre nach dem Ausstoß durch eine Reduzierung der solaren Einstrahlung auf das Erdklima aus (Bertrand et al., 1999). Die reduzierte Einstrahlung im kurzwelligen Bereich und die fast ungehindert in den Weltraum emittierte langwellige Strahlung führen dabei zu einer globalen Abkühlung um rund 0,2 °C bis 0,3 °C (Zielinski, 2000). Briffa et al. (1998) zeigen in Untersuchungen an Baumringen, wie sich der Vulkanismus - Eruptionen von Tambora 1815, des Krakatau 1883, des Nowarupta 1912 und des Pinatubo 1991 - auf die Sommertemperaturen der Nordhemisphäre und damit auf das Baumringwachstum der letzten 600 Jahre auswirkte. Briffa et al. (1998) und Free & Robock (1999) messen dem Vulkanismus in der Zeit des Late Maunder Minimums und des Dalton Minimums die größte Bedeutung für die Klimavariabilität in dieser Zeit bei. Allgemein wird dem Vulkanismus ein höherer Einfluss auf die Klimavariabilität beigemessen als den Intensitätsschwankungen der solaren Strahlung (Lean & Rind, 1998).

Die Intensität der Sonne selbst, aber auch die Stellung der Erde zur Sonne durch die Ekliptik und die Neigung der Erdachse sind wichtige Aspekte (Lamb, 1982; Beer et al., 2000), die die Sonneneinstrahlung auf der Erde und schließlich das Klima mitbeeinflussen (Lamb, 1982). Die Sonnenaktivität war nachweislich in der Zeit des Late Maunder Minimums, des Dalton Minimums und im Übergang zum 20. Jahrhundert geringer als in den letzten 300 Jahren bis heute (Rind, 2002). Dieses zeigen unter anderem Untersuchungen von Bard et al. (2000) an den radioaktiven Elementen C^{14} und Be^{10} in Eisbohrkernen und Baumringen, die dort in den genannten Perioden eine erhöhte Konzentration aufwiesen. Als indirekte Daten geben die radioaktiven Elemente darüber Auskunft, wie stark die kosmogenen Elemente durch die magnetischen Felder der solaren Winde abgelenkt werden und in der Erdatmosphäre die Bildung von radioaktiven Elementen verursachen. Die Aktivität der Sonne lässt sich über die Anzahl der Flecken auf der Sonne quantifizieren und ist dabei proportional zur Stärke der von der Sonne abgegebenen solaren magnetischen Winde. Dabei besitzt die Sonne verschiedene Intensitätszyklen, wobei der seit dem Mittelalter bekannte 11-jährige Zyklus (Schwabe-Zyklus) (Lean & Rind, 1999; Beer et al., 2000) erstmals bei Eddy (1976) im Zusammenhang mit der Klimavariabilität gesehen wurde. Die Intensität der Sonne und die Auswirkungen in den vergangenen Jahrhunderten wurden durch Modellierung mit globalen Klimamodellen verschieden hoch quantifiziert. So wurde in der Periode der Kleinen Eiszeit (1500-1850) (Rind, 2002) langfristig eine um 0,3-0,5 % geringere Ausstrahlung der Sonne abgeschätzt, die eine Temperaturenniedrigung von 0,5 °C bis 1,5 °C auf der Erde zur Folge hatte (Nesme-Ribes et al., 1993; Cubasch et al., 1997). Innerhalb des Late Maunder Minimums wird die Ausstrahlung der Sonne sehr verschieden bewertet. Dabei wird der Unterschied zwischen dem Minimum und Maximum der Sonnenausstrahlung bei Haigh (1996) gering mit nur 0,08 % abgeschätzt, während andere wie Lean et al. (1995), Hoyt & Schatten (1993), Solanki & Fligge (1998) und Reid (1997) eine Abnahme der solaren Ausstrahlung von 0,2 % bis 0,65 % für diese Zeit beziffern. Dabei scheint der Einfluss der solaren Einstrahlung auf die globale mittlere Temperatur grundsätzlich gering zu sein, wohingegen sich die Einstrahlung regional bedeutend stärker auf die Temperatur auswirkt (Shindell et al, 1999).

Aus den Untersuchungen von Crowley (2000) mit einem Energiebilanzmodell geht hervor, dass die Temperaturschwankungen vor der industriellen Zeit (vor 1850) zwischen 41 % bis 64 % durch die wichtigsten natürlichen Klimafaktoren, die Strahlungsintensität der Sonne und den Vulkanismus (Lamb, 1982), erklärt werden können. Die starke Erwärmung der Atmosphäre seit Mitte des 19. Jahrhunderts ist dagegen zum größten Teil auf die intensive Emission des Treibhausgases CO_2 bei der Verbrennung fossiler Brennstoffe und auf die Abholzung auf der

Erde durch den Menschen zurückzuführen (Crowley, 2000; Gerber et al., 2003). Der CO₂-Gehalt der Atmosphäre ist seit dieser Zeit um mehr als 30 % angestiegen (IPCC, 2001a).

Informationen über klimabeeinflussende Faktoren bilden eine wichtige Grundvoraussetzung für die Beurteilung des Klimas in der Vergangenheit, der Gegenwart und der Zukunft sowie für die Quantifizierung von Klimaveränderungen und deren Einfluss in verschiedene umweltrelevante Disziplinen. Für die Klimauntersuchung sind dabei möglichst lange Klimazeitreihen notwendig. Als probates Mittel werden für Klimarekonstruktionen neben möglichst langen Messreihen auch nicht direkt gemessene Klimadaten (Proxydaten) verwendet. Solche Klimadaten sind in der Klimatologie mittlerweile allgemein anerkannt und stellen eine wesentliche Datengrundlage dieser Arbeit dar, die im Kap. 3 näher erläutert wird.

Für die historische Klimabetrachtung werden die Parameter Temperatur und Niederschlag verwendet, die aus zwei verschiedenen Klimadatentypen bestehen. Es werden beobachtete und historische Daten unterschieden, wobei Erstere aus weltweiten Wetterdaten des letzten Jahrhunderts bestehen und von New et al. (1999) und New et al. (2000) von der Climate Research Unit (CRU) der Universität East Anglia (Großbritannien) auf einem regelmäßigen globalen 0,5°-Gitternetz nach Längen- und Breitengrad in monatlicher Auflösung aufbereitet wurden, wie im Kap. 3.1 näher erläutert wird. Für die nachfolgende historische Klimauntersuchung wurden rekonstruierte Klimadaten verwendet, die auf gemessenen (direkten) und nicht-gemessenen (indirekten) Klimadaten beruhen. Wie diese Daten von Luterbacher et al. (2002) aufbereitet und zusammengestellt wurden, wird im Kap. 3.2 näher erläutert.

Einen wichtigen Aspekt bei der Untersuchung von Klimavariabilitäten in langen Klimazeitreihen stellt die Homogenität (Bradley & Jones, 1995) dar. Hierbei muss zwischen der künstlichen Inhomogenität, den so genannten Artefakten, und der natürlichen Inhomogenität, wie sie durch Klimaänderung bzw. Klimafluktuationen hervorgerufen wird, unterschieden werden. Die Homogenität der rekonstruierten Klimareihen wird im Kap. 4 mit verschiedenen statistischen Tests untersucht. Dabei wurde der Verwendung verschiedener Tests große Aufmerksamkeit geschenkt, um die Ergebnisse der Tests untereinander besser vergleichen zu können und gleichzeitig die Ergebnisse besser abzusichern.

Um die historische Klimavariabilität der letzten rund 300 Jahre aus den etwa 90 Mio. Klimadaten bzw. Klimapunkten abzuleiten, wurden diese mit einer Einteilungsmethode in klimatologisch sinnvolle Klimatypen klassifiziert. Diese Klassifizierungsmethode ermöglicht es, gleichzeitig mehrere Klimaparameter (Gerstengarbe & Werner, 1999, Gerstengarbe et al., 1999), hier Temperatur und Niederschlag, in Klimatypen zusammenzufassen. Die Methode, die im Kap. 5 beschrieben wird, ist eine spezielle Form der Clusteranalyse, die für solche Anwendungen entworfen wurde.

Grundsätzlich bietet die Verwendung einer Clusteranalyse eine sehr effiziente Methode, um Klimadaten objektiv in Klimatypen einzuteilen (Fovell & Fovell, 1993). Im Gegensatz zur Klimaeinteilung nach Köppen und Geiger (Köppen, 1936; Hupfer & Bernhardt, 1991; Kraus, 2001), bei der von außen Bedingungen für die Einteilung von Klimatypen vorgegeben werden, entstehen bei der hier verwendeten Clustermethode die Einteilungskriterien innerhalb des Clusterprozesses durch die Daten selbst. Die Vorschriften aus der angewendeten Statistik bilden dabei objektive Entscheidungs- bzw. Einteilungskriterien. In den Kap. 7 und Kap. 8 werden

dazu Zeitreihen in jährliche und saisonale 30-jährige Perioden eingeteilt, die für den gesamten rund 300-jährigen Betrachtungszeitraum ein vollständiges Bild der Klimavariabilität in Europa ermöglichen.

Die Validierung von Klimadaten spielt in der Untersuchung von Klimaveränderungen eine wichtige Rolle. Dabei ist die Suche nach vergleichbaren, umfangreichen Klimadaten oft schwierig. Für den Vergleich der historischen Daten mit entsprechenden Referenzdaten wurde auf die Daten der Climate Research Unit (CRU) zurückgegriffen. Es wird mit diesen Daten nicht der gesamte Untersuchungszeitraum für einen Vergleich abgedeckt, sondern nur die letzten rund 100 Jahre von 1901 an, aber die räumliche und zeitliche Auflösung der Daten entspricht der der historischen Daten. Damit ist eine punktgenaue Überprüfung der Klimadaten für das letzte Jahrhundert möglich. Um der exakten Überprüfung der Klimadaten nachkommen zu können, wurde auf ein erweitertes Verfahren der bereits erwähnten speziellen Clusteranalyse (Kap. 5.2) zurückgegriffen, das neben der punktgenauen Übereinstimmung auch den Einfluss der beiden Klimaparameter gleichzeitig abschätzen kann (Gerstengarbe et al., 2005). Diese Validierungsmethode und die damit erstellten Ergebnisse werden im Kap. 5 vorgestellt.

Durch die Klimaklassifikationen (Kap. 7 und Kap. 8) werden die räumlichen Strukturen der Verbreitung von Klimatypen und deren periodische Veränderungen der letzten 300 Jahre dargestellt. Dabei bleibt das quantitative Ausmaß der Klimatypen im Untersuchungsgebiet unberücksichtigt. Erst durch die Betrachtung der Flächengrößen und -verschiebungen der einzelnen Klimatypen werden solche Aussagen ermöglicht. Die verschiedenen Flächengrößen werden dabei aus den Klimatypen der Klimaklassifikationen (Jahr oder Saison) extrahiert und im Kap. 9 näher untersucht. Hierbei werden aus den verschiedenen Gitterboxen entsprechend der sphärischen Erdstruktur die Flächengrößen berechnet.

Der Untersuchung von extremen Wetter- bzw. Klimaerscheinungen wird in der Klimatologie seit längerem große Bedeutung beigemessen. Global haben extreme Witterungsereignisse zugenommen (IPCC, 2001b) und drücken sich zum Beispiel durch große Trockenheit und Hitze oder durch Stürme und Überflutungen aus. Dabei werden Überflutungen in den Küstenregionen durch Stürme und in den küstenfernen Gebieten, wie den alpinen und flussnahen Gebieten, durch das Aufeinanderfolgen von Schnee- und Gletscherschmelze und/oder kurzen, starken Niederschlagsereignissen hervorgerufen. Solche starken Niederschlagsereignisse werden durch Frontal- oder orographische Niederschläge und weniger durch konvektive Niederschläge (Dyck & Peschke, 1995; Kraus, 2001) verursacht. In den alpinen Gebieten führen extreme Niederschläge in Form von Regen zu verstärkten Hangrutschungen mit zum Teil erheblichen Schäden für Natur und Menschen sowie in Form von starken Schneefällen zu erhöhter Lawinengefahr. In den letzten Jahren sind europaweit, besonders aber auch in Deutschland, extreme Hochwasserereignisse aufgetreten, wie beispielsweise in den Odergebieten (Oderflut 1997) und in den Elbegebieten (Elbeflut 2002), die zu schweren Schäden an natürlichen Ressourcen und materiellen Gütern führten. Aber auch die Flüsse Rhein, Main, Saale, Donau und andere sind von starken Hochwasserereignissen betroffen. Die Analyse von extremen klimatischen Ereignissen wie Hochwasser und die sie verursachenden klimatischen Konstellationen in der Vergangenheit gibt dabei wichtige Informationen über Häufigkeit und Intensität solcher Ereignisse. In Verbindung mit Informationen über extreme Ereignisse der Gegenwart geben sie Aufschluss darüber, ob und wie sich extreme Hochwasserereignisse verändert haben und möglicherweise weiter verändern werden. Allerdings ist die Bestimmung und Untersuchung von Extremen sehr kritisch zu betrachten, wie Nicholls (1995) feststellt, da

verschiedene Messmethoden unterschiedliche Interpretationsmöglichkeiten zulassen und dadurch der Vergleich von Extremen gleicher Art problematisch ist. Die Häufung von klimatischen Extremereignissen in den letzten Jahren wirft die Frage auf: Sind solche Ereignisse auch in der früheren, vorinstrumentellen Zeit aufgetreten? Um dieser Frage nachzugehen, werden im Kap. 10 Niederschlagsextreme aus den 30-jährigen Perioden der Klimaklassifikation mit historischen Überflutungsaufzeichnungen verschiedener, überwiegend in Deutschland liegender Flüsse eingehend untersucht.

Auch die Beobachtung des Pflanzenwachstums ist zu einem wichtigen Aspekt bei der Beschreibung von Klimaveränderungen geworden und hat in der Klimaforschung an Bedeutung gewonnen. Eine wesentliche Rolle für das Pflanzenwachstum spielen die Klimafaktoren Temperatur und Niederschlag, in den mittleren und hohen Breiten insbesondere die Temperatur im Frühjahr (Chmielewski & Rötzer, 2001). Die Untersuchung der Phänologie schließt auch die Möglichkeit mit ein, aus den Ergebnissen Informationen für andere terrestrische Ökosystemprozesse abzuleiten, die beispielsweise den Wasser-, den Nährstoff- und den Kohlenstoffkreislauf (Kindermann et al., 1996, White et al., 1999, Thornley & Cannell, 2001) betreffen. Bei einer weiteren Verwendung der historischen Klimadaten (Kap. 3.2) wird im Kap. 11 der Beginn des Pflanzenwachstums in der Vergangenheit untersucht. Über diesen phänologischen Aspekt kann die Klimavariabilität bzw. die Klimaveränderung bis auf regionaler Ebene vom Late Maunder Minimum bis in die Gegenwart diskutiert und die Frage beantwortet werden, ob und wo sich das Wachstum in den letzten Jahrhunderten innerhalb des Untersuchungsgebietes verändert hat.

2 Untersuchungsgebiet

Das Untersuchungsgebiet erstreckt sich über ganz Europa und angrenzende Regionen, wie Abb. 2.1 zeigt. Dabei umfasst es die geografischen Koordinaten von 70°N bis 30°N und von 30°W bis 40°E und verläuft vom östlichen Grönland bis in den Nahen Osten.

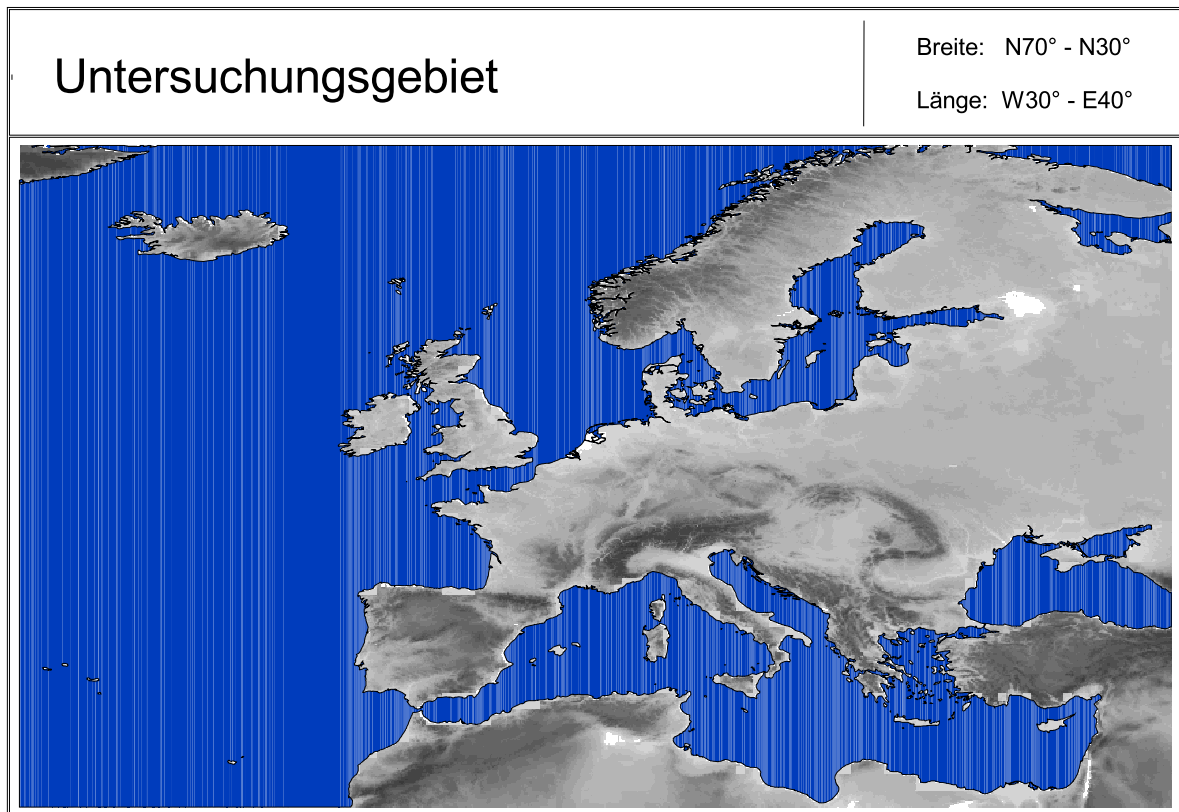


Abb. 2.1 Untersuchungsgebiet.

Das Klima im Untersuchungsgebiet wird durch verschiedene Faktoren maßgeblich beeinflusst. Dazu gehört zum Beispiel ein ausgeprägtes nordatlantisches Drucksystem, das durch das Islandtief und das Azorenhoch gebildet wird. Im Osten des Gebietes ist vor allem im Winter ein ausgeprägtes Hochdrucksystem von Bedeutung (Barry & Chorley, 1992).

Das Phänomen des nordatlantischen Drucksystems wird als Nord-Atlantik Oszillation (NAO) (Cook, 1998; Hurrell, 2001) bezeichnet und beschreibt durch den NAO-Index die Luftdruckdifferenz zwischen Azorenhoch und Islandtief. Ein stark positiver Index weist auf ein ausgeprägtes Azorenhoch bzw. Islandtief hin, das mit einer starken ostwärts (zonalen) gerichteten Grund- bzw. Luftströmung verbunden ist. Dagegen weist ein stark negativer NAO-Index auf schwache oder umgekehrte Druckverhältnisse zwischen den Azoren und Island hin, was oft mit meridionalen Strömungen (Nord-Südrichtung) einhergeht.

Ein weiterer klimarelevanter Faktor für das Untersuchungsgebiet ist der primär windangetriebene Golfstrom (Barry & Chorley, 1992), der einen Teil der globalen

thermohalinen Zirkulation im Atlantik darstellt (Rahmstorf, 1996; Rahmstorf, 2000). Die Zirkulation führt warmes Oberflächenwasser aufgrund des nordpolar gerichteten Wärmestromes von der karibischen See und dem Golf von Mexiko (Äquatornähe) entlang der Ostküste Nordamerikas bis in die Labrador See und in die Grönland See. Dort kühlt sich das Oberflächenwasser durch Abgabe der Wärmeenergie an die Atmosphäre ab, was durch die Ostwärtströmung der Luft wärmere Luft nach Europa transportiert und dazu führt, dass der Winter in Europa milder ist als in Kanada. Durch die Abkühlung des Oberflächenwassers wird dieses schwerer bzw. dichter und sinkt zum Ozeanboden ab. Das entstandene Tiefenwasser strömt südwärts den Atlantik zurück, um in Äquatornähe erneut erwärmt zu werden und in Nordrichtung als Oberflächenwasser zu strömen.

Das Untersuchungsgebiet wird von zahlreichen Gebirgszügen durchzogen, die das Klima ebenso beeinflussen. Dazu gehört beispielsweise das skandinavische Gebirge, das sowohl die von Westen kommenden atlantischen als auch die von Nordosten kommenden Strömungen in ihrer Zugrichtung stört. Ebenfalls klimabestimmend wirken sich die Alpen, die Pyrenäen sowie die Gebirge des Balkans aus. Sie bilden eine Trennung zwischen den mediterranen und dem nördlich von diesen Gebirgen gelegenen Klimagebieten (Barry & Chorley, 1992).

3 Datengrundlage

Die dieser Arbeit zugrunde liegenden Klimadaten entstammen verschiedenen Quellen und können in zwei Kategorien unterschieden werden. Zum einen werden beobachtete Klimadaten, zum anderen rekonstruierte Klimadaten verwendet.

3.1 Beobachtete Klimadaten

Die als *beobachtete Klimadaten* bezeichneten Klimaparameter entstammen der Climate Research Unit der Universität von East Anglia, England (New et al., 1999, New et al., 2000) - im weiteren Verlauf als *CRU-Daten* bezeichnet - und stehen für das letzte Jahrhundert bis 1998 in monatlich gemittelter Ausführung und mit einer Auflösung von $0,5^\circ$ in Längen- und Breitengrad über den Landflächen der Kontinente außer der Antarktis zur Verfügung. Für die Ausführung dieser Arbeit werden die Klimaparameter Temperatur und Niederschlag bis 1990 verwendet.

Die CRU-Daten werden aus einer großen Zahl von beobachteten Klima- und Wetterstationsdaten gebildet, die auf den Kontinenten zum Teil in sehr unterschiedlicher Dichte verteilt sind. Aufgrund der ursprünglich beobachteten Klimadaten, die für die Interpolation verwendet wurden, wird im weiteren Verlauf von *beobachteten* Klimadaten gesprochen. Auf die Erstellung dieser Klimadaten wird nachfolgend näher eingegangen.

Der Aufbereitung der langen Zeitreihe von 1901 bis 1998 (New et al., 2000) ging die Erstellung einer Normalperiode von 1961-1990 (New et al., 1999) voraus. Dafür wurde eine Interpolationsform gewählt, die sowohl Längen- und Breitengrad als auch die Höhe berücksichtigt und als *thin-plate spline*-Methode (Hutchinson, 1995) bezeichnet wird. Dabei wird für jeden zu entwickelnden Klimaparameter aus den Stationsdaten ein mittleres Klima (1961-1990) im Längen- und Breitengradraster von $0,5^\circ$ erzeugt. Mit der gleichen Interpolationsmethode wird für jeden Klimaparameter in Bezug auf das mittlere Klima ein monatliches Anomaliefeld (1961-1990), wiederum im Rastermaß von $0,5^\circ$, gebildet. Durch die unterschiedliche Stationsdichte wurden für die Interpolation verschieden große Gebiete definiert, in denen für jeden Klimaparameter eigene *spline*-Funktionen entwickelt wurden. Anschließend wurden das mittlere Klima und das monatliche Anomaliefeld kombiniert und daraus eine entsprechende monatliche Zeitserie im $0,5^\circ$ -Raster für jeden Klimaparameter erstellt.

Für die Interpolation der langen Klimareihe (1901-1998) wurde bei New et al. (2000) zuerst der Einfluss der Klimapunkte untereinander bestimmt. Dabei wird die Distanz betrachtet, bei der zwischen den Stationspunkten für jeden Klimaparameter noch ein signifikanter Einfluss besteht. Dafür wird bei New et al. (2000) eine spezielle Korrelation verwendet, die als *correlation decay distance* (CDD) (Dai et al., 1997) bezeichnet wird und angibt, bei welcher Entfernung bei einem 95 %-Signifikanzniveau zwischen den Stationspunkten kein Einfluss mehr besteht. Der Einfluss ist dabei vom Klimaparameter selbst und vom Breitengrad abhängig

(New et al., 2000). Aus den verwendeten Zeitserien der unregelmäßig verteilten Messstationen wurden für jeden Parameter Anomalieserien zum Klimamittel (1961-1990) erstellt.

Um den Einfluss jeder Messstation auf den zu interpolierenden Gitterpunkt zu berücksichtigen, wurde für jede Messstation eine Wichtung aus Distanz und Winkel verwendet, die als *angular distance-weighted interpolation* (ADW) (Willmott et al., 1985) bezeichnet wird. Die Methode bietet den Vorteil, dass näher gelegene Gitterpunkte einen höheren Einfluss auf den zu interpolierenden Punkt haben als weiter entfernt liegende Gitterpunkte. Der Einfluss der Höhe bleibt bei dieser Interpolationsform unberücksichtigt.

Für den ersten Teil der Interpolation wurden die acht am nächsten gelegenen Messstationen einbezogen und gewichtet nach der Korrelationsfunktion

$$r = e^{-\frac{x}{x_0}}, \quad 3.1$$

die im Einflussbereich der Klimastationen positiv ist (Jones et al.; 1996, 1997). Darin steht x_0 für die CDD und x für die Distanz zwischen Gitterpunkt und Messpunkt. Auf diese Weise wird für jeden Gitterpunkt und jeden Messpunkt k eine Distanzwichtung nach

$$w_k = r^m \quad 3.2$$

aufgestellt. Die Wichtung ist dabei von der CDD abhängig, die bei kleinem Koeffizienten größer wird. Die Potenz m bildet einen Faktor, der aus der Vergleichsprüfung zwischen interpoliertem Gitterpunkt und den Messstationen gebildet wurde. Je höher dieser Faktor gewählt wird, desto geringer wird der Einfluss der weiter entfernt liegenden Messstationen, während auf der anderen Seite aber bei zu klein gewähltem Faktor eine zu starke Glättung der interpolierten Gitterpunkte hervorgerufen wird und eine Abschwächung der räumlichen Variabilität entsteht. Bei einer Vergleichsprüfung wurde der geringste Fehler bei $m = 4$ gefunden (New et al., 2000).

Eine zweite Komponente der Distanzwichtung bilden die Winkel der einzelnen Messpunkte untereinander. Dabei wird für jeden Messpunkt n_j eine Wichtung a_k nach

$$a_k = \frac{\sum_{l=1}^{n_j} w_l [1 - \cos \theta_l(k, l)]}{\sum_{l=1}^{n_j} w_l}, \quad l \neq k \quad 3.3$$

berechnet, worin $\theta(k, l)$ der Winkelabstand der Messpunkte k und l gegenüber dem Scheitelwinkel des zu interpolierenden Gitterpunktes j ist, ausgehend von seinen sphärischen, berechneten Koordinaten. Dabei ist w_l die Distanzwichtung zum Messpunkt l .

Die Kombination beider Teilwichtungen ergibt die Winkel-Abstands-Wichtung W_k (ADW) definiert als:

$$W_k = w_k(1 + a_k). \quad 3.4$$

Aus den hieraus für jeden Monat von 1901-1998 interpolierten Anomaliegittern wurde in Kombination mit der monatlichen Klimatologie 1961-1990 (New et al., 1999) ein monatliches Klimamuster mit absoluten Zahlen für jeden Klimaparameter erstellt.

3.2 Rekonstruierte Klimadaten

Für die Untersuchung der historischen Klimatologie des Zeitraumes von 1659 bis 1990 werden rekonstruierte Klimadaten aus gemittelten Temperatur- und Niederschlagsdaten über dem Festland verwendet. Diese rekonstruierten Klimadaten, die durch Jürg Luterbacher vom Geografischen Institut der Universität Bern (Schweiz) mithilfe geeigneter statistischer Methoden entstanden sind (Luterbacher et al., 2002), werden im Kap. 3.2.2 näher beschrieben. Das nachfolgende Kap. 3.2.1 soll einen Einblick in die Welt der indirekten - also nicht direkt gemessenen - Klimadaten auch Proxydaten genannt, ermöglichen.

3.2.1 Historische Klimadaten

Einen wichtigen, wenn nicht sogar den wichtigsten Aspekt der Klimarekonstruktion früherer Jahrhunderte stellt die Überlieferung von historischen Klimadaten dar (Pfister, 1999; Glaser, 2001). Da instrumentelle Messreihen in Mitteleuropa nur 130 bis 240 Jahre zurückreichen, ist es nur durch das Vorhandensein von räumlich und zeitlich hochaufgelösten Klimadaten überhaupt möglich, eine Abschätzung der früheren Klimasituation aufzuzeigen und signifikante Klimaunterschiede und Trends zur heutigen Klimasituation zu betrachten und zu analysieren. Nach Pfister (1999) können die klimageschichtlichen Datenformen in zwei verschiedene Archivformen unterschieden werden: in Archive der Natur und Archive der Gesellschaft. Die Archive wiederum werden in direkte und indirekte Daten oder Proxydaten unterteilt. Nachfolgend stellt Tab. 3.1 die Erscheinungsformen der unterschiedlichen, überlieferten, klimarelevanten Daten dar.

Tab. 3.1 Klimageschichtliche Datenformen zur Klimaidentifikation der Vergangenheit. (Pfister, 1999, verändert).

Archive der Natur		
Direkte Daten		
Indirekte Daten oder Proxydaten		
- Spuren klimatisch beeinflusster Prozesse	organische - Baumringe - Tier und Pflanzenreste - Fossiles Holz - Fossile Pollen und Sporen - Torfbildung etc.	nicht organische - Eisbohrkerne - terrestrische Sedimente (auch organisch) - Seesedimente (auch organisch) - Gletscherablagerungen - Rinnenfüllungen
Archive der Gesellschaft		
Direkte Daten		
Beschreibungen - Anomalien - Naturkatastrophen - Witterungsverläufe - tägliches Wetter	Messdaten - Luftdruck - Temperatur - Niederschlag - Pegel	
Indirekte oder Proxydaten		
organische - Blüte- und Reifezeit von Pflanzen - Erntetermine von Kulturpflanzen - Weinmosterträge - Zuckergehalt von Weinmost	nicht organische - Wasserstände von Flüssen und Seen - Vereisung von Flüssen und Seen - Schneefälle - Dauer der Schneebedeckung	
religiöse Quellen, Bildquellen, Karten und Inschriften - Bittprozessionen - Hoch- und Niedrigwassermarken		
<i>Sachquellen</i> - archäologische Reste		

Während die direkten Daten, wie sie in Tab. 3.1 aufgeführt sind, durch Ort und Zeit meist als konkrete quantifizierbare Daten zur weiteren statistischen Untersuchung vorliegen, müssen die indirekten Daten oder Proxydaten, die in Ort und Zeit oftmals Unschärfe aufzeigen, wie beispielsweise Baumringanalysen, erst durch geeignete Klassifizierung in Zeitreihen aufbereitet und kalibriert, beziehungsweise zu entsprechenden metrischen Klimaparametern in Beziehung gesetzt werden. Die Problematik, die mit klimatischen Zeitreihen einhergeht, bereitet oftmals Schwierigkeiten bei qualitativen Aussagen und kann durch die Untersuchung der Homogenität beurteilt und gelöst werden. Im Kapitel zur Homogenitätsuntersuchung (Kap. 4) werden die verwendeten rekonstruierten Daten eingehend untersucht.

3.2.2 Rekonstruktion der Klimadaten

Bei der Rekonstruktion der Daten wurde auf einen umfangreichen Datenbestand an früh-instrumentellen Stationsdaten und einen großen Bestand an Dokumenten-Proxydaten (Kap. 3.2.1) von 1659 bis 1990 zurückgegriffen (Luterbacher et al., 2002), wie es in Abb. 3.1 dargestellt wird.

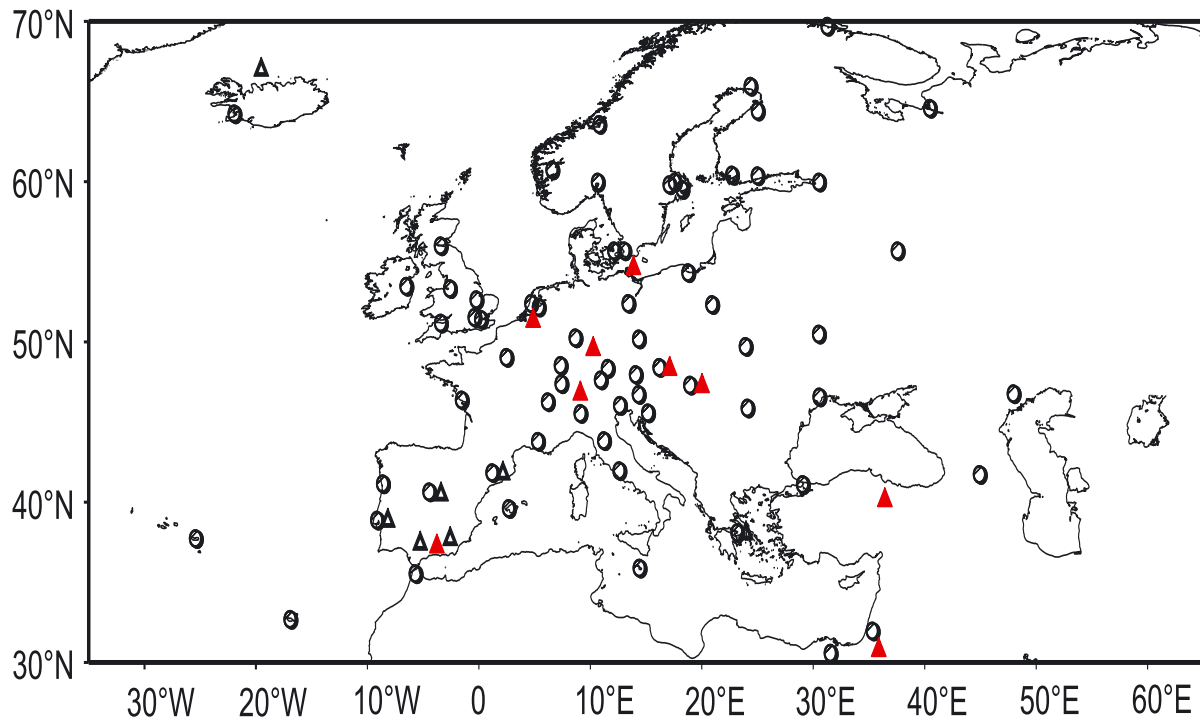


Abb. 3.1 Für die Rekonstruktion nach Luterbacher et al. (2002) verwendete instrumentelle und indirekte Daten bzw. Dokumenten-Proxydaten im Untersuchungsgebiet. Instrumentelle Daten = Kreise; Indirekte Daten = Dreiecke, rote Dreiecke für Daten vor 1659.

Für die Rekonstruktion der "gitterten" Temperatur- und Niederschlagsfelder zurück bis 1659 wurden verschiedene unabhängige (direkte und indirekte) Klimaparameter (vgl. Kap. 3.2.1) (Prädiktoren) verwendet (vgl. Luterbacher et al., 2002). Auf der anderen Seite wurden zur Rekonstruktion abhängige Klimadaten (Prädiktanden) aus dem Datenbestand von New et al. (1999) und New et al. (2000) für das 20. Jahrhundert eingesetzt. Diese dienen vor allem zur Kalibrierung des statistischen Modells für die Rekonstruktion zurück bis 1659.

Die Rekonstruktion der monatlich gemittelten Daten von 1659 bis 1990 wurde durch Hauptkomponentenanalyse sowie durch Multiregressionsanalyse vorgenommen (Luterbacher et al., 2002). Für die Durchführung der Analyse wurden zuerst alle für den jeweiligen zu rekonstruierenden Monat zur Verfügung stehenden Daten des 20. Jahrhunderts extrahiert. Aufgrund der großen Anzahl an unterschiedlichen Datenbeständen der vergangenen Jahrhunderte wurden 297 verschiedene Fälle für die monatliche Rekonstruktion entwickelt. Für jeden einzelnen Fall wurden die statistischen Beziehungen zwischen den Prädiktoren und den Prädiktanden für den Kalibrierungszeitraum (1901-1960) erstellt. Die dadurch erhaltenen Transferfunktionen wurden auf die korrespondierenden Prädiktoren eines unabhängigen Zeitraumes (Verifikationsperiode: 1961-1990) angewendet. Der Vergleich zwischen den

geschätzten und gemessenen Daten während der Verifikationsperiode gibt einen Hinweis auf die Güte des statistischen Modells, was bedeutet, mit welcher Genauigkeit mit den zur Verfügung stehenden Daten der Kalibrierungsperiode die "Wirklichkeit" in einer unabhängigen Periode wiedergegeben werden kann. Für einzelne Prädiktoren, welche in der Vergangenheit nur in indizierter Form vorliegen (abgeleitet von Dokumentenerkenntnissen aus Witterungstagebüchern etc., d.h. nicht instrumentell gemessen), wurden die korrespondierenden instrumentellen Daten aus dem 20. Jahrhundert für die Kalibrierung in Indexreihen (-3 bis +3) umgewandelt. Damit gelangen die instrumentellen Daten auf den gleichen Stand wie die rekonstruierten Temperatur- und Niederschlagsdaten der Indexreihen aus den verschiedenen europäischen Gebieten.

Die Rekonstruktion der historischen Klimadaten wurde von Luterbacher et al. (2002) folgendermaßen durchgeführt: Aus den monatlich standardisierten Temperatur- und Niederschlagsdaten (Prädiktanden) von New et al. (1999) und New et al. (2000) wird über alle Gitterpunkte $x = 1, \dots, q$ für die Untersuchungsperiode $t = 1, \dots, n$ für einen Kalibrierungszeitraum von 1901 bis 1960 ein $P_{cal}(t, x)$ (**Prädiktanden**) berechnet. In gleicher Weise wird für die standardisierten Beobachtungen, bestehend aus den direkten, gemessenen Daten und den indirekten, dokumentierten Daten, vorgegangen, indem $S_{cal}(t, y)$ (**Prädiktoren**) mit $y = 1, \dots, p$ aller Stationen und $t = 1, \dots, n$ für den gleichen Zeitraum (1901 bis 1960) berechnet werden. Die $P_{cal}(t, x)$ und $S_{cal}(t, y)$ werden in Muster zerlegt, die aus drei Monaten für jede klimatische Saison pro Parameter bestehen. Aus diesen Mustern werden durch empirische Orthogonalfunktionen (Preisendorfer, 1988; Schönweise, 2000; Storch & Zwiers, 2002) die ersten Hauptkomponenten (Muster-EOFs) gebildet, die den größten Teil der Varianz abbilden. Die so entwickelten räumlichen Muster spiegeln den größten Teil der Variabilität aus den Daten wieder und werden nicht mehr durch etwaige störende Details - auch als Rauschen bezeichnet - beeinflusst.

Aus den i -ten und j -ten EOF-Mustern α_{yi} und β_{xi} werden i -te $i = 1, \dots, p^* < p$ und j -te $j = 1, \dots, q^* < q$ EOF-Zeitserien $M_{cal}(t, i)$ und $N_{cal}(t, j)$ mit den standardisierten Prädiktoren und Prädiktanden mit:

$$M_{cal}(t, i) = \sum_{y=1}^p S_{cal}(t, y) \times \alpha_{yi} \quad 3.5$$

und

$$N_{cal}(t, j) = \sum_{x=1}^q P_{cal}(t, x) \times \beta_{xi} \quad 3.6$$

berechnet. Die so erhaltenen EOFs bilden zusammen orthonormale lineare Kombinationen der originalen Daten aus der Kalibrierungsperiode (1901-1960) und stellen jede eine verringerte Anzahl der ursprünglichen totalen Varianz der Ausgangsdaten dar. Die EOF-Muster stellen ihrerseits für die führenden Prädiktoren 95 % und für die führenden Prädiktanden 90 % der totalen Varianz der Ausgangsdaten bereit.

Auf diesen datenreduzierenden Vorgang folgt eine multivariate Regression jeder einzelnen Gitterpunkt-EOF des Kalibrierungszeitraumes gegenüber allen erhaltenen EOFs der Prädiktorendaten für den gleichen Zeitraum mit

$$N_{cal}(t,j) = \sum_{i=1}^{p^*} M_{cal}(t,i) \cdot \gamma_{ij} + u(t,j) \quad , \quad 3.7$$

worin γ für den unbekanntem Regressionskoeffizienten steht und $j = 1, \dots, q^*$. Das $u(t,j)$ stellt den ungeklärten Teil der Varianz aus der Hauptkomponentenanalyse dar und kann als Residuum beziehungsweise Restfehler bezeichnet werden. Für den unbekanntem Regressionskoeffizienten γ wird ein Regressionskoeffizient $\hat{\gamma}_{ij}$ nach der Methode der kleinsten Quadrate geschätzt.

Im weiteren Verlauf der Rekonstruktion wird eine Vorhersage $P_{ver}(t,x)$ und ein Prädiktoren-Datensatz $S_{ver}(t,y)$ für eine Verifikationsperiode 1961-1990 erstellt. Unter der Annahme, dass $S_{ver}(t,y)$ mit denselben Werten standardisiert wurde wie $S_{cal}(t,y)$, werden wiederum EOF-Zeitserien mithilfe der EOF-Muster α_{yi} für die Verifikationsperiode nach:

$$M_{ver}(t,i) = \sum_{y=1}^p S_{ver}(t,y) \cdot \alpha_{yi} \quad , \quad 3.8$$

gebildet mit $i = 1, \dots, p^*$. Mit dem geschätzten Regressionskoeffizienten $\hat{\gamma}_{ij}$ und den EOF-Zeitserien $M_{ver}(t,i)$ werden mit

$$\hat{N}_{ver}(t,j) = \sum_{i=1}^{p^*} M_{ver}(t,i) \cdot \hat{\gamma}_{ij} \quad , \quad 3.9$$

für jeden Gitterpunkt standardisierte Daten für die Verifikationsperiode berechnet und schließlich durch die q^* -Komponenten der EOFs nach

$$\hat{P}_{ver}(t,x) = \sum_{j=1}^{q^*} \hat{N}_{ver}(t,j) \cdot \beta_{xj} \quad , \quad 3.10$$

in monatliche Gitter zurücktransformiert. Zum Schluss wird die Standardisierung, die auf dieselbe Art und Weise an den Gitterpunkten vorgenommen wurde, zurückgenommen und man erhält so die Temperatur- beziehungsweise Niederschlagsrekonstruktionen zu der Verifikationsperiode 1961-1990, die dann mit den Daten von New et al. (2000) überprüft werden, um die Güte für jedes der 297 Modelle abzuschätzen. Die eigentliche Rekonstruktion der Temperatur- und Niederschlagsdaten erfolgt nach demselben Schema wie oben beschrieben, nur dass als Kalibrierung die gesamte Periode von 1901 bis 1990 verwendet wurde. Damit wird eine möglichst hohe Variabilität für die Rekonstruktion gewährleistet.

Die Verifikation der Rekonstruktionen wurde mithilfe der oben erwähnten Daten von New et al. (2000) durchgeführt. Dabei wurde jeder Gitterpunkt der Rekonstruktion mit dem entsprechenden Gitterpunkt der beobachteten Daten verglichen und die Stärke des linearen Zusammenhanges gemessen. Das Verfahren, das als *reduction of error* bekannt ist, gibt durch die Werteskala von +1 (perfekte Übereinstimmung zwischen Rekonstruktion und beobachteten Daten) über 0 (Rekonstruktion nicht besser als das Mittel der klimatologischen Daten in der Kalibrierungsperiode) bis < 0 (keine brauchbaren Informationen in der Rekonstruktion) Auskunft über die Qualität der rekonstruierten Daten. Für die Qualitätsprüfung der Rekonstruktion wurden alle 297 monatlichen Modelle auf die Periode 1901-1960 angepasst und auf die Verifikationsperiode 1961-1990 überprüft. Dabei wurde für jeden der 135 Gitterpunkte eines jeden Modells die *reduction of error* berechnet.

Um zu vermeiden, dass ein Mittelwert für das gesamte Gitter entsteht, wurde das gesamte Rekonstruktionsgebiet in fünf ähnlich große Teilgebiete aufgeteilt (s. Luterbacher et al., 2002), für die jeweils ein *reduction of error* für ca. 40 Gitterpunkte berechnet wurde. Das erlaubt eine regionale Berücksichtigung der Modellqualität bis zurück zum Rekonstruktionsbeginn.

3.3 Diskussion

Die für diese Arbeit verwendeten Klimadaten sind aus einer umfangreichen Sammlung von historischen indirekten und direkten Daten aus ganz Europa entstanden. Für die Entstehung der Klimadaten, die aus monatlichen Temperatur- und Niederschlagsdaten bestehen, wurde eine spezielle Rekonstruktionsmethode (Luterbacher et al. 2002) entwickelt. Die Daten stehen dabei für den Zeitraum 1659 bis 1990 für Europa zur Verfügung, der in dieser Zeit durch das Late Maunder Minimum (1675-1715), das Dalton Minimum (1790-1830) und den globalen Temperaturanstieg des 20. Jahrhunderts geprägt ist. Aufgrund der monatlichen Auflösung der Klimadaten, die auf einem geografischen, regelmäßigen Gitter von $0,5^\circ \times 0,5^\circ$ beruhen, wurde eine große Anzahl an Daten abgeleitet, die die Analyse der Klimastrukturen und Klimaveränderung in Europa (vgl. Kap. 2) detailliert ermöglichen. Die Bearbeitung solcher Datenmengen, die gegenwärtig nicht durch bessere Daten ersetzt werden können, stellt aber auch ein Risiko dar, da man aufgrund der zeitlichen und hohen räumlichen Auflösung dazu neigt, die daraus entwickelten Ergebnisse als optimale Beschreibung des historischen Klimas hinzustellen. Dabei sind die Unsicherheiten, die rekonstruierte Daten mit sich bringen, nicht von der Hand zu weisen. Auf der einen Seite bilden schon die Ausgangsdaten - aus direkten und auch indirekten Daten - eine Unsicherheit, weil deren kontinuierliche Verfügbarkeit oftmals nicht über einen längeren Zeitraum gegeben ist. Hinzu kommt die bei der Rekonstruktion der direkten und indirekten Daten verwendete Indexbildung, die versucht beschriebene Klimaaufzeichnungen mit gemessenen Daten gleichzustellen. Ein weiterer Unsicherheitsfaktor ist die Rekonstruktion an sich, die durch die verwendete Statistik letztlich nur eine Annäherung an die realen Klimastrukturen in einem Gebiet - hier Europa - sein kann. Auf der anderen Seite ist die Kombination aus verschiedenen Klimadatenquellen und einer darauf abgestimmten Rekonstruktionsmethode zur Klimarekonstruktion über mehrere Jahrhunderte hinweg, wie sie von Luterbacher et al. (2002) entwickelt wurde, eine adäquate Möglichkeit, zur Beschreibung des europäischen, historischen Klimas beizutragen.

4 Homogenitätsanalyse

Die Qualität und Aussagekraft von klimatologischen Zeitserien spielt eine entscheidende Rolle bei der Interpretation von Klimaänderungen vor allem dann, wenn lange historische Klimaserien untersucht werden sollen, um aus ihnen die Klimaveränderungen über einige Jahrhunderte abzuleiten.

Eine Zeitserie ist als homogen definiert, wenn sie weder tendenzbehaftet ist, noch Periodizität aufweist und die Werte stochastisch unabhängig voneinander sind. Innerhalb der verschiedenen Homogenitätstests wird zwischen absoluten und relativen Tests unterschieden (Schönwiese & Malcher, 1985). Während bei den absoluten Homogenitätstests die Homogenität innerhalb von Datenserien untersucht wird, werden bei den relativen Tests mehrere Datenserien untereinander verglichen, wie beispielsweise eine zu untersuchende Datenserie und eine Referenzserie. Sowohl die absolute als auch die relative Homogenitätsuntersuchung von Zeitserien ermöglichen es, einerseits künstlich hervorgerufene Einflüsse, so genannte Artefakte, und andererseits natürliche Einflüsse wie Klimaänderungen und Klimafluktuationen aufzudecken.

Eine vorhandene Inhomogenität in Klimazeitserien kann prinzipiell auf meteorologische oder nicht-meteorologische Ursachen zurückgeführt werden und ist häufig anhand von Sprüngen oder Trends in den Klimaserien zu erkennen. Zu den nicht-meteorologischen oder inneren Ursachen, die auch zu den systematischen Fehlern gehören, zählen:

1. Wechsel der verwendeten Messgeräte oder deren Aufstellungsart,
2. Änderung der Umgebungsbedingungen der Messstationen (Bebauung etc.),
3. Änderung der Beobachtungsprozedur (z.B. Messzeitpunktveränderung),
4. Verlegung der Messstation (z.B. in die Peripherie von Städten),
5. Änderungen im Datenrekonstruktionsmodell (hier wichtig für Interpretation des Klimawandels).

Daneben sind die meteorologischen oder äußeren Ursachen zu nennen, die sich als Klimaänderung durch Instationarität in einer Datenserie bemerkbar machen. Instationarität hätte zur Folge, dass die statistischen Charakteristika wie der Mittelwert, die Varianz, aber auch die Autokorrelation und das Varianzspektrum zeitlich variant wären (Schönwiese & Malcher, 1985; Schönwiese et al., 1986), und sich durch eine Stichprobenerhöhung die statistischen Momente der Zeitserie verändern würden (Schönwiese, 2000).

Für die Homogenitätsanalyse wurden beispielhaft vier in verschiedenen Regionen des Untersuchungsgebietes gelegene Gitterpunkte bzw. Gitterboxen verwendet, die so gewählt wurden, dass die Punkte einem einheitlichen Witterungsgebiet entstammen und möglichst unabhängig zum verwendeten Proxydatensatz der Rekonstruktion sind (s. Abb. 3.1). Diese vier Punkte sind ebenfalls in den Naturräumen zur phänologischen Untersuchung (Kap. 11) enthalten. Folgende Untersuchungspunkte wurden dabei herangezogen:

England (N 52,0°/W 1,0°)
Deutschland (N 50,0°/E 10,0°)
Schweden (N 58,0°/E 13,0°)
Tschechien (N 49,0°/E 15,0°)

Von diesen vier Punkten wurden für den vollständigen Zeitraum von 1659 bis 1990 alle monatlichen Klimadaten aus den Temperatur- und Niederschlagsfeldern extrahiert und in den verschiedenen Homogenitätstests untersucht.

4.1 Methoden der Homogenitätsanalyse

Zur Bestimmung der Homogenität in Zeitserien sind die verschiedensten Tests bekannt. Sie verdeutlichen im Wesentlichen, wo Trends oder der Beginn eines Trends in einer Zeitserie auftreten. Für die Homogenitätsbestimmung der verwendeten Zeitserien wurden Tests verwendet, die die Untersuchung innerhalb der Datenserien und zwischen den Datenserien ermöglichen. Die Anwendung mehrerer Tests bietet den Vorteil, dass die Ergebnisse der Tests untereinander verglichen und überprüft werden können und damit Qualität und Aussagefähigkeit verbessert werden.

Zu den hier verwendeten Tests gehören:

1. Der sequenzielle MANN-KENDALL-Test (Sneyers, 1990), der den Beginn einer tendenziellen Entwicklung einer rangbasierten Stichprobe bestimmt.
2. Der Standard-Normal-Homogenitätstest (SNHT) nach ALEXANDERSSON (Alexandersson & Moberg, 1997; Moberg & Alexandersson, 1997), der einen Wechsel des Mittelwertes in einer Zeitserie mit einer Referenzserie betrachtet.
3. Der Persistenztest nach WALD-WOLFOWITZ (Wald & Wolfowitz, 1943), der die stochastische Unabhängigkeit von aufeinander folgenden Messwerten untersucht.
4. Der STUDENT-Test (Schönwiese, 2000), der die Gleichheit der Mittelwerte zweier Stichproben prüft.
5. Der F-Test (Hartung et al., 2002), der die Gleichheit der Streuung zweier Stichproben überprüft.
6. Der KOLMOGOROFF-SMIRNOFF-Anpassungstest (Kolmogoroff, 1933; Smirnof, 1948), der prüft, ob zwischen zwei Verteilungsfunktionen Gleichheit besteht.
7. Der χ^2 -Anpassungstest (Schönwiese, 2000), der wie der Kolmogoroff-Smirnof-Test die Gleichheit zwischen zwei Verteilungsfunktionen testet.
8. Der gleitende χ^2 -Test (Hartung et al., 2002), der ebenso wie die beiden vorhergehenden Anpassungstests die Gleichheit zweier Verteilungsfunktionen prüft, dabei aber die Prüfung an zeitlich gleitenden Teilkollektiven vornimmt.

9. Das HELMERT-Kriterium (Helmert, 1907), das die systematische Beeinflussung einer Stichprobe mithilfe der Summe der Vorzeichenfolgen und der Summe der Vorzeichenwechsel der Differenzen- beziehungsweise Quotientenserie bestimmt.
10. Das ABBE-Kriterium (Conrad & Schreier, 1927) das dem Helmert-Kriterium angelehnt ist, zusätzlich aber auch die zeitliche Verteilung der Vorzeichen sowie die Größe der einzelnen Abweichungen der Differenzen- beziehungsweise Quotientenserie berücksichtigt.
11. Die SUMMENKURVE, die eine mögliche Inhomogenität zwischen zwei Stichproben durch die extremen Abweichungen der Summenkurven voneinander und das Auftreten eines oder mehrerer Schnittpunkte der Kurven verdeutlicht.

Durch die Verwendung mehrerer Tests ist neben dem Ergebnisvergleich auch die Unterscheidung von künstlichen und natürlichen Inhomogenitäten möglich, die für die Interpretation von Klimaänderungen in den Datenserien benötigt wird. Wenn ähnliche, beziehungsweise gleiche Inhomogenitäten in den Daten aus den verschiedenen Tests hervorgehen und Übereinstimmung der Testergebnisse mit Informationen aus anderen Klimauntersuchungen, z.B. aus Proxydaten (Kap. 3.1), vorliegen, ist von natürlicher Inhomogenität auszugehen. Natürliche oder künstliche Inhomogenität lässt sich auch über den Kurvenverlauf einer Zeitserie selbst unterscheiden. So weist natürliche Inhomogenität eine schwächere signifikante Schwankung im Verlauf der Kurve auf als künstliche Inhomogenität. Vorhandene Inhomogenitäten in mehreren Zeitserien, die unterschiedliche Testergebnisse und/oder Nicht-Übereinstimmungen aufweisen, stellen Inhomogenitäten dar, die nicht vernünftig gegeneinander abgesichert sind.

Für die Untersuchung wurden die oben genannten Tests durchgeführt, wobei diejenigen Tests weiter diskutiert werden, in denen Inhomogenitäten im Untersuchungszeitraum deutlich nach der Zeit einzuordnen sind. Durch die übrigen Tests sind keine relevanten Erkenntnisse dazugekommen, weshalb sie hier nicht weiter betrachtet werden.

Da die untersuchten Zeitserien nicht normalverteilt sind, können bei den Tests, die eine Normalverteilung zur Durchführung verlangen, keine Signifikanzniveaus angegeben werden, sondern nur die tendenziellen Entwicklungen von Inhomogenitäten abgeschätzt werden.

4.1.1 Progressive Analyse

Als erster der detailliert zu beschreibenden Tests ist die Progressive Analyse zu nennen, die auf dem Mann-Kendall-Test beruht (Sneyers, 1990). Sie dient der Prüfung, ob innerhalb einer Stichprobe (x_1, \dots, x_m) , basierend auf der Zufallsgröße X , aus der progressiven und der retrograden Rangserie der Stichprobe der Beginn einer tendenziellen Entwicklung festzustellen ist. Dabei wird grundsätzlich von der Nullhypothese ausgegangen, dass die Stichprobe keine tendenzielle Entwicklung aufweist. Die zu betrachtende Zeitserie wird in aufsteigender und absteigender Weise sortiert und für jeden Zeitschritt i die Testvariable t_i nach:

$$t_i = \sum_{k=1}^i R_k \quad i = 1, 2, \dots, m-1 \quad 4.1$$

berechnet, wobei R_k die jeweilige Rangnummer und i den Stichprobenumfang darstellt. Über die Gleichung

$$u(t_i) = \frac{t_i - Et_i}{\sqrt{s_{t_i}^2}} \quad 4.2$$

mit $u(t_i)$ für den progressiven Fall beziehungsweise $u'(t_i)$ für den retrograden Fall wird eine reduzierte, zentrierte Variable berechnet, die einer Standardnormalverteilung folgt, woraus sich das Signifikanzniveau berechnen lässt.

Dabei ist

$$Et_i = \frac{i(i-1)}{4} \quad 4.3$$

der Mittelwert und

$$s_{t_i}^2 = \frac{i(i-1)(2i+5)}{72} \quad 4.4$$

die Varianz.

Die Werte der Testgrößen $u(t_i)$ und $u'(t_i)$ ergeben grafisch zwei gegenläufige Geraden. Überschreitet einer der beiden Testgrößen ein vorgegebenes Signifikanzniveau α und ist ein Schnittpunkt der beiden Kurven vorhanden, ist die Annahme, dass die Stichprobe keine tendenzielle Entwicklung aufweist, abzulehnen. Dabei ist der Schnittpunkt der beiden Kurven als Beginn der tendenziellen Entwicklung anzusehen und kann als mögliche Inhomogenität angenommen werden. Aufgrund der Variabilität in der Serie kann die tatsächliche Inhomogenität auch etwas zeitverschoben zu dem Schnittpunkt eingetreten sein.

4.1.2 Alexandersson-Test

Der Alexandersson-Test, auch als Standard-Normal-Homogenitätstest (SNHT) bezeichnet, wird verwendet, um Sprünge oder lineare Trends aus einer normal verteilten Zeitserie beliebiger Länge herauszufinden. Zusammen mit dem quadratischen Korrelationskoeffizienten aus Referenz- und Prüfserie wird eine standardisierte Quotienten- oder Differenzenserie (s. Formel 4.5 bzw. 4.6), die als Q -Serie bezeichnet wird, gebildet. Dabei ist

$$Q_i = Y_i / \left(\left(\sum_{j=1}^k r_j^2 \cdot X_{ji} \cdot \bar{Y} / \bar{X}_j \right) / \left(\sum_{j=1}^k r_j^2 \right) \right) \quad 4.5$$

die Quotientenserie oder

$$Q_i = Y_i - \left(\left(\sum_{j=1}^k r_j^2 - X_{ji} + \bar{Y} / \bar{X}_j \right) / \left(\sum_{j=1}^k r_j^2 \right) \right) \quad 4.6$$

die Differenzenserie, wobei \bar{Y} das Mittel und Y_i den spezifischen Wert eines Parameters zu einem Zeitpunkt i der Prüfserie bezeichnet. Weiter steht \bar{X}_j für das Mittel und X_{ji} für den spezifischen Wert zum Zeitpunkt i der Referenzserie. Das r^2 bezeichnet den quadrierten Korrelationskoeffizient zwischen der Prüfserie und der Referenzserie, der positiv sein muss. Das Ergebnis der Quotientenserie (Formel 4.5) bzw. der Differenzenserie (Formel 4.6) schwankt um den Wert 1 bzw. den Wert 0. Aus der Q -Serie wird für den SNHT-Test eine standardisierte Serie nach

$$Z_i = (Q_i - \bar{Q}) / S_Q \quad 4.7$$

gebildet, wobei Q_i den spezifischen Wert zum Zeitpunkt i , \bar{Q} den Mittelwert und S_Q die Standardabweichung mit $n-1$ der Q -Serie darstellt. Die Z -Serie wird gegen die Normalverteilung mit festem Mittelwert und Standardabweichung getestet. Sowohl für den Fall des einzelnen Wechsels in der Z -Serie als auch für den Fall mehrerer Wechsel in der Z -Serie für die Trendanalyse wird mithilfe einer Teststatistik (s. i. Alexandersson & Moberg, 1997) auf Inhomogenität in der Zeitserie getestet.

4.1.3 Gleitender t-Test

Der gleitende t-Test wird ähnlich dem STUDENT-Test zur Prüfung der Hypothese über die Gleichheit der Erwartungswerte E_{x_1} und E_{x_2} zweier Teilkollektive der Zufallsgröße X bei unbekanntem, aber dennoch gleichen Streuungen σ_{x_1} und σ_{x_2} anhand zweier konkreter Stichproben (x_1, \dots, x_m) und (x_{n+1}, \dots, x_m) aus der zu X gehörenden Grundgesamtheit verwendet. Bei der Nullhypothese wird davon ausgegangen, dass die Erwartungswerte E_{x_1} und E_{x_2} gleich sind.

Mit der Testvariablen

$$t_i = \left(\frac{\bar{x}_2 - \bar{x}_1}{\sqrt{(n-1)S_{x_1}^2 + (l-1)S_{x_2}^2}} \sqrt{\frac{nl(n+l-2)}{n+l}} \right)_i \quad i = 1, \dots, m-1 \quad 4.8$$

wird zu jedem Zeitpunkt eine Testgröße berechnet, wobei \bar{x}_1 und \bar{x}_2 die Stichprobenmittelwerte sind, S_{x_1} und S_{x_2} die Stichprobenstreuung und n und l der Stichprobenumfang, mit $l = m - n$.

Anhand der grafischen Darstellung der Testgröße t_i für jeden Zeitpunkt i wird überprüft, ob die Kurve die Signifikanzschränke eines bestimmten Signifikanzniveaus α überschreitet. Ist dies der Fall, wird die Nullhypothese "die Erwartungswerte sind gleich, es liegt keine Inhomogenität der Zufallsgröße X vor" abgelehnt. Anderenfalls wird die Nullhypothese angenommen. Normalerweise besteht für die Teilkollektive die Bedingung der Normalverteilung. Ist diese Bedingung nicht erfüllt, kann der Verlauf der Kurve nur durch das Erreichen eines Maximums Auskunft über eine mögliche Inhomogenität geben.

4.1.4 Wendepunkt-Test nach Pettitt

Der Wendepunkt-Test nach Pettitt (Salvisberg, 1996) beruht auf dem U-Test von MANN-WITHNEY (Mann & Whitney, 1947) zur Homogenitätsprüfung zweier Stichproben. Dabei werden die Stichproben darauf getestet, ob sie aus einer gemeinsamen Grundgesamtheit stammen. Die Eigenschaft des Tests auf Rangwerten beziehungsweise auf Rangsummen zu beruhen, macht ihn gegenüber möglichen Ausreißern stabiler als vergleichbare parametrische Tests wie der STUDENT-Test.

Zuerst werden die Daten in aufsteigender Reihenfolge sortiert, um dann aus dieser Serie die Testgröße

$$X_k = 2 \cdot R_k - k \cdot (n + 1) \quad 4.9$$

mit

$$R_k = \sum_{i=1}^k r_i \quad 4.10$$

für jeden Zeitpunkt zu berechnen. Dabei ist k der Beobachtungszeitpunkt, n die Anzahl der Beobachtungen und r_i der Rang des Elementes i .

Für einen möglichen Wendepunkt wird der Zeitpunkt angenommen, bei dem der Betrag von X_k maximal ist:

$$X_E = \max(|X_k|) \quad 4.11$$

Als Signifikanzniveau wird die Relation

$$\alpha = e^{\left(\frac{-6 \cdot (X_E)^2}{n^2 + n^3} \right)} \quad 4.12$$

berechnet. Der Wendepunkt ist statistisch gesichert, wenn $\alpha \leq \beta$ ist, mit β als vorgegebenem Signifikanzniveau (zum Beispiel $\beta = 0,05$ oder $0,01$).

4.2 Ergebnisse

Die angegebenen Homogenitätstests wurden zur Untersuchung der Homogenität innerhalb einer Zeitserie und zwischen den Zeitserien verwendet. Dabei kam der Alexandersson-Test nur zwischen den Zeitserien zum Einsatz, weil er mindestens eine Referenzserie zur Untersuchung benötigt. Nachfolgend werden diese nach Temperatur und Niederschlag der untersuchten Gitterpunkte unterschieden.

4.2.1 Ergebnisse innerhalb der Zeitserien

4.2.1.1 Temperatur

In Abb. 4.1 und Abb. 4.2 werden die vier untersuchten Punkte mithilfe der Progressiven Analyse (Kap. 4.1.1) dargestellt.

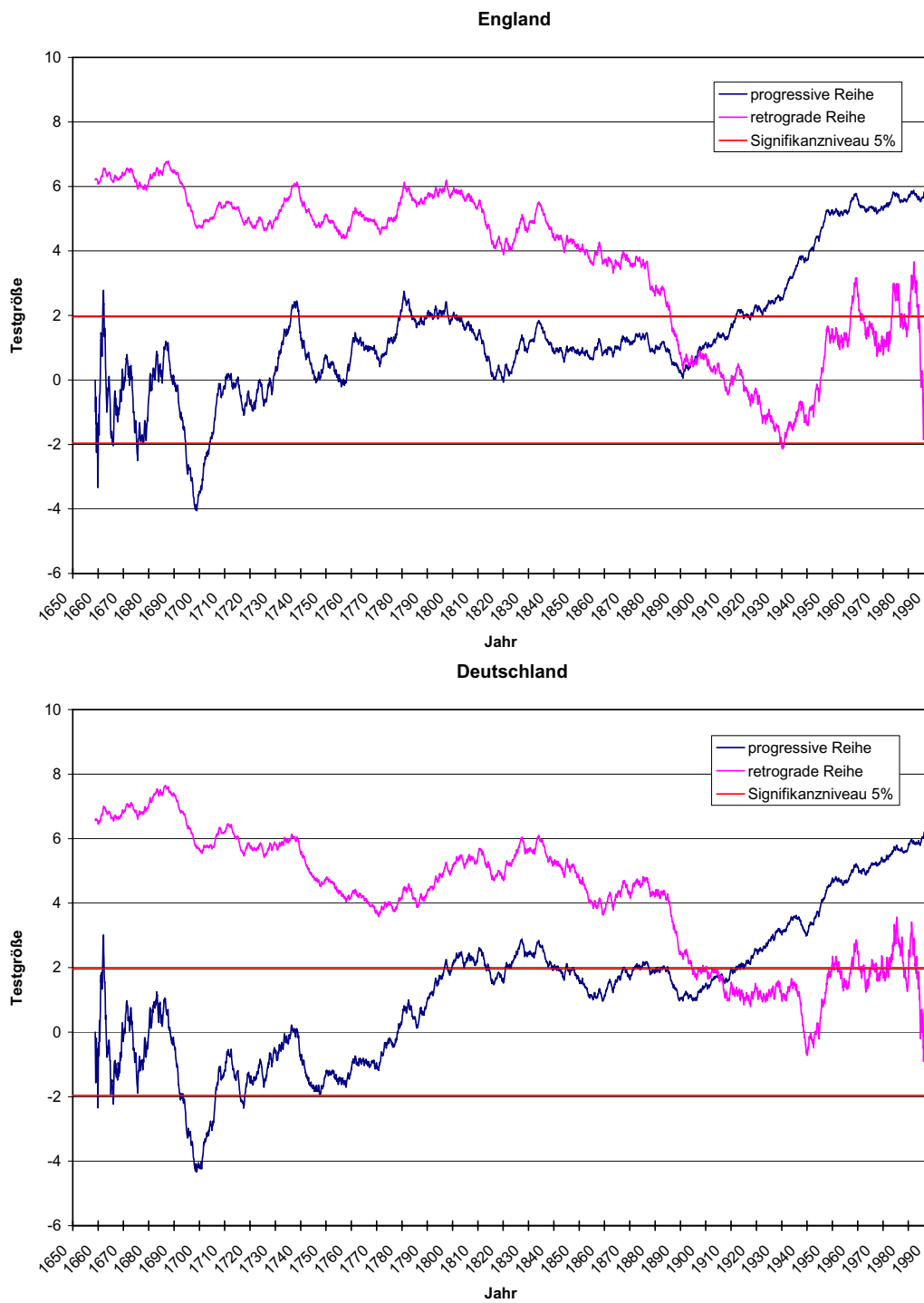


Abb. 4.1 Progressive Analyse der Jahresmittel der Lufttemperatur für England und Deutschland im Zeitraum 1659 bis 1990.

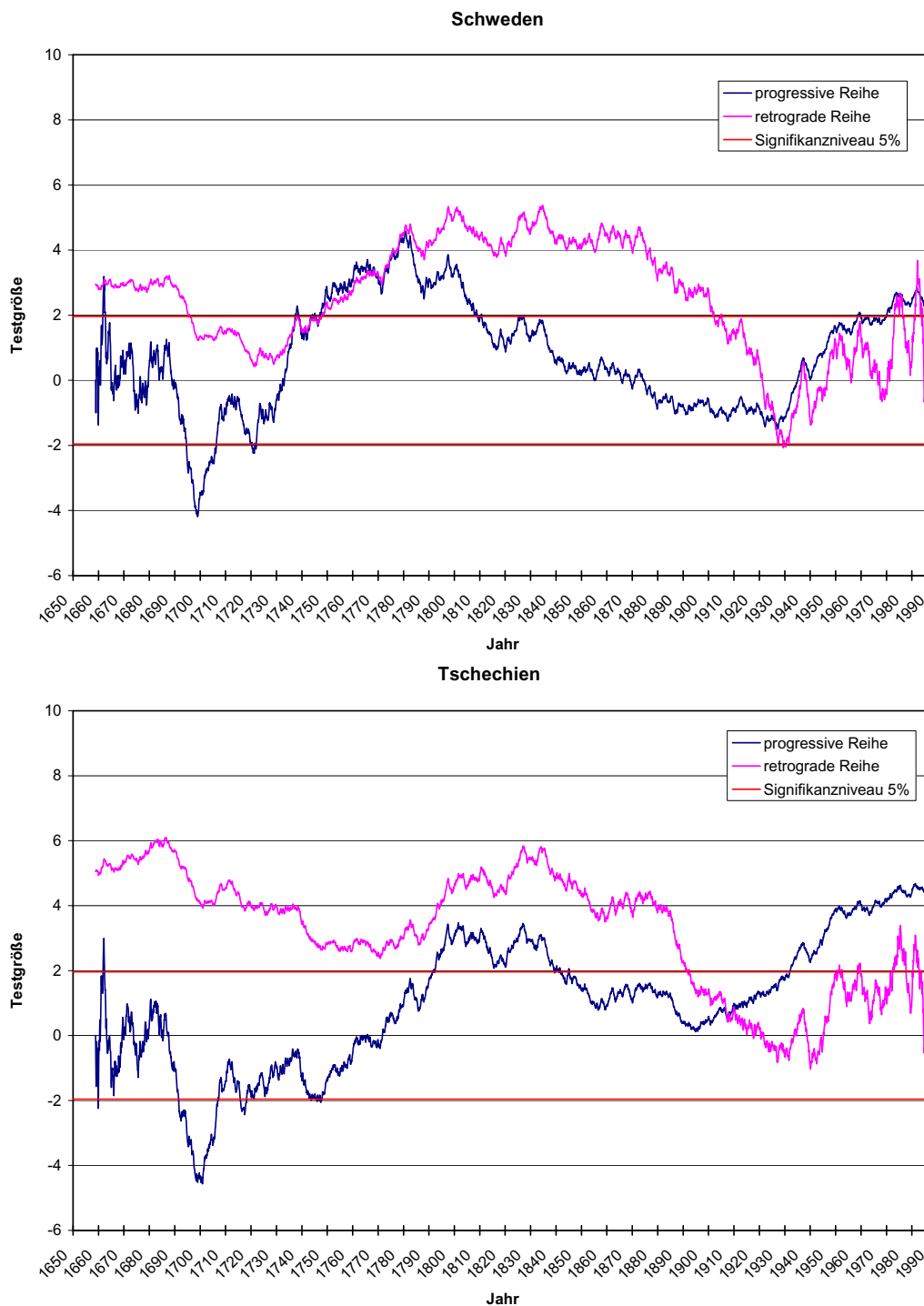


Abb. 4.2 Progressive Analyse der Jahresmittel der Lufttemperatur für Schweden und Tschechien im Zeitraum 1659 bis 1990.

Die Ergebnisse der Progressiven Analyse zeigen in allen vier Punkten bereits zu Beginn der abgebildeten Kurven das Überschreiten des Signifikanzniveaus von 5 %. Dabei stellt sich der eigentliche Verlauf der Kurven für England, Deutschland und Tschechien als ähnlich dar. Der Kurvenverlauf für Schweden weicht von den übrigen Kurven ab. Durch den Kreuzungspunkt der progressiven und retrograden Serie wird der Beginn einer tendenziellen Entwicklung verdeutlicht, der auf eine Inhomogenität in der Zeitserie hindeutet. Die tendenzielle Entwicklung wird dabei im Punkt England zu Beginn des 20. Jahrhunderts erreicht. 10 Jahre

später ist diese Entwicklung auch bei den Punkten Deutschland und Tschechien zu erkennen. Erst in der 20er Jahren des 20. Jahrhunderts stellt sich diese Entwicklung auch im Punkt Schweden ein.

Durch den Verlauf der Kurven in Abb. 4.1 und Abb. 4.2 lassen sich zwei mögliche Aussagen treffen. Zum einen kann die vorgefundene Inhomogenität in den rekonstruierten Zeitserien (Kap. 3.2.2) durch die Erhöhung der Informationsdichte zu Beginn des 20. Jahrhunderts hervorgerufen worden sein. Zum anderen liegt die Inhomogenität am Beginn einer Phase allgemeiner globaler Erwärmung, die regional unterschiedlich verläuft und somit auf eine natürliche Inhomogenität hinweist und den unterschiedlichen Beginn der tendenziellen Entwicklung erklärt.

Von den Ergebnissen aus dem gleitendem t-Test und dem Pettitt-Test werden nur zwei in Abb. 4.3 dargestellt, da sie für die Ergebnislage aller untersuchten Punkte zu einer Bestätigung der oben ausgeführten Aussagen aus der Progressiven Analyse führen.

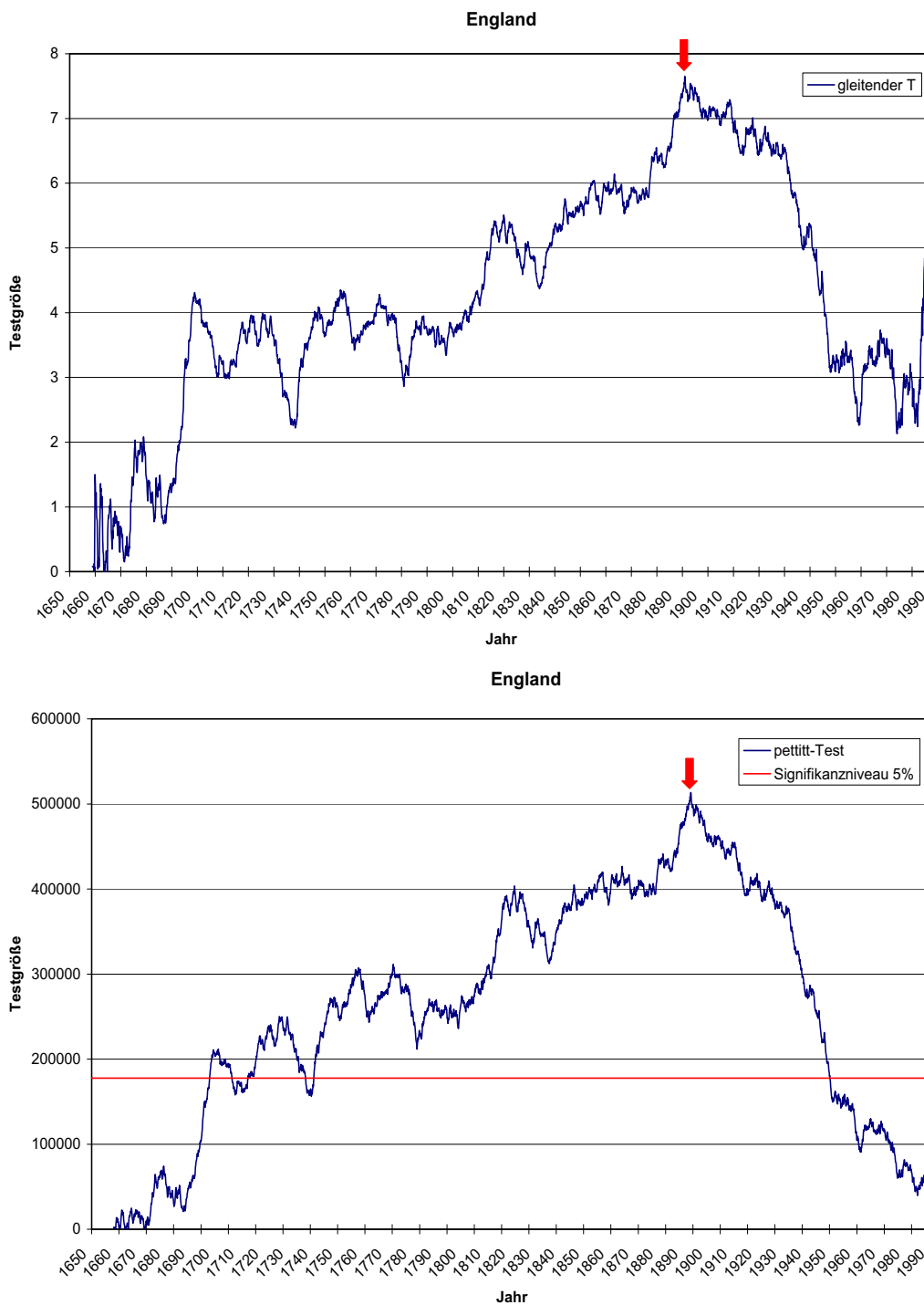


Abb. 4.3 Exemplarische Ergebnisse aus dem gleitenden t-Test und dem Pettitt-Test der Jahresmittel der Lufttemperatur für England im Zeitraum 1659 bis 1990. Roter Pfeil: Beginn der Inhomogenität.

Deutlich zu erkennen sind die fast identischen Verläufe der Kurven sowohl beim gleitenden t-Test als auch beim Pettitt-Test. Sie zeigen für den Punkt England im selben Zeitraum - wie zuvor in der Progressiven Analyse -, den Beginn einer Inhomogenität, verdeutlicht durch ein Maximum der Kurven am Beginn des 20. Jahrhunderts in Abb. 4.3. Der Pettitt-Test verdeutlicht durch das Überschreiten des Signifikanzniveaus (untere Grafik, Abb. 4.3) am Beginn des 18. Jahrhunderts, dass es sich um ein statistisch gesichertes Ergebnis handelt. Die Ergebnisse

beider Tests, wie sie für England in Bezug auf die Ergebnisse der Progressiven Analyse dargestellt werden, sind in den restlichen drei Punkten ebenso zu beobachten, weshalb sie hier nicht abgebildet und behandelt werden.

4.2.1.2 Niederschlag

Die Ergebnisse für den Klimaparameter Niederschlag werden wie bei der Temperatur für die Progressive Analyse vollständig und für die übrigen Tests exemplarisch dargestellt. Die Ergebnisse der Progressiven Analyse aller vier Punkte sind in Abb. 4.4 und Abb. 4.5 wiedergegeben.

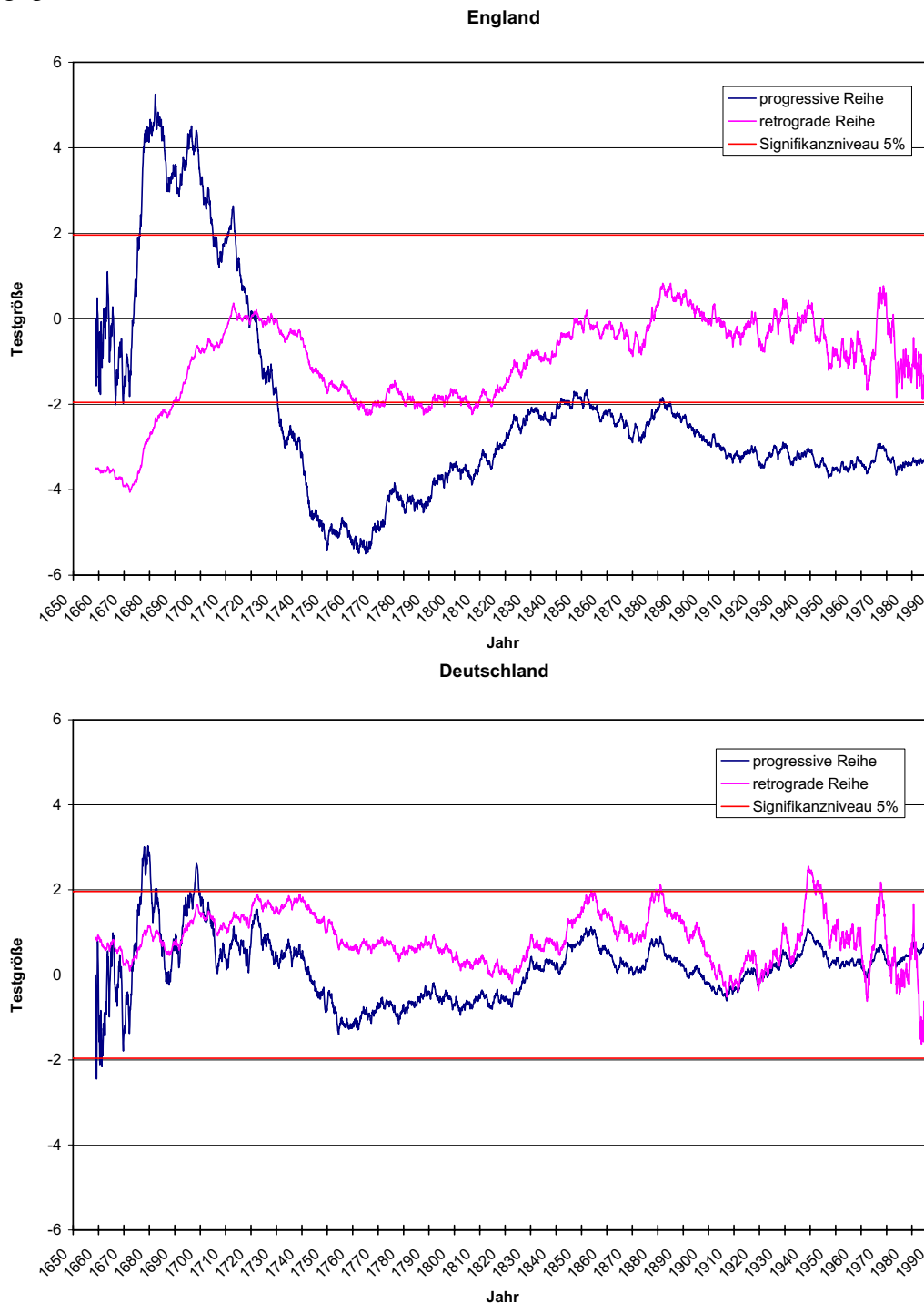


Abb. 4.4 Progressive Analyse der Jahressummen des Niederschlags für England und Deutschland im Zeitraum 1659 bis 1990.

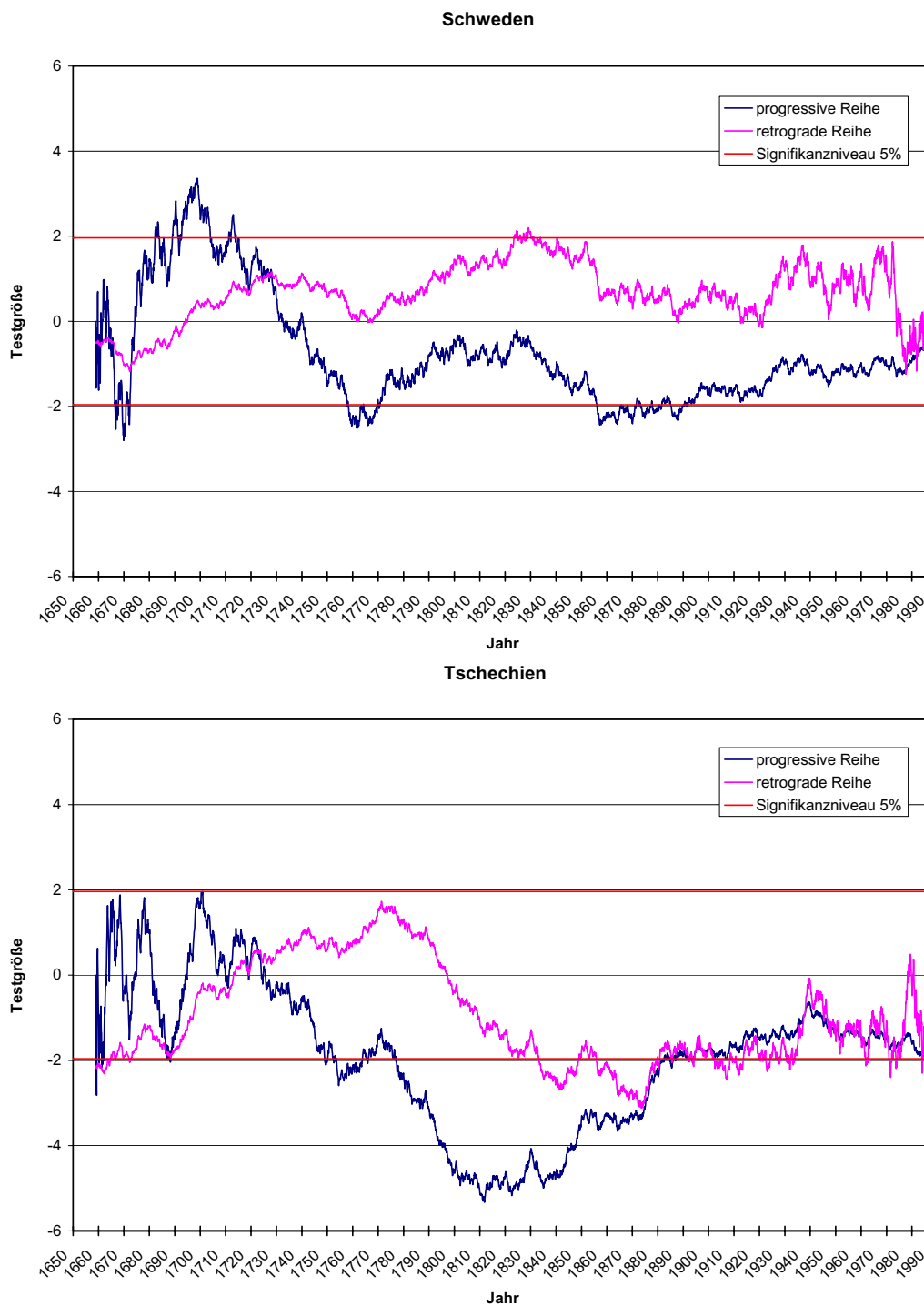


Abb. 4.5 Progressive Analyse der Jahressummen des Niederschlags für Schweden und Tschechien im Zeitraum 1659 bis 1990.

Die Ergebnisse der Progressiven Analyse des Niederschlags weichen von denen der Temperaturserien ab. Dabei beginnen die Inhomogenitäten der Niederschlagsserien bereits am Beginn einer klimatisch wärmeren Phase des 18. Jahrhunderts, direkt nach dem Late Maunder Minimum, zu erkennen durch das Überschreiten des Signifikanzniveaus der progressiven und/oder retrograden Serien und den nachfolgenden Kreuzungspunkten. Allerdings sind die Ergebnisse statistisch nachweisbarer Inhomogenität nicht in allen untersuchten Punkten gleich. So zeigen die progressive und retrograde Serie von Deutschland zwar das Überschreiten des

Signifikanzniveaus an, lassen aber eine zeitliche Zuordnung der Inhomogenität nicht zu, weil es keinen eindeutigen Kreuzungspunkt der Serien gibt.

Die Ergebnisse des gleitenden t-Tests und des Pettitt-Tests zeigen für die untersuchten Punkte überwiegend übereinstimmende Ergebnisse mit denen der Progressiven Analyse. Exemplarisch werden für den gleitenden t-Test und den Pettitt Test in Abb. 4.6 die Ergebnisse für England dargestellt.

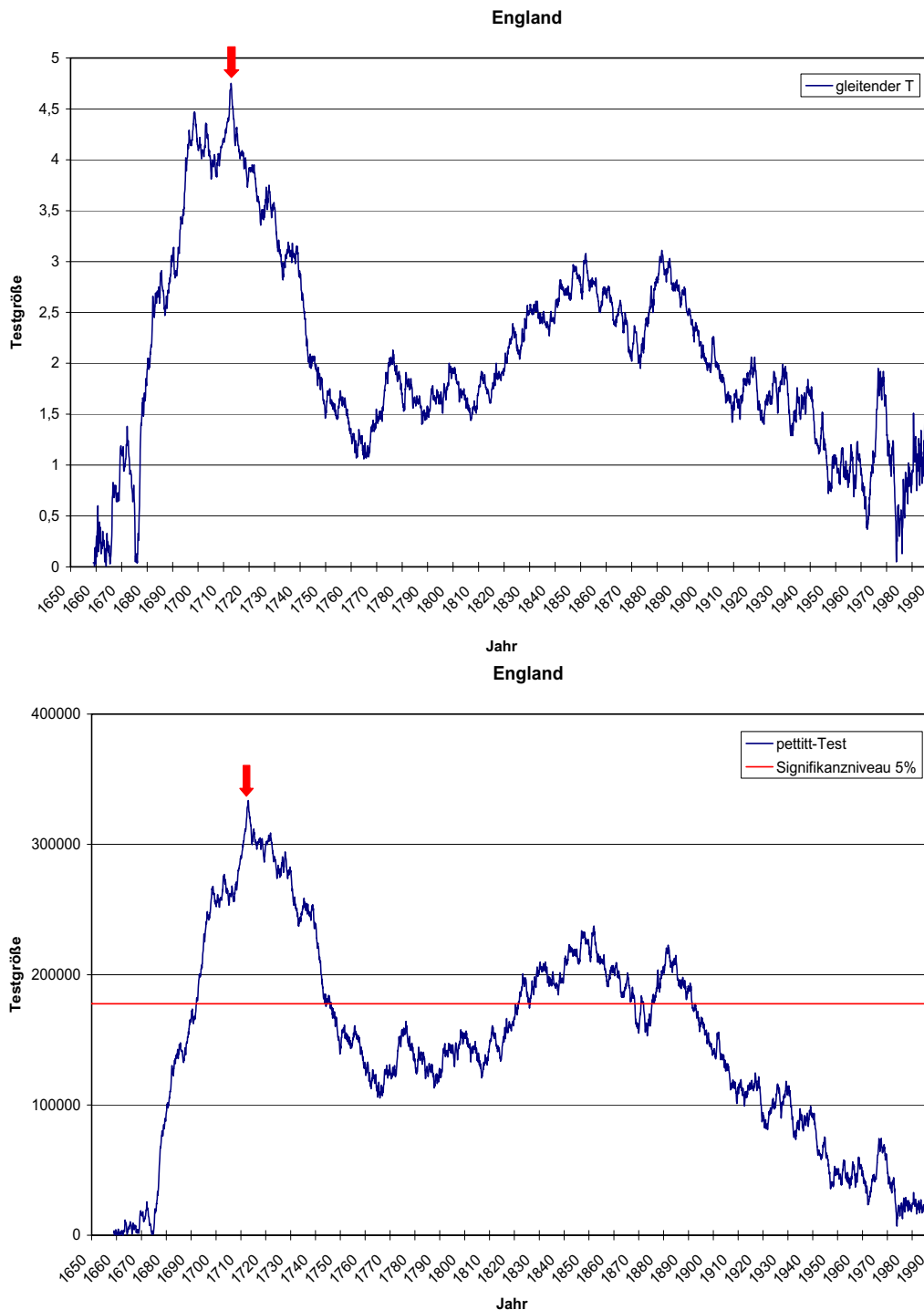


Abb. 4.6 Exemplarische Ergebnisse der Jahressummen des Niederschlages aus dem gleitenden t-Test und dem Pettitt-Test für England im Zeitraum 1659 bis 1990. Roter Pfeil: Beginn der Inhomogenität.

Die Ergebnisse in Abb. 4.6 zeigen für England, wie bereits in Abb. 4.4, dass auch hier im selben Zeitraum zu Beginn des 18. Jahrhunderts Inhomogenität in der Niederschlagsreihe auftritt. Weitere Inhomogenitäten zeigen sich in der Zeit um 1850 und 1880, dieses allerdings nur in abgeschwächter Form im Vergleich zum Beginn des 18. Jahrhunderts.

In Tab. 4.1 wird ein Überblick über die festgestellten Inhomogenitäten in den verschiedenen Gebieten gegeben. Dabei werden die beiden Klimaparameter und die näher angesprochenen Tests dargestellt. Zu erkennen sind weiterhin das Gebiet, der Zeitraum und ein eventuelles Signifikanzniveau, je nach Test. Dabei sind die Ergebnisse des gleitenden t-Tests aufgrund der nicht vorhandenen Normalverteilung ungesichert. Sie zeigen aber im grafischen Vergleich mit den anderen Tests Übereinstimmungen durch die vorhandenen Wendepunkte.

Tab. 4.1 Gesicherte natürliche Inhomogenitäten an den einzelnen untersuchten Punkten.

Parameter	Test	Gebiet	Zeitraum (ca.)	Signifikanz niveau
Temperatur	Progressive Analyse	England	1890	5 %
	Gleitender t-Test	England	1890	/
	Wendepunkt-Test nach Pettitt	England	1890	5 %
	Progressive Analyse	Deutschland	1900	5 %
	Gleitender t-Test	Deutschland	1900	/
	Wendepunkt-Test nach Pettitt	Deutschland	1770,1900	5 %
	Progressive Analyse	Schweden	1930	5 %
	Gleitender t-Test	Schweden	1700,1720, 1930	/
	Wendepunkt-Test nach Pettitt	Schweden	1720,1930	5 %
	Progressive Analyse	Tschechien	1900	5 %
	Gleitender t-Test	Tschechien	1900	/
	Wendepunkt-Test nach Pettitt	Tschechien	1770,1900	5 %
Niederschlag	Progressive Analyse	England	1720	5 %
	Gleitender t-Test	England	1710,1850, 1880	/
	Wendepunkt-Test nach Pettitt	England	1710,1850, 1880	5 %
	Progressive Analyse	Deutschland	/	5 %
	Gleitender t-Test	Deutschland	/	/
	Wendepunkt-Test nach Pettitt	Deutschland	/	5 %
	Progressive Analyse	Schweden	1730	5 %
	Gleitender t-Test	Schweden	/	/
	Wendepunkt-Test nach Pettitt	Schweden	/	5 %
	Progressive Analyse	Tschechien	1720	5 %
	Gleitender t-Test	Tschechien	1720,1740, 1770	/
	Wendepunkt-Test nach Pettitt	Tschechien	1720,1740, 1770	5 %

4.2.2 Ergebnisse zwischen den Zeitserien

4.2.2.1 Temperatur

Im zweiten Schritt der Homogenitätsprüfung wurden die vier verschiedenen Punkte untereinander auf Homogenität getestet. Dabei wurde England als zu prüfender Ausgangspunkt ausgewählt und gegen die übrigen drei (Deutschland, Schweden, Tschechien), die als Referenz galten, getestet. Die Ergebnisse aus den verwendeten Tests zeigen einen ähnlichen zeitlichen Bereich von Inhomogenitäten, wie schon im Einzelfall für die Temperatur (Kap. 4.2.1) beschrieben. Lediglich die Differenzenserie England/Deutschland (Abb. 4.7) weicht davon ab.

Hier gibt es, verglichen mit Abb. 4.1, eine zeitliche Verschiebung des Inhomogenitätsbereiches im 20. Jahrhundert um ca. 10 Jahre, die auf unterschiedliche Inhomogenitäten in den beiden Serien zurückzuführen ist. Eine künstliche Inhomogenität ist hierbei durch die Untersuchung der Einzelserien auszuschließen.

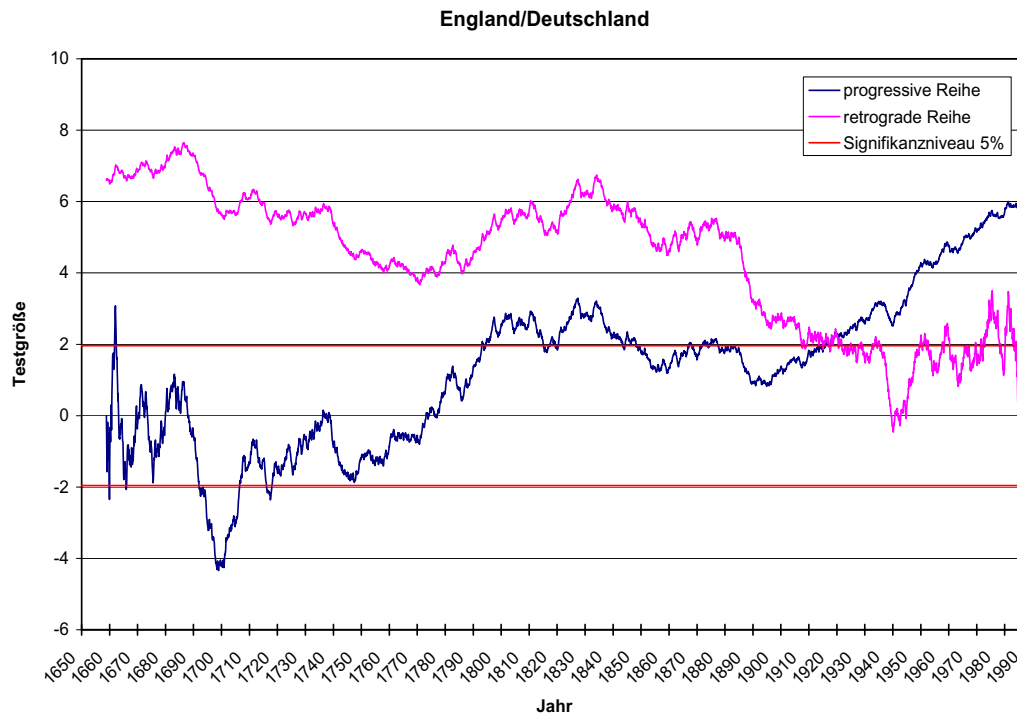


Abb. 4.7 Progressive Analyse des Jahresmittels der Lufttemperatur für die Differenzserie England/Deutschland im Zeitraum 1659 bis 1990.

Die weiteren Ergebnisse der Homogenitätsuntersuchung nach dem gleitenden t-Test und dem Pettitt-Test ergeben übereinstimmende Inhomogenitäten in denselben Zeiträumen, wie sie sich auch für die Einzeluntersuchung (Kap. 4.2.1.1) darstellen. Die Ergebnisse können durch die Ergebnisse des Alexandersson-Test weiter differenziert werden. Sowohl die Ergebnisse der vorangegangenen Tests sind mit dem Alexandersson-Test verifizierbar als auch weitere Inhomogenitäten in den Ergebnissen ergänzend zu sehen. Die folgenden drei Grafiken in Abb. 4.8 zeigen die Ergebnisse des SNHTs für die Temperaturserien zwischen England und den Referenzserien Deutschland, Schweden und Tschechien.

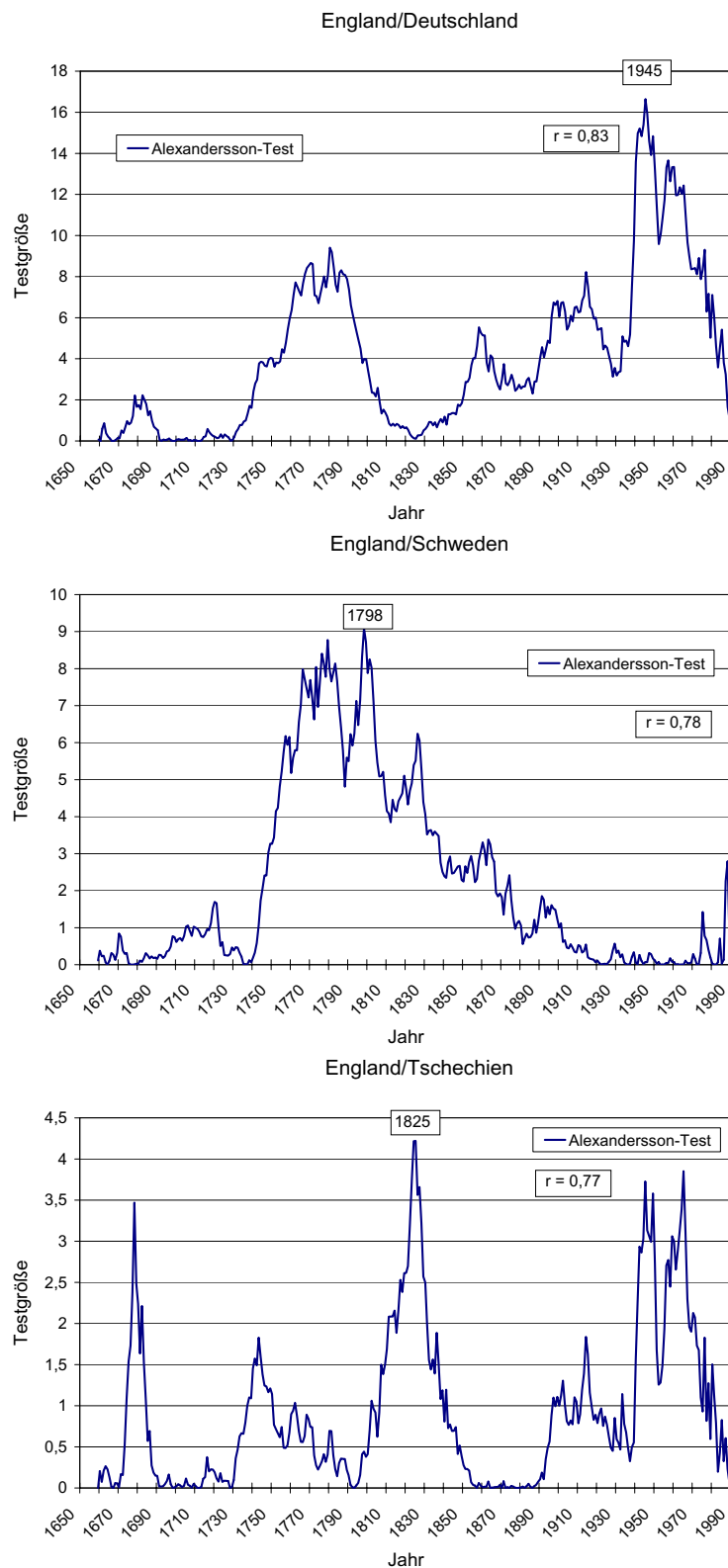


Abb. 4.8 Alexandersson-Test (SNHT) des Jahresmittels der Lufttemperatur für die Serien England/Deutschland, England/Schweden und England/Tschechien im Zeitraum 1659 bis 1990. Jahrangabe = Zeitpunkt der größten Inhomogenität. r = Korrelationskoeffizient zwischen beiden Serien.

Die Grafiken in Abb. 4.8 zeigen zu unterschiedlichen Zeiten Inhomogenitäten. Bei dem Vergleich England/Deutschland ist die stärkste Inhomogenität in der Mitte des 20. Jahrhunderts (1945) zu erkennen. Weiterhin sind Inhomogenitäten in der Zeit von ca. 1860 bis ca. 1920, mit höherer Intensität von ca. 1750 bis ca. 1800 und mit geringerer Intensität um 1680 festzustellen. Für die Serien England/Schweden treten größere Inhomogenitäten in der wärmeren Periode in der Mitte des 18. Jahrhunderts auf, wobei im kühleren Dalton Minimum (1790-1830) 1798 die größte Inhomogenität auftritt. Die Inhomogenitäten reichen schließlich bis ins frühe 20. Jahrhundert. Vor dieser Zeit im Late Maunder Minimum (1675-1715) und am Beginn der wärmeren Phase im 18. Jahrhundert sind nur geringe Inhomogenitäten zu erkennen. Das Auftreten von Inhomogenität stellt sich ähnlich am Ende des Untersuchungszeitraumes dar, wo nur in den letzten 10 Jahren leichte Inhomogenitäten zu erkennen sind. Beim letzten Vergleich zwischen England und Tschechien treten Inhomogenitäten über den gesamten Untersuchungszeitraum verteilt auf. Hier sind vor allem in den Zeiträumen des Late Maunder Minimums (1675-1715), dem Dalton Minimum (1790-1830) und von Mitte bis Ende des 20. Jahrhunderts Inhomogenitäten deutlich zu erkennen, wobei die größte Inhomogenität 1825 auftritt. Weitere Inhomogenitäten sind in der wärmeren Phasen von der Mitte bis zum Ende des 18. Jahrhunderts und vom Beginn bis zur Mitte des 20. Jahrhunderts zu sehen.

Die Grafiken in Abb. 4.8 geben auch Korrelationskoeffizienten an, die den Zusammenhang der beiden zu vergleichenden Serien zueinander wiedergeben. Der Korrelationskoeffizient ist bei allen drei Vergleichen relativ hoch, nimmt aber mit der Entfernung zu England ab und liegt beim Vergleich der Serien England/Tschechien nur noch bei $r=0,77$, womit der klimatische Zusammenhang zwischen England und Tschechien geringer ist als bei den beiden anderen Referenzserien.

4.2.2.2 Niederschlag

Im Gegensatz zu den kombinierten Temperaturergebnissen weisen die kombinierten Niederschlagsresultate der verwendeten Tests keine Übereinstimmung mit den Ergebnissen aus der Einzelbetrachtung (Kap. 4.2.1.2) auf. Während die Inhomogenitäten der Einzelpunkte bereits nach dem Late Maunder Minimum (1675-1715) auftreten, sind in den Differenzserien die Inhomogenitäten erst im mittleren 19. und frühen 20. Jahrhundert zu erkennen. Dagegen weisen die Ergebnisse des Alexandersson-Tests (Abb. 4.9) bei allen drei Kombinationen bereits im Late Maunder Minimum Inhomogenitäten auf und deuten schon hier auf den klimatischen Wechsel von der kühleren zur wärmeren Periode im 18. Jahrhundert hin. Die Ergebnisse aus dem Alexandersson-Test zeigen weiterhin, dass Inhomogenitäten zwischen den Serien im gesamten 19. Jahrhundert bis zur Mitte des 20. Jahrhunderts auftreten. Zwischen den drei Ergebnissen des Alexandersson-Testes sind in den Grafiken ebenfalls Unterschiede zu erkennen, die zeigen, dass die größte Inhomogenität zwischen England und Deutschland bereits 1712 zu sehen ist, wohingegen in den beiden anderen Kombinationen die größten Inhomogenitäten erst 1843 und 1883 auftreten.

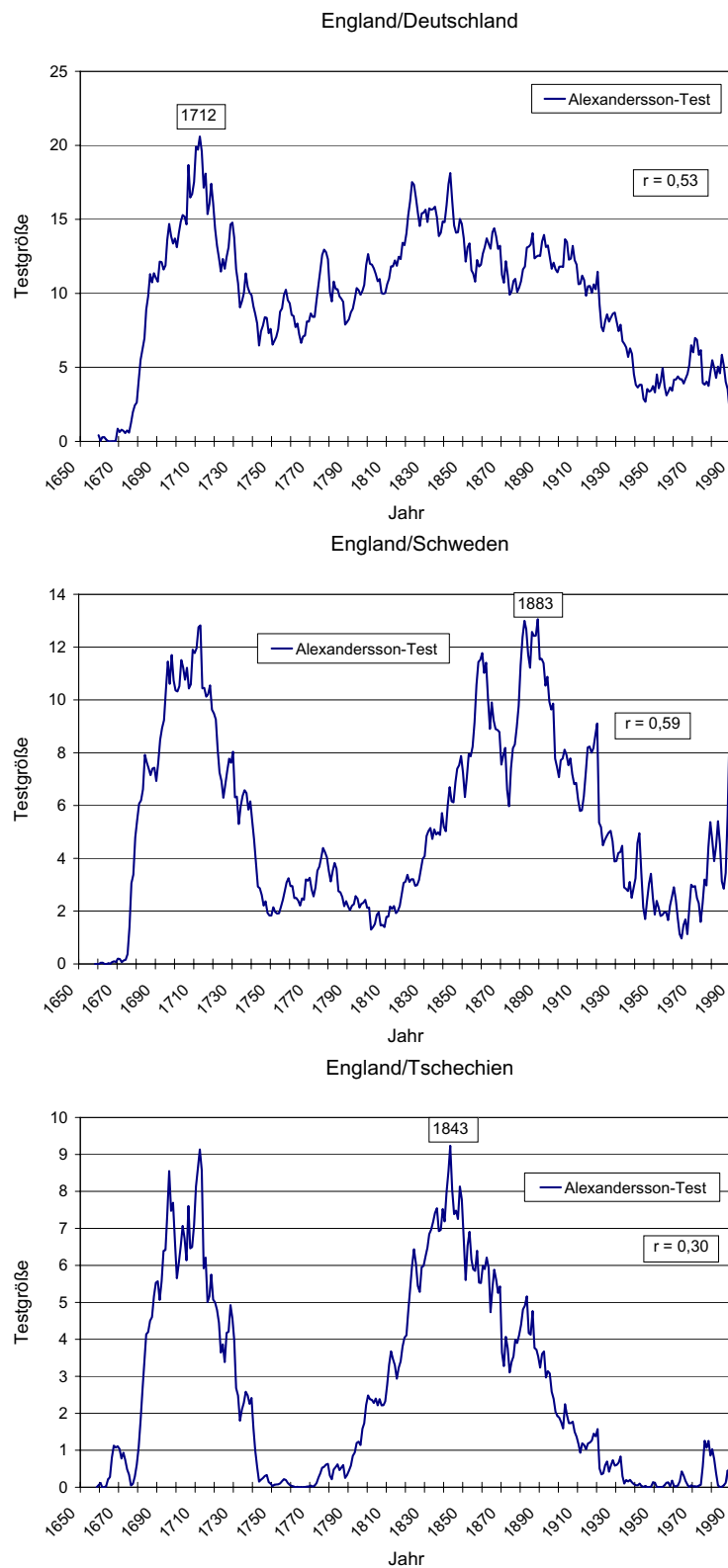


Abb. 4.9 Alexandersson-Test (SNHT) der Jahressummen des Niederschlages für die Serien England/Deutschland, England/Schweden und England/Tschechien im Zeitraum 1659 bis 1990. Jahrangabe = Zeitpunkt der größten Inhomogenität. r = Korrelationskoeffizient zwischen beiden Serien.

Weiterhin ist der Kurvenverlauf in den drei Kombinationen unterschiedlich. Während England/Deutschland eine geringe zweigipflige Kurve aufweist, die Inhomogenitäten über fast den gesamten Untersuchungszeitraum zwischen beiden Serien zeigt, sind bei den beiden anderen Serien England/Schweden und England/Tschechien deutlich abgegrenztere Inhomogenitäten zu verschiedenen Zeiten zu erkennen. Hier wird wiederum deutlich, wie sich der räumliche, klimatische Bezug der untersuchten Gebiete durch die Entfernung verändert. Je näher die Gebiete zueinander stehen desto stärker tritt über den gesamten Untersuchungsverlauf Inhomogenität auf.

Im Gegensatz zu den kombinierten Tests der Temperatur sind die Korrelationskoeffizienten im Niederschlag geringer, womit die geringere Repräsentanz des Niederschlages durch die Entfernung der Gebiete zueinander aber auch gegenüber der Temperatur verdeutlicht wird.

4.3 Diskussion

Die umfangreiche Untersuchung der Homogenität beider Klimaparameter, bedingt durch die Rechenzeit an nur vier Punkten bzw. Boxen, zeigt in den zurückliegenden drei Jahrhunderten klimatisch relevante Inhomogenitäten, die bei der Temperatur und auch beim Niederschlag zu Beginn des 20. Jahrhunderts nicht uneingeschränkt dem meteorologischen Einfluss zuzuschreiben sind. Da ab diesem Zeitpunkt für die Rekonstruktion der Daten deutlich mehr Prädiktoren zur Verfügung standen als zuvor, ist zu vermuten, dass auch in den Proxydaten bereits Inhomogenitäten auftraten. Allerdings ist die globale Erwärmung wie auch die erhöhte Niederschlagsvariabilität, die im 20. Jahrhundert mit deutlichen Klimaschwankungen einhergeht, ein ebenso nicht zu vernachlässigender Faktor für Inhomogenitäten in den Zeitserien. Daneben ist der Zeitpunkt der Inhomogenität in den untersuchten Zeitserien aus Temperatur und Niederschlag zur Unterscheidung von natürlicher oder künstlicher Inhomogenität wichtig. Dadurch, dass der Beginn einer tendenziellen Entwicklung, die auf Inhomogenität hinweist, nicht zum gleichen Zeitpunkt in den Untersuchungspunkten auftrat, ist nicht von künstlicher Inhomogenität auszugehen. Ebenso sind die festgestellten Inhomogenitäten, die zur selben Zeit auftraten und sich einer bekannten Klimaveränderung zuordnen lassen, auch als natürliche Inhomogenitäten zu interpretieren.

Im Vergleich mit den absoluten Tests (Tab. 4.1) und den Tests in Kombination mit jeweils einer anderen Referenzserie, die überwiegend Temperaturinhomogenitäten im 20. Jahrhundert aufweisen, sind beim Alexandersson-Test trotz der nicht Normalverteilung zusätzliche Informationen über Inhomogenitäten zwischen den Zeitserien auch zu früheren Zeiten zu sehen, die mit den übrigen Tests nicht erkannt wurden. Der Alexandersson-Test bietet die Möglichkeit auch innerhalb der Zeitserien mehrere Inhomogenitäten zu verschiedenen Zeitpunkten gleichzeitig aufzudecken. Die Temperaturergebnisse des Alexandersson-Testes weichen daher von den übrigen Tests ab und zeigen auch in der Zeit des Late Maunder Minimums, Teilen des 18. Jahrhunderts zum Beginn des Dalton Minimums und ebenso in Teilen des 19. Jahrhunderts je nach Gebietsvergleich weitere Inhomogenitäten.

In den Niederschlagsserien zeigen sich abweichend von den Temperaturserien in allen Tests Inhomogenitäten bereits zu Beginn des 18. Jahrhunderts, die mit dem Wechsel vom Late Maunder Minimum (Frenzel, 1994) zu einer wärmeren Klimaphase in Zusammenhang gebracht

werden können. Durch diesen frühen Beginn der tendenziellen Inhomogenitätsentwicklung, der außer in Deutschland in allen anderen Gebieten mit leichter zeitlicher Verschiebung zu erkennen ist, kann davon ausgegangen werden, dass es sich um eine klimainduzierte Veränderung und nicht um ein Artefakt in der Rekonstruktion handelt.

Die Ergebnisse der kombinierten Tests beim Niederschlag zeigen kein übereinstimmendes Ergebnis zu den Einzelanalysen, da die auftretenden Inhomogenitäten hier in das späte 19. und frühe 20. Jahrhundert reichen und nicht wie bei den Einzeltests bereits im 18. Jahrhundert auftreten. Die Ergebnisse des Alexandersson Test zeigen hier sowohl in der frühen wie auch späteren Zeit Übereinstimmungen in den Inhomogenitätsergebnissen, die sowohl in den Einzeltests als auch den kombinierten Tests zu finden sind. Dieses ist vor allem am Beginn des Untersuchungszeitraumes zwischen den Einzeltests und dem Alexandersson-Test zu erkennen (vgl. Abb. 4.9 und Tab. 4.1 Niederschlag). Aber auch die Inhomogenitäten im 19. und 20. Jahrhundert der kombinierten Tests sind im Alexandersson-Test zu sehen. Der Alexandersson-Test verbindet hier sowohl die Ergebnisse der Einzeltests als auch die der kombinierten Tests, was neben der klimatischen Einflussnahme auch daher rühren könnte, dass der Alexandersson-Test ursprünglich zur Untersuchung von Inhomogenitäten in Niederschlagsreihen entwickelt und eingesetzt wurde (s. Alexandersson & Moberg, 1997).

Durch das Auftreten der Inhomogenitäten zu bestimmten klimatisch bekannten Zeiten sowohl bei der Temperatur als auch beim Niederschlag und durch die Kurven selbst, die keine abrupten Sprünge aufweisen, sind die vorgefundenen Inhomogenitäten nicht als Artefakte, sondern als natürliche Inhomogenitäten einzustufen. Daher ist eine prinzipielle Weiterbehandlung der Daten, wie sie in den nachfolgenden Kapiteln vorgenommen wird, möglich.

5 Statistische Methode

Einen wichtigen Aspekt in der Klimatologie stellt die Analyse und Interpretation von zeitlichen und räumlichen Ausschnitten auf globaler, kontinentaler, aber auch regionaler Ebene dar. Oftmals wird über eine visuelle Betrachtung eine Strukturierung der Daten vorgenommen. Dabei werden gleiche Werte eines Parameters in Form von Isolinien miteinander verbunden. Andere Strukturierungsformen werden durch statistische Maßzahlen ermöglicht, indem eine Stichprobe als Teil einer Grundgesamtheit untersucht wird (Köhler et al., 1984). Meist wird wegen des Rechenaufwandes auf einfache oder doppelte Varianzanalyseverfahren zurückgegriffen (Schönwiese, 2000). Zur Beschreibung der Variabilität des Klimas besteht eine große Vielfalt an Analysemethoden (Storch & Zwiers, 2002). Dabei wird oftmals nur ein Klimaparameter untersucht oder einem gleichen Klimaparameter anderenorts gegenübergestellt. Wird dagegen mehr als ein Parameter gleichzeitig analysiert, bedarf es multivariater Methoden.

Für die Einteilung von Klimadaten im klassischen Sinne wird beispielsweise die Methode nach Köppen, Thornthwaite oder Ivanov (Hupfer & Bernhardt, 1991) verwendet, die sich zur Einteilung in Klimazonen auf Schwellenwerte bezieht. Diese Methode besitzt allerdings den Nachteil, dass es durch von außen vorgegebene Schwellenwerte nur zu einer scheinbar objektiven Einteilung der Daten kommt, weil auf die Struktur der Klimadaten an sich keine Rücksicht genommen wird (Fovell & Fovell, 1993). Triantafyllou & Tsonis (1994) beschreiben in ihrer Arbeit, dass das Köppensche Klimasystem auf Klimaveränderungen nicht genügend gut reagieren kann und daher für Europa und Asien inadäquat ist. Yao (1997) gibt an, dass die Klimaklassifikation nach Köppen für regionale Aussagen nicht ausreichend ist. Triantafyllou & Tsonis (1994) weisen außerdem auf weitere Methoden zur Klimaeinteilung hin, wie zum Beispiel die Clusteranalyse. Dabei ist die Anwendung der Clusteranalyse in der Klimatologie schon seit gut vier Jahrzehnten bekannt (Gong & Richman, 1995). Sowohl Fovell & Fovell (1993) als auch Gong & Richman (1995) beschreiben den Vergleich zwischen der historischen Klimaklassifikation und der Klimaklassifikation mithilfe der Clusteranalyse. Gong & Richman (1995) haben dafür eine umfangreiche Publikationsliste erarbeitet, in der die unterschiedlichen Clustermethoden und die jeweils eingegangenen Daten aufgestellt sind. Es zeigt sich darin, dass nur rund 20 % der Untersuchungsgebiete auf Europa fallen, der Rest überwiegend auf Gebiete in Nordamerika und Teile Asiens. Es wird deutlich, dass es keine einheitliche Vorgehensweise bei der Klimaklassifikation mithilfe der Clusteranalyse gibt, die auf die verschiedenen Fragestellungen zur Einteilung von klimarelevanten Daten eine Antwort gibt. Oftmals wird die Clusteranalyse in Kombination mit einer Hauptkomponentenanalyse (Schönwiese, 2000; Preisendorfer, 1988) durchgeführt, beispielsweise bei Kalkstein et al. (1987), Kalkstein et al. (1990), Gadgil & Joshi (1993), Fovell & Fovell (1993), Jackson & Weinand (1994), Bunkers (1995) und DeGaetano (1996), um dadurch die Datenmenge ohne nennenswerten Informationsverlust zu reduzieren und störende Einflüsse in den Daten auszuschließen. Daneben werden auch sehr spezielle Fragestellungen mithilfe der Clusteranalyse untersucht, wie beispielsweise die Charakterisierung des tropischen Niederschlages bei Jackson & Weinand (1994, 1995).

Bevor auf die spezielle Methode der hier angewandten Clusteranalyse zur Einteilung der rekonstruierten Daten näher eingegangen wird, soll an dieser Stelle ein kurzer, allgemeiner Abriss über die Clusteranalyse gegeben werden.

5.1 Allgemeine Clusteranalyse

Die Clusteranalyse gehört zur multivariaten Statistik (Hartung, 1999) und ermöglicht es, eine Menge von Objekten in homogene, signifikante Gruppen aufzuteilen (Bacher, 1996). Der Begriff der Clusteranalyse wurde bereits bei Tyron 1939 (Steinhausen & Langer, 1977) erwähnt.

Grundsätzlich wird bei der Clusteranalyse zwischen dem hierarchischen und dem nicht-hierarchischen Verfahren unterschieden. Ersteres hat zum Ziel, eine bestimmte Gruppenstruktur aufzufinden, während es bei Letzterem darum geht, bei optimaler Gruppenstruktur die Elemente optimal auf die Gruppen zu verteilen. Bei den Gruppierungsformen wird zwischen den divisiven und den agglomerativen Verfahren unterschieden, wobei das Erste die Verfeinerung in einzelne Gruppen und das Zweite die Vergrößerung in übergeordnete Gruppen bedeutet. Dieser Gruppierungsprozess wird aufgrund von Distanzen zu Gruppenmittelwerten (Gruppenzentroiden) vorgenommen. Dabei werden bei der Clusteranalyse unterschiedliche Distanzvarianten bzw. Distanzfunktionen unterschieden (Steinhausen & Langer, 1977). Weiterhin werden die entwickelten Cluster beziehungsweise Gruppen danach unterschieden, ob sich die Gruppen überlappen (nicht-disjunktiv) oder elementfremd (disjunktiv) sind. Bei der nicht-hierarchischen Clusteranalyse, die mit einer optimalen Gruppenstruktur beginnt, werden die Elemente bei jedem Zuordnungsschritt neu in die Gruppen aufgeteilt, bis eine signifikante Verteilung der Elemente auf die Gruppen stattgefunden hat. Dabei darf die Clusteranalyse allerdings nicht als Möglichkeit zur Schätzung von Parametern gesehen werden, wie es verschiedenste Interpolationsverfahren ermöglichen, sondern nur der Datenstrukturierung und Analyse von in sich abhängigen Parametern (Steinhausen & Langer, 1977) dienen.

Für die Einteilung der Klimadaten (Kap. 3.2.2) wurde eine spezielle Form der Clusteranalyse gewählt, die die Validierung (Kap. 6) und die Klassifizierung (Kap. 7 u. Kap. 8) von Klimadaten ermöglicht, ohne auf eine optimale Clusteranzahl bzw. Klimatypenanzahl zu verzichten. Die als vollständige nicht-hierarchische Clusteranalyse (Gerstengarbe & Werner, 1999; Gerstengarbe et al., 1999) bezeichnete Methode, die der numerischen Klassifikation angehört (Oliver, 1991), wird nachfolgend näher erläutert. Diese Methode hat gegenüber den üblichen hierarchischen und nicht-hierarchischen Methoden den Vorteil, dass von außen keine Clusteranzahl für die aufzuteilenden Parameter vorgegeben werden muss, sondern dass diese aufgrund der Datenmenge und der Parameteranzahl durch die verwendete Statistik entwickelt wird. In ähnlicher Weise wurde auch bei DeGaetano (1996) erst mithilfe der hierarchischen Clusteranalyse eine Startclusteranzahl entwickelt und mit der nachfolgenden nicht-hierarchischen Clusteranalyse eine optimale Parameterverteilung erreicht.

5.2 Prinzip der vollständigen nicht-hierarchischen Clusteranalyse

Das Prinzip der nicht-hierarchischen Clusteranalyse besteht darin, aus einer Menge M mit e_i Elementen, die durch die Summe N aller Parameter p beschrieben wird, eine statistisch gesicherte Aufteilung der e_i Elemente auf eine vorgegebene Clusteranzahl K zu erzielen. Dann werden auf diese Anzahl von K Clustern die Elemente e_i gleich verteilt, die durch die einfache Beziehung der Menge M und der Anzahl der K Cluster durch $L = M/K$ beschrieben sind. Daraufhin wird für jedes k der K Cluster ein Gruppenzentrum \bar{e}_k gebildet:

$$\bar{e}_k = \frac{1}{L} \sum_{i=(k-1) \cdot L + 1}^{k \cdot L} e_i \quad . \quad 5.1$$

Durch Anwendung der Euklidischen Distanz über alle k der Cluster K pro Aufteilung aller e_i auf K unter Veränderung von K pro Rechenschritt g ergibt sich die Zielfunktion:

$$a(g) = \sum_{k=1}^K \sum_{i \in k} |e_i - \bar{e}_k|^2 \quad . \quad 5.2$$

Dabei kann die Aufteilung beziehungsweise der Austausch der e_i pro Rechenschritt g auf die K Cluster als Vorgang der Zuordnung der e_i auf das jeweilige am nächsten liegende Gruppenzentrum \bar{e}_k verstanden werden. Das Ziel besteht darin, dass die Funktion 5.2 ein lokales Minimum

$$a(g) = \forall (g \rightarrow \min) \quad 5.3$$

erreicht. Ist dieses Ziel erreicht, wird der Clusterprozess abgebrochen. Da der Vorgang auch bei Erreichen eines sekundären Minimums abgebrochen wird, ist eine signifikante Clusteraufteilung häufig nicht möglich.

Für die signifikante Clusteraufteilung wird bei Gerstengarbe & Werner (1999) und Gerstengarbe et al. (1999) ein Qualitätskriterium eingeführt. Beim Erreichen des lokalen Minimums (nach 5.3) enthält jedes Cluster, bedingt durch die Aufteilung, eine unterschiedliche Anzahl an Elementen. Dabei ist jedes Element durch N Parameter definiert und stellt jedes für sich ein Streudiagramm dar. Durch den Clustervorgang kann es zwischen den einzelnen Clustern zu Überlappungen kommen, die Hinweise auf ein sekundäres Minimum zeigen können. Um ein mögliches sekundäres Minimum zu untersuchen, wird die Anzahl an Überlappungen O von zwei Clustern a und b mit N Parametern betrachtet nach:

$$O_{a,b} = \sum_{i_a=1}^{L_a} \sum_{i_b=1}^{L_b} \sum_{j=1}^N o_{i_a, i_b, j} \quad \begin{matrix} a = 1, \dots, k-1 \\ b = 2, \dots, k \end{matrix} \quad , \quad 5.4$$

wobei

$$o_{i_a, i_b, j} = \begin{cases} 1 & p_{i_b, j} \geq p_{i_a, j} \\ 0 & p_{i_b, j} < p_{i_a, j} \end{cases} . \quad 5.5$$

Je nachdem wie die einzelnen Parameter quantitativ zueinander stehen, wird ein Zustand 1 oder 0 unter der Bedingung

$$\bar{e}_1 > \bar{e}_2 > \dots > \bar{e}_k \quad 5.6$$

erreicht.

Sind alle Cluster a und b vollständig voneinander getrennt, dann ist $O_{a,b} = 0$. Für die maximal mögliche Anzahl an Überlappungen ist

$$O_{a,b}^{max} = NL_a L_b, \quad 5.7$$

die dann erreicht ist, wenn zwei Cluster den gleichen Raum bedecken.

Die Gleichungen 5.4, 5.5, 5.6 und 5.7 beschreiben folgende Schritte:

1. Es werden die maximalen Überlappungen der Cluster O^{max} und die mittlere Anzahl \bar{O} aller Clusterpaare berechnet.
2. Anschließend wird getestet, ob O^{max} und \bar{O} aus der gleichen Grundgesamtheit entstammen. Unter der Bedingung der Normalverteilung wird der Student-t Test angewendet. Dabei können nur bei Nichterfüllung der Nullhypothese die Cluster als getrennt angesehen werden.
3. Trifft dies nicht zu, wird das Verhältnis $v_{a,b}$ der aktuellen Überlappungen zu den maximal möglichen Überlappungen für jedes Clusterpaar bestimmt:

$$v_{a,b} = \frac{O_{a,b}}{O_{a,b}^{max}} . \quad 5.8$$

4. Es wird dann der Mittelwert \bar{v} über alle $v_{a,b}$ berechnet, der als empirische Schätzung der Überlappungen gesehen werden kann.
5. Für den Fall, dass nicht alle berechneten Mittelwerte \bar{v} gleich sind, werden wie unter 2. unter einem bestimmten Signifikanzniveau all jene Cluster als signifikant getrennt angesehen, die der Bedingung $v_{a,b} \leq \bar{v}$ entsprechen.
6. Ist dagegen $v_{a,b} > \bar{v}$, muss untersucht werden, ob $O_{a,b}$ mit dem Mittelwert aller Überlappungen \bar{O} vereinbar ist. Sind die Überlappungen beider Cluster zufällig, dann liegt eine statistische Trennung beider Cluster vor. Zur Untersuchung der Clusterüberlappungen wird hier der χ^2 -Test mit dem Freiheitsgrad $d_f = 1$ verwendet:

$$\chi^2 = \frac{(O_{a,b} - \bar{O})^2 \times (2O_{a,b}^{max} - 1)}{(O_{a,b} + \bar{O}) \times (2O_{a,b}^{max} - O_{a,b} - \bar{O})} . \quad 5.9$$

Das Ergebnis wird dann folgendermaßen interpretiert. Überschreitet der χ^2 -Wert einen vorgegebenen signifikanten Schwellenwert, dann unterscheidet sich die Häufigkeit an Überlappungen des Mittelwertes \bar{O} signifikant vom χ^2 -Wert. Daraus folgt, dass die Trennung der Cluster nicht statistisch signifikant ist, wohingegen im umgekehrten Fall davon ausgegangen werden kann.

Sind die Elemente eines Clusters statistisch signifikant vom Rest der Stichprobe getrennt, werden sie aus dem Clusterprozess herausgenommen. Mit den verbleibenden Elementen beginnt der iterative Vorgang von vorn. Der beschriebene Vorgang wird dabei solange durchlaufen, bis alle Elemente in statistisch signifikant voneinander getrennte Cluster eingeteilt sind. Die optimale Clusteranzahl entspricht somit der Anzahl getrennter Cluster.

Dennoch bleiben drei Problempunkte für die Analyse bestehen:

1. Die *Anfangsaufstellung* der eingesetzten Daten,
2. eine *optimale Startclusteranzahl* und
3. das mögliche Auftreten von *Ausreißern* durch den Clustervorgang.

Unabhängigkeit und Gleichverteilung der Daten gelten auch für die Clusteranalyse. Daher ist es sehr wichtig, dass die Daten, die auf die *Anfangsclusteranzahl* aufgeteilt werden, zufällig verteilt sind. Anderenfalls besteht die Gefahr, dass sich nach wenigen Rechenschritten ein sekundäres Minimum der Zielfunktion 5.3 bildet, welches einer optimalen Gruppierung der Daten entgegenwirkt.

Die *Startclusteranzahl* spielt ebenfalls eine wesentliche Rolle bei der Aufteilung der Daten, können doch bei einer zu geringen Anzahl an Clustern zu viele Elemente in einem Cluster auftreten und mögliche innere Strukturen übersehen werden. Auf der anderen Seite werden durch zu viele Ausgangscluster künstliche Strukturen gebildet, die nicht mehr zu interpretieren sind. Der Ausgangspunkt für die Erstellung einer optimalen Startclusteranzahl ist die Zielfunktion 5.2. Diese ist so formuliert, dass eine optimale Trennung erreicht ist, wenn die Funktion ein Minimum erreicht hat. Die Ausgangsdaten werden für eine aufsteigende Anzahl von Clustern ($k = 2, 3, \dots, n$) separiert, womit sich eine Reihe von Zielfunktionen 5.2 ergibt, die für die Abschätzung einer Startclusteranzahl herangezogen werden. Da jeder der Werte der Zielfunktionen einer bestimmten Clusterzahl entspricht, definiert der Wendepunkt der Zielfunktionsreihe die optimale Startclusteranzahl. Dafür werden die Differenzen aus den Nachbarwerten der Zielfunktionsreihe in eine Differenzenreihe mit $m_1 = m - 1$ gebildet. Unter Verwendung des Pettitt-Testes wird der Beginn eines Trends abgeschätzt (siehe dazu Kap. 4.1.3).

Trotz der statistisch signifikanten Trennung der Cluster untereinander können in einzelnen Clustern *Ausreißer* als abweichende Werte von der Clustergruppe auftreten, die das Ergebnis verfälschen. Zur Identifizierung von Ausreißern werden aus jedem signifikant getrennten

Cluster für jedes Element die Summe der Distanzen zwischen jedem einzelnen Parameter und dem Gruppenzentrum mithilfe der Euklidischen Distanz 5.2 (Steinhausen & Langer, 1977; Mimmack et al., 2001) bestimmt. Das führt zu einem Ensemble an Summen für jedes Cluster. Mithilfe der Thompson-Regel (Fraedrich et al., 2001) können nun Ausreißer der Cluster abgeschätzt werden:

$$t_i = \frac{x_i - \bar{x}}{s^*} (i = 1, \dots, n) , \quad 5.10$$

wobei \bar{x} das arithmetische Mittel und s^* die Standardabweichung des Ensembles ist. Alle Werte x_i mit $(i = 1, \dots, n)$, bei denen $|t_i| > z_{m;\alpha}$ gültig ist, mit $m = n - 2$ und $z_{m;\alpha}$ als Schwellenwert für ein bestimmtes Signifikanzniveau gelten als Ausreißer. Treten Ausreißer auf, so kann für diese über die Euklidische Distanz ein geeigneteres Cluster gefunden werden.

6 Validierung

Die Validierung von Zeitreihen spielt in der Klimatologie eine wichtige Rolle. Dabei ist die Qualität der verwendeten Zeitreihen von grundlegender Bedeutung um präzise Aussagen über die Klimaveränderungen machen zu können. Die mittlerweile räumlich und zeitlich hoch aufgelösten Zeitreihen stellen bei der Validierung ein Problem dar. Aufgrund der großen Datenmengen werden oftmals einfache Methoden gewählt, die aus reinen optischen Vergleichen oder dem Einsatz von generalisierten Maßzahlen bestehen (Köhler et al., 1984). Komplexeren statistischen Verfahren sind aufgrund ihres relativ hohen Aufwandes schon aus zeitlichen Gründen Grenzen gesetzt. Allerdings lassen sich komplexere klimatologische Zusammenhänge in solchen Zeitreihen nur mit entsprechend komplexen Verfahren untersuchen. Um die hier verwendeten Zeitreihen, die eine zeitliche und hohe räumliche Auflösung besitzen, auf ihre Güte hin zu untersuchen, wurde auf ein erweitertes Verfahren der vollständigen nicht-hierarchischen Clusteranalyse (Gerstengarbe et al., 2005, s.a. Kap. 5.2) zurückgegriffen. Dabei wird die Validierung in zwei Teiluntersuchungen differenziert: einen abhängigen und einen unabhängigen Vergleich.

6.1 Methode der Validierung

Bei dieser Form der Validierung werden zuerst die Parameter des Bezugfeldes an jedem Gitterpunkt des Untersuchungsgebietes über einen definierten Zeitraum mithilfe des Clusteranalyseansatzes nach Gerstengarbe & Werner (1999) und Gerstengarbe et al. (1999) zu Mustern zusammengefasst (s. Kap. 5.2). Die gleiche Parameterkombination des simulierten Feldes wird mit den Mustern des Bezugfeldes über ein Distanzmaß miteinander verglichen. Mit diesem Vergleich kann bestimmt werden, welcher Gitterpunkt des simulierten Feldes in welches Muster bzw. Cluster des Bezugfeldes einzuordnen ist. Es lässt sich eine Ja-Nein-Aussage treffen, die bei Gleichheit der Clusterzugehörigkeit eine Übereinstimmung zwischen simuliertem Wert und Wert des Bezugfeldes oder umgekehrt eine Nicht-Übereinstimmung aufgrund unterschiedlicher Clusterzugehörigkeit beschreibt. Der Grad der Abweichung wird auf 0 und 1 normiert mit einem Signifikanzniveau von 95 % (0 = keine Abweichung, 1 = größte Abweichung).

Der Vorgang der Validierung lässt sich in zwei Schritte aufteilen:

1. Aufteilung der Klimadaten in Gruppen, wie sie unter Kap. 5.2 beschrieben wird.
2. Zuordnung der Parameterkombinationen der einzelnen Punkte des Validierungsfeldes zu den Clustern des Bezugfeldes.

Die Zuordnung des Validierungsfeldes über die Parameterkombination wird wiederum durch die Euklidische Distanz (s. Kap. 5.2) vorgenommen. Die Parameterkombination wird jeweils dem Cluster zugeordnet, das, bezogen auf das Gruppenzentrum, die kleinste Euklidische Distanz aufweist. Dabei wird die Clusternummer als Übereinstimmungskriterium verwendet

und entsprechend der Übereinstimmung zugeordnet. Tritt keine Übereinstimmung zwischen Validierungs- und Bezugsfeld auf, wird ein relativer Fehler bestimmt, der um so größer ist, je weiter die Cluster voneinander entfernt sind.

Die Übereinstimmung wird durch die folgenden Schritte berechnet (s.a. Kücken et al., 2002):

1. Es wird das Verhältnis R_{ab} aus der Anzahl aktueller zu maximal möglicher Überlappungen von zwei Clustern berechnet nach:

$$R_{ab} = \frac{O_{ab}}{O_{ab}^{max}}. \quad 6.1$$

2. Dann wird das maximale Verhältnis R^{max} aus allen möglichen Kombinationen von R_{ab} gebildet nach:

$$R^{max} = \max(R_{ab}) \quad a = 1, \dots, K \quad b = 1, \dots, K - 1, \quad 6.2$$

wobei a und b die jeweiligen Cluster darstellen und K die Clusternummer.

3. Zur Bestimmung des Fehlers beim Clusterwechsel wird eine normierte Relativzahl nach:

$$R_{ab}^{norm} = 100 \cdot \left(1 - \frac{R^{max}}{R_{ab}} \right) \quad 6.3$$

berechnet.

4. Die unterschiedlichen Fehlergrößen, definiert nach Gerstengarbe et al. (2005), sind in verschiedene Klassen unterteilt. Diese sind in nachfolgenden Abb. 6.1 bis Abb. 6.4, abgeändert durch die Übereinstimmungen in % angeben.
5. Zur Differenzierung des Fehlers wird derjenige Parameter in einer so genannten Parameterdominanz betrachtet, der ausschlaggebend ist für die Nicht-Übereinstimmung (s. Abb. 6.1 bis Abb. 6.4).

6.2 Ergebnisse der Validierung

Für die Durchführung der Validierung wurden die rekonstruierten Daten (Luterbacher et al., 2001) (Kap. 3.2.2) mit den CRU-Daten (New et al., 1999; New et al., 2000) (Kap. 3.1) verglichen, da die CRU-Daten die gleiche räumliche und zeitliche Auflösung besitzen, wie die rekonstruierten Daten und bis zum Zeitpunkt der Entstehung der Arbeit keine ebenbürtigen Klimadaten vorhanden waren. Die Qualität der CRU-Daten wurde in diesem Rahmen nicht weiter betrachtet. Allerdings ist bekannt, dass die CRU-Daten eine räumliche aber z.T. keine zeitliche Homogenität aufweisen, da Stationsverlegungen und Messinstrumentenwechsel nicht bei der Interpolation auf das regelmäßige Gitter berücksichtigt wurden (Mitchell, 2004).

6.2.1 Abhängiger Vergleich

Um Aussagen über die Güte von Ergebnisreihen machen zu können, werden normalerweise zwei unabhängige Datensätze miteinander vergleichen. Für den hier vorgenommenen abhängigen Vergleich wurden die rekonstruierten Klimadaten und die ebenfalls für die Rekonstruktion verwendeten CRU-Daten eingesetzt und aus diesen jeweils 30-jährige, gleitende Klimadaten ausgelesen und mit der oben in Kap. 6.1 beschriebenen Methode nach Gerstengarbe et al. (2005) untersucht. Der nicht abhängige Vergleich beschreibt im Gegensatz zur Kalibrierung bei Luterbacher et al. (2001) in detaillierter Form die Größe des Fehlers, der bei der Rekonstruktion der historischen Klimadaten für von 1901 bis 1990 entstanden ist.

Abb. 6.1 veranschaulicht die prozentualen Differenzen zum langjährigen Gesamtmittelwert, ausgehend von den einzelnen prozentualen Übereinstimmungen der gleitenden 30-jährigen Klimadaten. Beim Überschreiten des langjährigen Mittelwertes wird eine bessere und beim Unterschreiten eine schlechtere Übereinstimmung gegenüber den CRU-Daten verdeutlicht. Es zeigt sich eine Kurve, die überwiegend oberhalb des Mittelwertes von 94,6 % Übereinstimmung verläuft und erst zum Ende unter den Mittelwert abfällt.

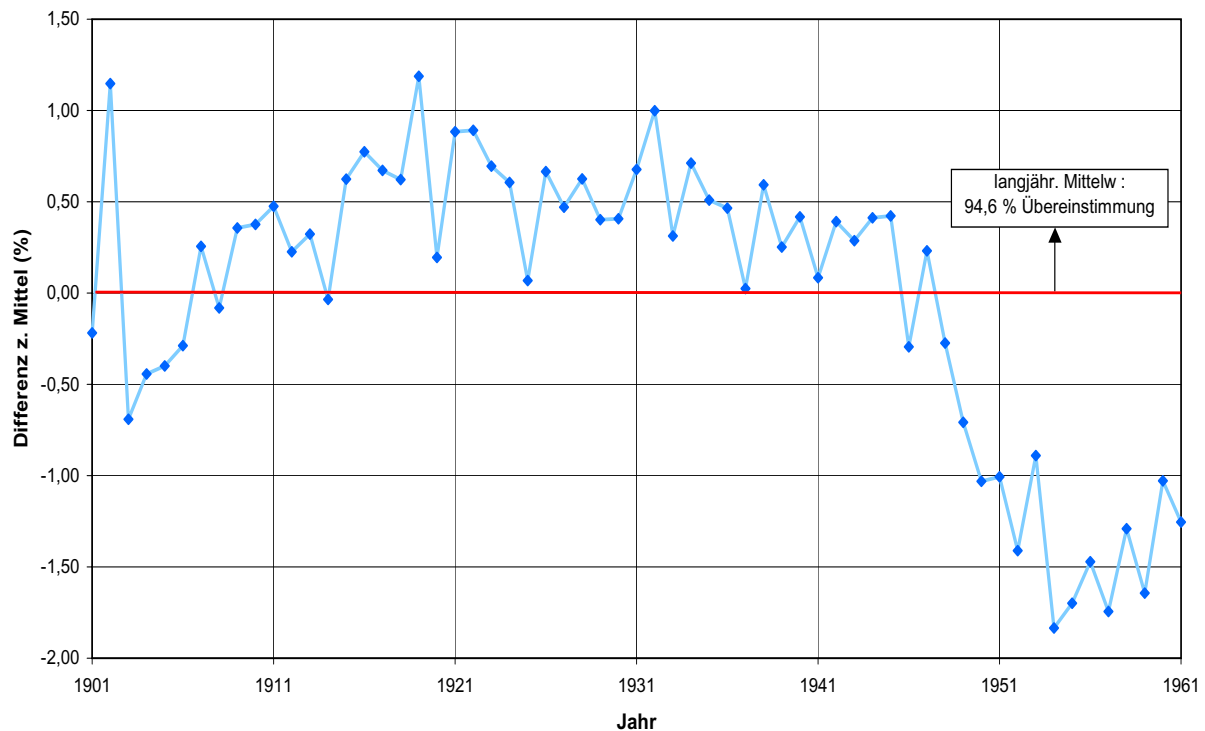


Abb. 6.1 Vergleich der prozentualen Übereinstimmungen der gleitenden 30-jährigen Klimadaten für den Zeitraum 1901-1961.

Zu Beginn des Untersuchungszeitraumes ist eine große Schwankung im Kurvenverlauf zu erkennen, der sowohl eine bessere Übereinstimmung in der Periode 1902/31 demonstriert als auch schlechtere Übereinstimmungen in den Perioden 1903/32 bis 1906/35. Hierfür gibt es keine eindeutige Erklärung. Bei der Periode 1902/31 könnte es sich um einen Ausreißer handeln, der durch den Rekonstruktionsvorgang entstanden ist, da zu Beginn der Periode 1901/30 und nach den Perioden 1902/31 bis 1906/35 schlechtere Übereinstimmungen bestehen, die erst in den Folgeperioden deutlich besser werden. Ab der Periode 1907/36 bis 1945/74 sind die Übereinstimmungen besser als das langjährige Mittel der Übereinstimmung. Ab der Periode 1946/75 nimmt die Übereinstimmung zu den Referenzperioden der CRU-Daten deutlich ab. Die Zunahme des Fehlers kann zweierlei bedeuten. Zum einen kann sie auf ein deutliches Klimaänderungssignal seit den 70er Jahren des letzten Jahrhunderts hindeuten, zum anderen kann es sich um eine ungenügende Einbeziehung der Klimaveränderung in die Rekonstruktion der Klimadaten handeln.

Da für die Validierung wie auch für die Klimaklassifikation (Kap. 7 und Kap. 8) gleichzeitig die beiden Parameter Temperatur und Niederschlag betrachtet werden, stellt sich bei der Validierungsuntersuchung zwischen Referenzperiode und Rekonstruktionsperiode die Frage, welcher der beiden Faktoren letztendlich ausschlaggebend ist für die Nicht-Übereinstimmung an jedem Gitterpunkt. Zu diesem Zweck wurde bei Gerstengarbe et al. (2005) der Begriff der Parameterdominanz genannt, wie er unter 5. in Kap. 6.1 beschrieben wurde. Zur Veranschaulichung werden im Folgenden exemplarisch zwei Ergebnisse aus der abhängigen Validierung vorgestellt.

In Abb. 6.2 wird die Periode 1919/48 dargestellt. Diese Periode besitzt die geringsten Fehler aller untersuchten Perioden und hat gegenüber den CRU-Daten (Kap. 3.1) eine Gesamtübereinstimmung von 95,8 %. Weiterhin demonstriert die Abb. 6.2, wie jeder einzelne Gitterpunkt im Untersuchungsgebiet einen unterschiedlichen Übereinstimmungsgrad besitzt. Dabei werden zwei Kriterien anhand der Gitterpunkte verdeutlicht:

1. Die Gitterpunkte mit geringerer Übereinstimmung gegenüber den Referenzdaten werden durch unterschiedlich hohe farbige Säulen dargestellt. Dabei bilden die höchsten Säulen die geringste Übereinstimmung.
2. Neben der Stärke der Übereinstimmung kann an jeder Säule über die Farbgebung der Säulenseite festgestellt werden, welcher Parameter für die geringere Übereinstimmung verantwortlich ist. Dabei bedeutet eine blaue Farbe eine mehr als 50 %ige Niederschlagsbeeinflussung, während eine rote Farbe entsprechend eine mehr als 50 %ige Temperaturbeeinflussung bedeutet. Über die Intensität der jeweiligen Farbgebung lässt sich die Parameterdominanz in Prozent ablesen.

So erkennt man in Abb. 6.2 deutlich, dass für die gering übereinstimmenden Gitterpunkte der auslösende Parameter sowohl in der Temperatur- als auch in der Niederschlagsdominanz liegt. Von den verschiedenen gering übereinstimmenden Gitterpunkten überwiegen in der Menge die Gitterpunkte aus der Klasse 0-5 %, was der geringsten Übereinstimmung entspricht. Die nur gering übereinstimmenden Gitterpunkte können dabei aus visueller Sicht keinem spezifischen Problem wie zum Beispiel der Orographie zugeordnet werden. Es bleibt an diesen Stellen nur der Rückschluss, dass an diesen Gitterpunkten die Rekonstruktion ungenügend angepasst ist.

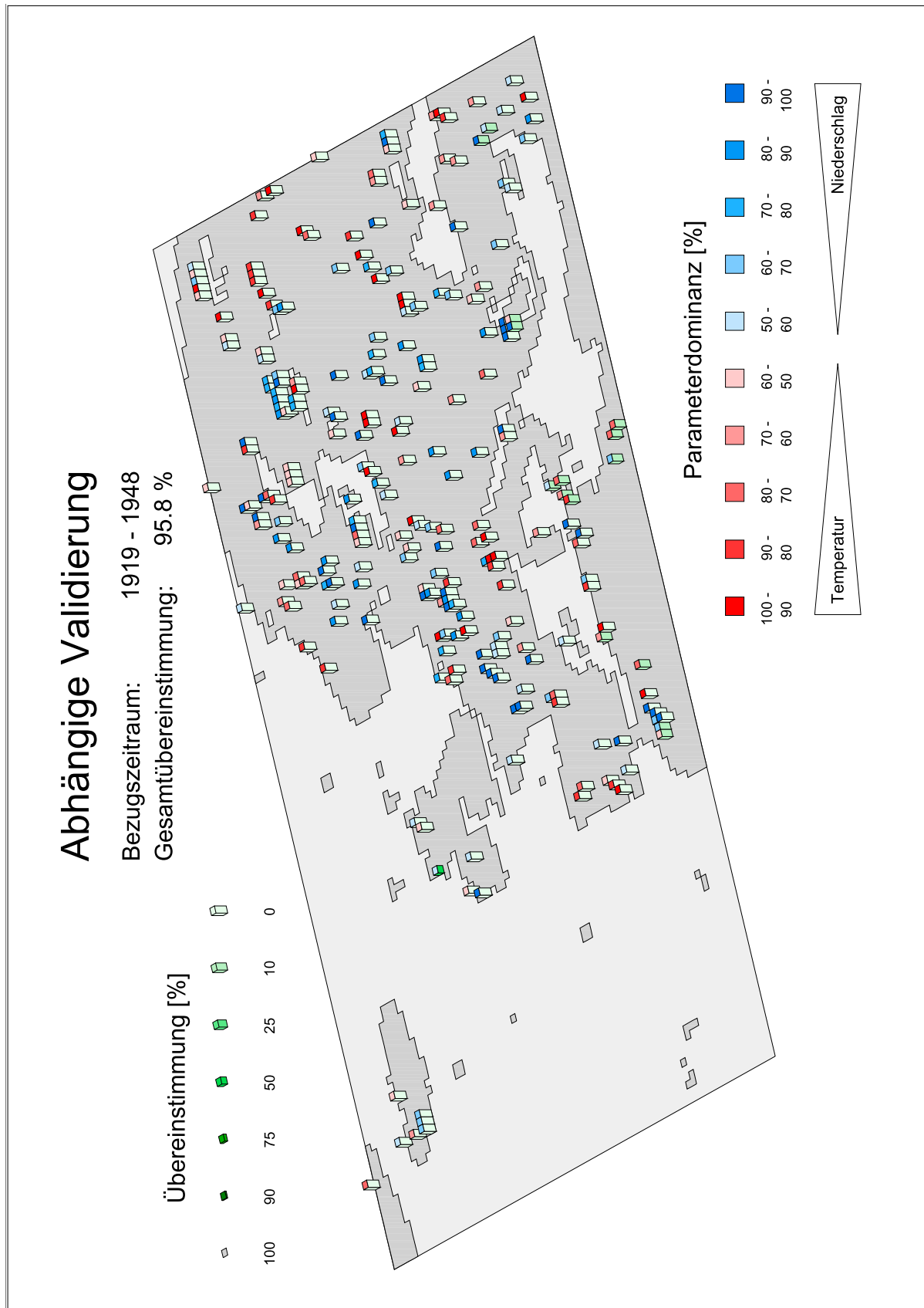


Abb. 6.2 Abhängige Validierung für die Periode 1919/48.

Die Abb. 6.3 zeigt das Übereinstimmungsfeld der Periode 1954/83, die die geringste Gesamtübereinstimmung von 92,8 % gegenüber derselben Periode der Referenzdaten (CRU-Daten) aufweist. Es ist zu erkennen, dass deutlich mehr gering übereinstimmende Gitterpunkte vorhanden sind, als in der Periode 1919/48 (Abb. 6.2). Zudem ist an einigen Stellen eine parameterweise Häufung von nicht-übereinstimmenden Gitterpunkten festzustellen. So kann sowohl im westlichen Nordafrika als auch in Russland eine temperaturbeeinflusste geringere Übereinstimmung festgestellt werden. Wie bereits zu Abb. 6.1 erläutert, ist die geringe Übereinstimmung der Periode 1954/83 auf eine Änderung des Klimas seit den 70er Jahren zurückzuführen. Die Klimaänderung ist in diesen Regionen ungenügend in die Rekonstruktion der Klimadaten eingeflossen.

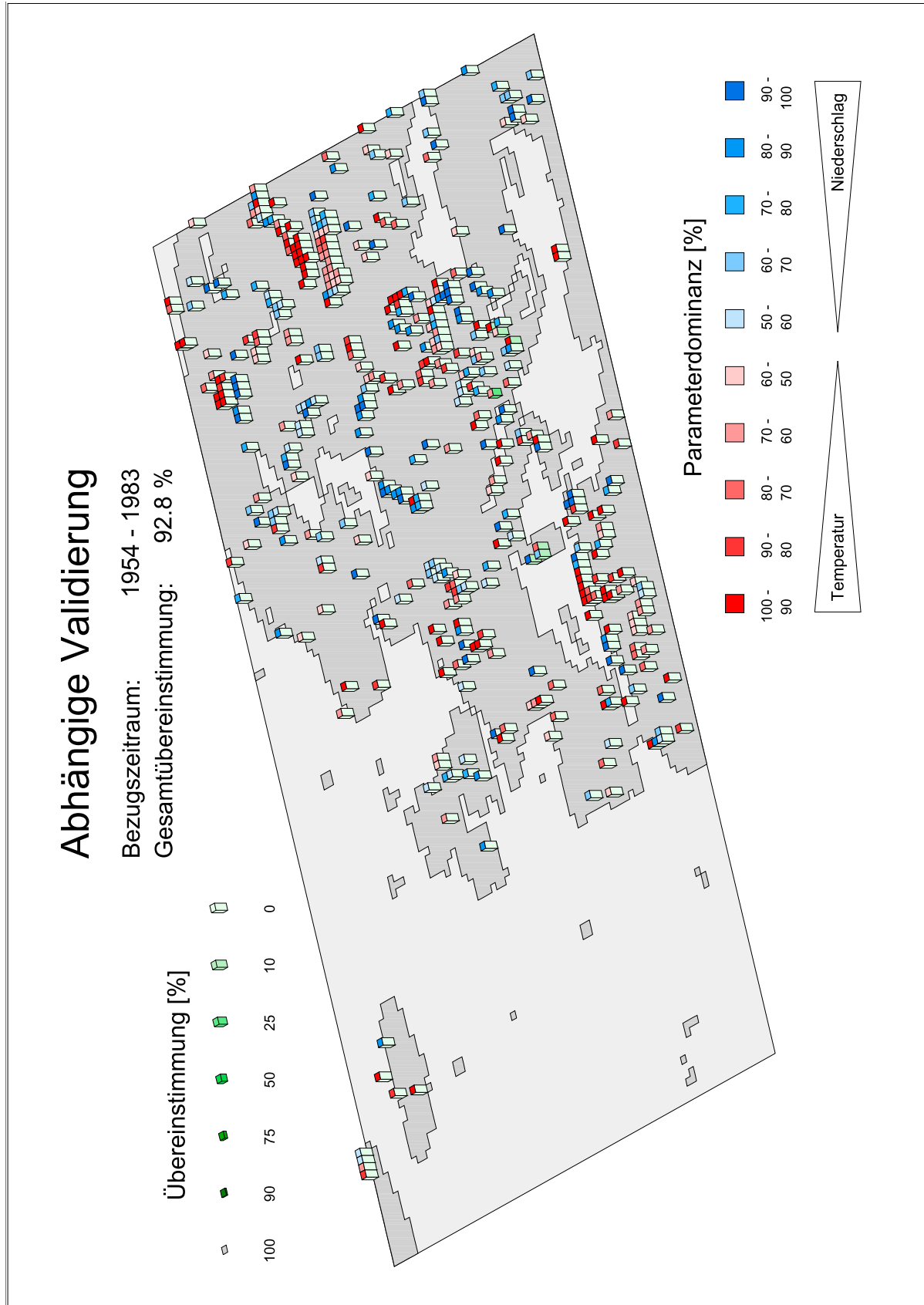


Abb. 6.3 Abhängige Validierung für die Periode 1954/83.

6.2.2 Unabhängiger Vergleich

Zur Validierung einer unabhängigen Periode wurde von Luterbacher eine Zeitreihe 1961-1990 ohne die Einbeziehung der langen Klimareihen von 1901 (New et al., 2000) rekonstruiert (Kap. 3.2.2) und hier zur Verfügung gestellt. Der anschließende Vergleich fand wiederum mit den beobachteten langen Datenreihen (New et al., 2000) statt.

In der Abb. 6.4 wird die unabhängige Periode 1961/90 dargestellt. Sie zeigt gegenüber den in Kap. 6.2.1 dargestellten Perioden eine deutlich geringere Gesamtübereinstimmung von hier 84,4 % mit mehr Gitterpunkten geringer Übereinstimmung. Die nicht-übereinstimmenden Gitterpunkte sind dabei fast gleichmäßig über das Untersuchungsgebiet verteilt. Nur im östlichen Untersuchungsgebiet treten Häufungen von gering übereinstimmenden Gitterpunkten auf. Diese weisen unterschiedlich stark ausgeprägte Parameterdominanzen auf, die sowohl temperatur- als auch niederschlagsbedingt sind.

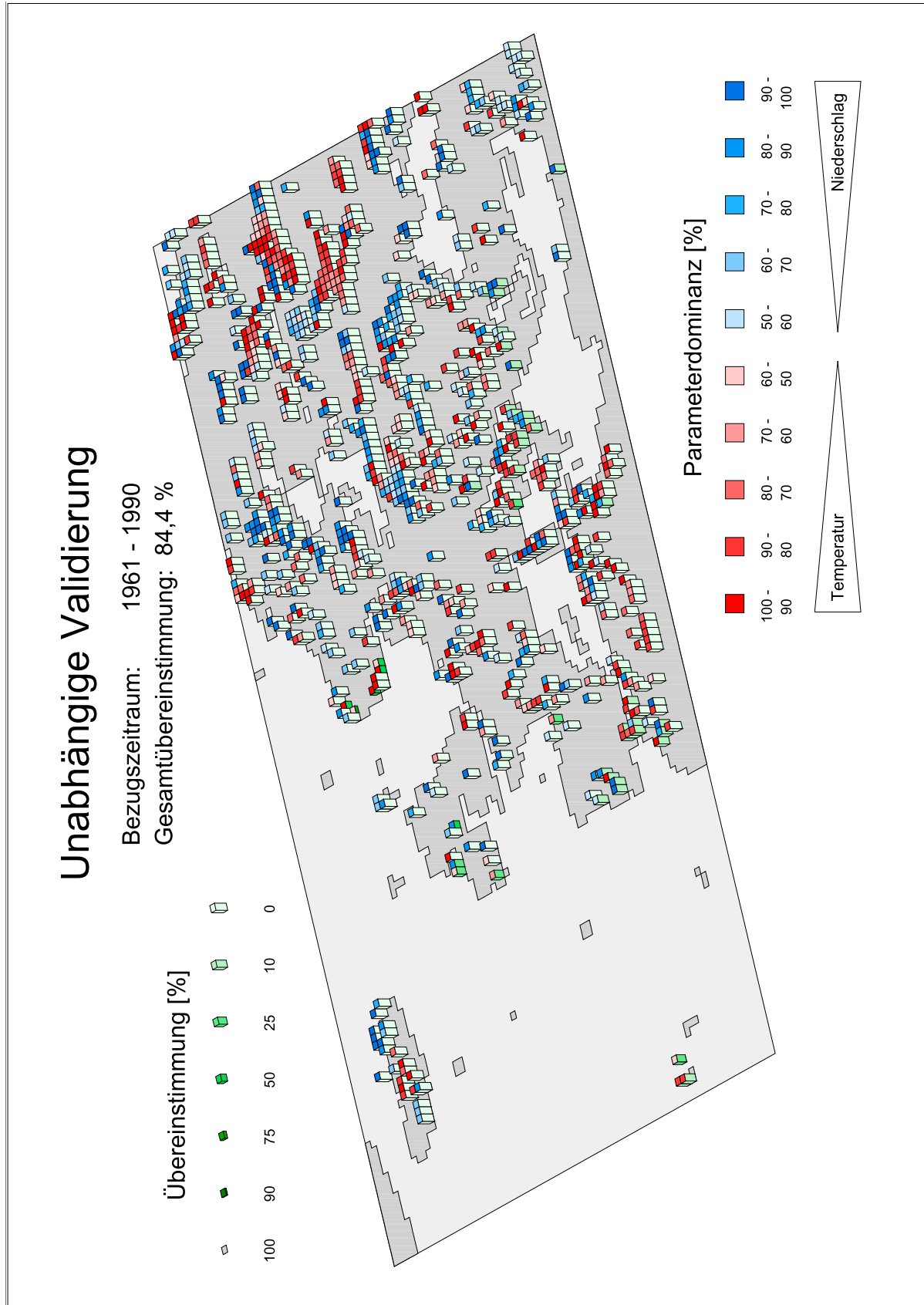


Abb. 6.4 Unabhängige Validierung für die Periode 1961/90

6.3 Diskussion

Die verwendete Validierungsmethode (Kap. 5) bietet eine gute Möglichkeit, die Klimazeitreihen zu analysieren und nach ihrer Qualität zu beurteilen. Dabei kann festgestellt werden, dass die rekonstruierten Klimazeitreihen im abhängigen Vergleich eine gute Übereinstimmung mit durchschnittlich 94,6 % gegenüber den Referenzdaten (CRU-Daten, Kap. 3.1) aufweisen. Der unabhängige Vergleich zeigt dagegen eine geringere Gesamtübereinstimmung von 84,4 %. Durch die Darstellungsform der Ergebnisse ist eine gitterpunktgenaue Validierung möglich, die neben der Übereinstimmung auch den Grad der Nicht-Übereinstimmung eines jeden Parameters verdeutlicht. Wie in den Kap. 5.2.1 und Kap. 5.2.2 weiterhin demonstriert wurde, sind Anhäufungen von nicht-übereinstimmenden Gitterpunkten durch diese Methode gut zu erkennen, was insbesondere auch für orografische Schwierigkeiten gelten würde. Ein solcher Fehler ist in den dargestellten Ergebnissen nicht zu erkennen. Es ist vielmehr davon auszugehen, dass die Rekonstruktion (Kap. 3.2.2) aufgrund des Fehlens von Prädiktoren in bestimmten Regionen oder durch Inhomogenitäten in den Prädiktorenreihen zu den Nicht-Übereinstimmungen in den einzelnen Perioden führt.

Wie zu erwarten war, ist die Übereinstimmung beim unabhängigen Vergleich mit einem deutlich höheren Fehler behaftet, als beim abhängigen Vergleich. Das schlechtere Ergebnis des unabhängigen Vergleiches (Kap. 5.2.2) spiegelt gleichzeitig die historische Zeit vor 1901 wider, die ohne die Einbeziehung der Klimazeitreihen von New et al. (1999) und New et al. (2000) rekonstruiert wurde. Es ist daher schwierig, die Klimadaten ohne Vorbehalt als gut zu bezeichnen. Da es aber für die Zeit vor 1901 keine vergleichbaren räumlich und zeitlich aufgelösten Klimadaten gibt, die für eine Validierung hätten verwendet werden können, sind diese Klimazeitreihen eine wichtige Möglichkeit, um genauere Kenntnisse über die Klimavariabilität in Europa zu erhalten. Trotz der Vorbehalte gegenüber der Genauigkeit der Klimareihen kann die Rekonstruktionsmethode als effizient angesehen werden, da sie die Möglichkeit bietet, den historischen Klimazeitraum räumlich und zeitlich detailliert wiederzugeben.

7 Klimaklassifikation

Die historische Situation des Klimas in den letzten rund 300 Jahren aufzuzeigen, bildet einen grundlegenden Teil dieser Arbeit. Dabei stellt sich zunächst die Frage nach einer sinnvollen Einteilung von Klimadaten. Eine Möglichkeit besteht darin, unterschiedliche, klimarelevante Parameter zu verwenden und sie aufgrund verschiedener Einteilungskriterien in bestimmte Klassen oder Gruppen zusammenzufassen und darzustellen. Dieses einfache Vorgehen wurde schon sehr früh verwendet und bis ins anfängliche 20. Jahrhundert mit unterschiedlichen Parametern für eine klimabeschreibende Klassifikation benutzt (Oliver, 1991; Sanderson, 1999). Nachfolgend wurde aus der bis dahin monovariablen Betrachtung die multivariable Untersuchung und Einteilung von klimarelevanten Parametern entwickelt (Oliver, 1991).

7.1 Geschichte der Klimaklassifikation

Die Geschichte der Klimaklassifikation beginnt im 6. Jahrhundert v. Chr. bei dem Philosophen Pythagoras und dessen Schüler Parmenides, die für den sphärischen Aufbau der Erde fünf Zonen festlegten, obwohl zu dieser Zeit die Erde noch als flächiges Gebilde angesehen wurde. Pythagoras (570-480 v. Chr.) unterschied darin eine heiße Zone, zwei gemäßigte Zonen und zwei kalte Zonen, die noch heute vorzufinden sind. Aristoteles (384-322 v. Chr.) pflichtete den früheren Philosophen bei und entwickelte seinerseits die ersten quantitativen Grenzen zur Identifizierung der Tropen aufgrund der Astronomie und der Geografie. Der Grieche Ptolemäus (90-168 n. Chr.) verwendete die Tageslänge als Klassifizierungsmerkmal und entwickelte daraus sieben Klimazonen.

Der Gedanke der griechischen und ägyptischen Schule ging über zu den Arabern, und im weiteren Verlauf griffen Ibn Hauqual im 9. Jahrhundert, Al Biruni im 10. Jahrhundert und Idrisi im 12. Jahrhundert n. Chr. die früheren Arbeiten auf und erweiterten sie. Diese Arbeiten wurden bis in die Renaissance fortgeführt. Um 1650 entwickelte Varenius die ersten Klimatabellen aufgrund der Tageslänge zur Sommersonnenwende. Diese Erkenntnis nahm 1817 Humboldt auf, um die erste isothermische Karte zu erstellen. 1846 bereitete Dove monatliche Temperaturverteilungen auf und errechnete daraus die mittlere Temperatur pro Breitengrad und postulierte daraus das Konzept der Temperaturanomalien. 1879 entstand bei Supan die erste Karte mit Klimazonen aufgrund der mittleren jährlichen Temperatur und der Temperatur des wärmsten Monats. 1884 fertigte Supan dann ein System an, in dem jede Klimazone durch einen regionalen Namen identifiziert werden konnte. Neben der Temperatur wurde auch der Niederschlag als zu klassifizierende Größe erkannt. Der Botaniker Dove veröffentlichte bereits 1848 die erste Weltkarte aus Temperatur und Niederschlag. Die Klimaklassifikation am Ende des 19. und Beginn des 20. Jahrhunderts wurde maßgeblich beeinflusst durch Wladimir Köppen, der 1868 seine ersten Veröffentlichungen zum Thema Klimaklassifikation schrieb und neben der Temperatur auch den Niederschlag für seine Form der heute noch aktuellen Klimaklassifikation entdeckte. Für die Klimatypeneinteilungen wurden Vergleiche mit geeigneten Vegetationsgrenzen durchgeführt, um Schwellenwerte für die Klassifikation bestimmen zu können.

Später entwickelte Köppen im 20. Jahrhundert eine Klimaklassifikation, die die einzelnen Klimagruppen durch Großbuchstaben und die einzelnen Klimatypen durch Groß- und Kleinbuchstaben beschreibt. Der Ursprung dieser Klimaklassifikation stammt von dem französischen Botaniker De Cadolle ab, der sich wiederum auf die Klimazonen der Griechen berief. Bis heute wird die Klimaklassifikation in dieser oder leicht veränderter Form verwendet. Neben Köppen und Geiger haben sich auch Ivanov und Thornthwaite (Hupfer & Bernhardt, 1991; Kraus, 2001) intensiv um eine Klimaklassifikation bemüht, ohne aber dabei das bis heute zum Standard zählende Köppensche System übertreffen zu können. Dennoch werden auf dem Gebiet der Klimaklassifikation weitere Anstrengungen gemacht, um spezifische Einteilungsformen für verschiedene Untersuchungszwecke als Interpretationshilfe zu erstellen. Differenzierte Klassifikationsformen werden bei Hupfer & Bernhardt (1991) eingehend diskutiert. In neuerer Literatur wie z.B. dem Nationalatlas Bundesrepublik Deutschland (Kappas et al., 2003) werden Klassifikationen verschiedenster klimarelevanter Aspekte durch unterschiedliche Autoren, kartografisch aufbereitet, gezeigt. Dass die Einteilung von Klimaparametern auch immer wieder einem Wandel unterzogen ist, wird beispielsweise durch die Diercke Weltatlanten (Westermann, 1979; Westermann, 2002) deutlich. Wird noch in der früheren Ausgabe neben einzelnen Stationen das Temperatur- und Niederschlagsverhalten dargestellt und die Verteilung von Temperatur im Januar und Juli sowie die Verteilung des Jahresniederschlags der Bundesrepublik aus Daten des Deutschen Wetterdienstes gezeigt, so wird in der späteren Ausgabe eine ökologische Klimaeinteilung nach Lauer und Frankenberg (Lauer et al., 1996) vorgestellt, die für die Bundesrepublik Deutschland eine Einteilung in Regionen vornimmt, die die Anzahl der Monate gleich oder größer 10°C und den unterschiedlichen jährlichen Niederschlag zugrunde legt.

7.2 Prinzip der Klimaklassifikation

Die Klimaklassifikation hat die Aufgabe, eine Typisierung der charakteristischen geografischen Unterschiede des Klimas in Kartenform darzustellen. Dabei wird meist von einheitlichen Zeitintervallen, wie zum Beispiel 30 Jahren ausgegangen, die als Klima-Normalperioden bezeichnet werden. Die für die Klima-Normalperioden verwendeten Daten werden entsprechend als Klima-Normaldaten (climatological normals, clinos) bezeichnet (Kraus, 2001).

Nach Schönwiese et al. (1994) lassen sich drei verschiedene Klassifikationen unterscheiden:

- a) *genetische Klassifikation*: Sie stellt sowohl die Beziehung zwischen Strahlungs- und Wärmehaushalt der Oberfläche als auch der atmosphärischen/atmosphärischen-ozeanischen Zirkulation und ebenso der atmosphärischen Luftmassencharakteristik her.
- b) *effektive Klassifikation*: Sie bezieht sich auf die Auswirkungen des Klimas vor allem auf die potenzielle, natürliche Vegetation. Dabei wird bisweilen auch der Boden mitbetrachtet. Hierbei lässt sich eine weitere Unterscheidung vornehmen, die sich nach der Einteilungsform richtet. Die Klassifikation kann dabei nach Vorgabe von Kriterien vorgenommen werden oder die Klassifikation bzw. Aufteilung wird durch die Datenstruktur selbst durchgeführt (Hupfer & Bernhardt, 1991).

- c) *deskriptive Klassifikation*: Sie bildet die wichtigsten Klimaelemente, zumeist Temperatur und Niederschlag, ab und kann sowohl den Jahresgang als auch den Tagesgang wiedergeben.

Zur Beschreibung der klimatischen Veränderung wird in dieser Arbeit die Form der *effektiven Klassifikation* in Anlehnung an die neueste Klimaklassifikationsform nach Köppen-Trewartha (Hupfer & Bernhardt, 1991; Hupfer & Kuttler, 2005) verwendet, wie sie ebenfalls im Kap. 11 zur phänologischen Untersuchung verwendet wird. Sie dient dazu, die historische phänologische Veränderung im Untersuchungsgebiet bis in die heutige Zeit näher zu betrachten.

Zunächst stellt sich die Frage, was Klassifizierung im eigentlichen Sinne bedeutet? In Oliver (1991) wird darin die systematische Gruppierung von Objekten oder Ereignissen in Klassen gesehen, die sich auf der Basis von Eigenschaften oder Beziehungen vollzieht. Die Funktion der Klassifikation kann unterschiedlich interpretiert werden, erfolgt aber meistens nach Bedarf, um:

1. zum besseren Verständnis Struktur, Ordnung und Einfachheit in ein komplexes System zu bringen,
2. räumliche Grenzen aufzuzeigen,
3. einen praktischen und theoretischen Nutzen ziehen zu können.

Die bis heute verwendete Klimaklassifikation nach Köppen (Köppen, 1936), Köppen und Geiger 1954 (Kraus, 2001), die 1968 in der erweiterten Form nach Köppen-Trewartha (Hupfer & Bernhardt, 1991; Hupfer & Kuttler, 2005) mündete, ist in neueren Untersuchungen (Triantafyllou & Tsonis, 1994; Yao, 1997; Sanderson, 1999) zum Teil kritisiert und durch Veränderungen der Einteilungskriterien oder durch Hinzunahme neuer Klassifikationsaspekte verfeinert worden (Hupfer & Bernhardt, 1991). Doch besitzen alle diese Formen der Klimaeinteilung einen wesentlichen Nachteil, der durch die Einteilungsmethode selbst bedingt ist. Denn die Klassifizierung wird durch vorher festgelegte Schwellenwerte, die auf Erfahrungswerten beruhen, vorgenommen. Dabei wird eine grundsätzlich durch die Daten bedingte Einteilung nicht in Betracht gezogen. Die Festlegung von Schwellenwerten vor der Einteilung von Daten spiegelt einen subjektiven Charakter wider, weil mögliche signifikante Sprünge innerhalb der Daten, die objektiv betrachtet existieren, in einer von außen vorgegebenen Klasse nicht berücksichtigt werden. Dazu gehört auch die scheinbar objektive Einteilung aufgrund von z.B. pflanzenphysiologischen Eigenschaften, die nicht die Genauigkeit ergibt, die von einer Klimaklassifikation verlangt wird, weil die Klimadateneinteilung der Pflanzenphysiologie angepasst wird und nicht, wie eigentlich notwendig, den reinen Klimadaten selbst. Daher wird in diesem Kapitel die Einteilung der monatlichen rekonstruierten Klimadaten nach der Methode von Gerstengarbe & Werner (1999) vorgenommen, die in Untersuchungen zur Einteilung von Klimadaten ein statistisches Verfahren entwickelt haben, das eine objektive Aufteilung von Klimadaten in Klimatypen ermöglicht (s. Kap. 5.2).

7.3 Klimaklassifikationsuntersuchung

Für eine quantitative und qualitative Untersuchung des historischen Klimas wurden die monatlichen rekonstruierten Daten in unterschiedlicher Weise eingeteilt. In Voruntersuchungen zur Einteilung der Klimadaten stellte sich eine, wie allgemein in der Klimatologie auch üblich, Einteilung in 30-jährige Perioden (Normalperioden) mit einem Verschiebungszeitraum von 10 Jahren zwischen den Perioden als sinnvoll heraus. Die Einteilung in kleinere Perioden hätte der Stabilität der Schätzung entgegengewirkt und eine optimale Interpretationsmöglichkeit, die die Veränderungen der unterschiedlichen Klimaklassen aufzeigt, nicht mehr ermöglicht. Daher wurde mit dem gleichmäßigen Auslesen der Klimadaten erst 1661 als Startzeitraum begonnen und bis zum Endzeitraum 1990 fortgeführt. Auch für die nachfolgenden saisonalen Betrachtungen der Klimaklassifikation, die diesem Kapitel folgen (Kap. 8), wurden die Klimadaten auf diese Weise in Perioden aufgeteilt.

7.3.1 Klimaklassifikation ganzjährig

Für die ganzjährige Klimaklassifikation wurden alle Elemente (Gitterpunkte bzw. Gitterboxen) der beiden Klimaparameter über den Zeitraum Januar bis Dezember zu einem 30-jährigen Mittel pro Periode aggregiert. Mit der in Kap. 5.2 beschriebenen nicht-hierarchischen Clusteranalyse wurden die Perioden in statistisch objektive Cluster bzw. Klimatypen eingeteilt. Die Periode 1661/90 stellt mit 83 signifikant getrennten Klimatypen die Ausgangsperiode dar, die für die weitere Einteilung der übrigen Perioden verwendet wurde. Die 83 signifikant getrennten Cluster bilden die Anzahl an Klimatypen, auf die die Klimadaten der Perioden jeweils aufgeteilt werden. Dieses Vorgehen ermöglicht es, die zeitlich versetzten Perioden (10 Jahre) untereinander zu vergleichen.

In nachfolgenden Abb. 7.1, Abb. 7.2 und Abb. 7.3 wird die Ausgangsperiode (1661/90), die Periode mit der klimatisch größten Differenz zur Ausgangsperiode (1781/1810) und die Endperiode (1961/90), die die heutige Klimasituation widerspiegelt, dargestellt. Dabei ist die klimatisch größte Differenz, die zur Ausgangsperiode die größte klimatische Veränderung darstellt, über die Stärke der Gitterpunktwechsel von einem zum nächsten Klimatypen im Vergleich zur Ausgangsperiode bestimmt worden. Da eine Anzahl von 83 Klimatypen visuell nicht darstellbar ist, wurden die Klimatypen zu Klassen zusammengefasst, die sich aufgrund von Temperatursprüngen zwischen den Clusterzentroiden (s. Kap. 5.2) der einzelnen Klimatypen ergaben. Durch die farbliche Unterteilung in neun Klassen wird eine Übersicht über die verschiedenen Klimatypen geschaffen, die eine Unterscheidung der Klimatypen aber nicht beeinträchtigt, da sie unabhängig von ihrer Klassenzugehörigkeit durchnummeriert sind.

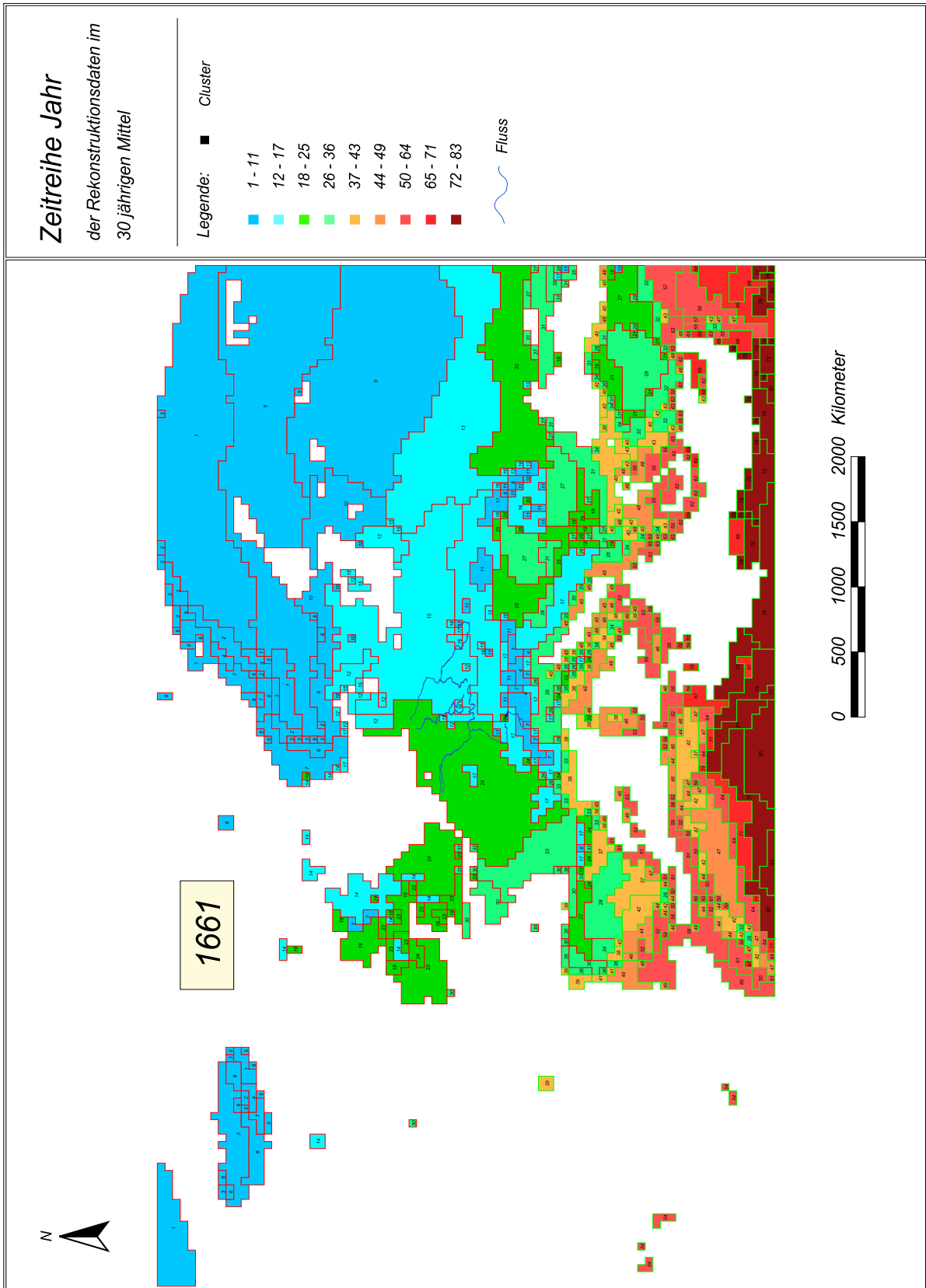


Abb. 7.1 Die Jahr-Klimasituation der Periode 1661 - 1690.

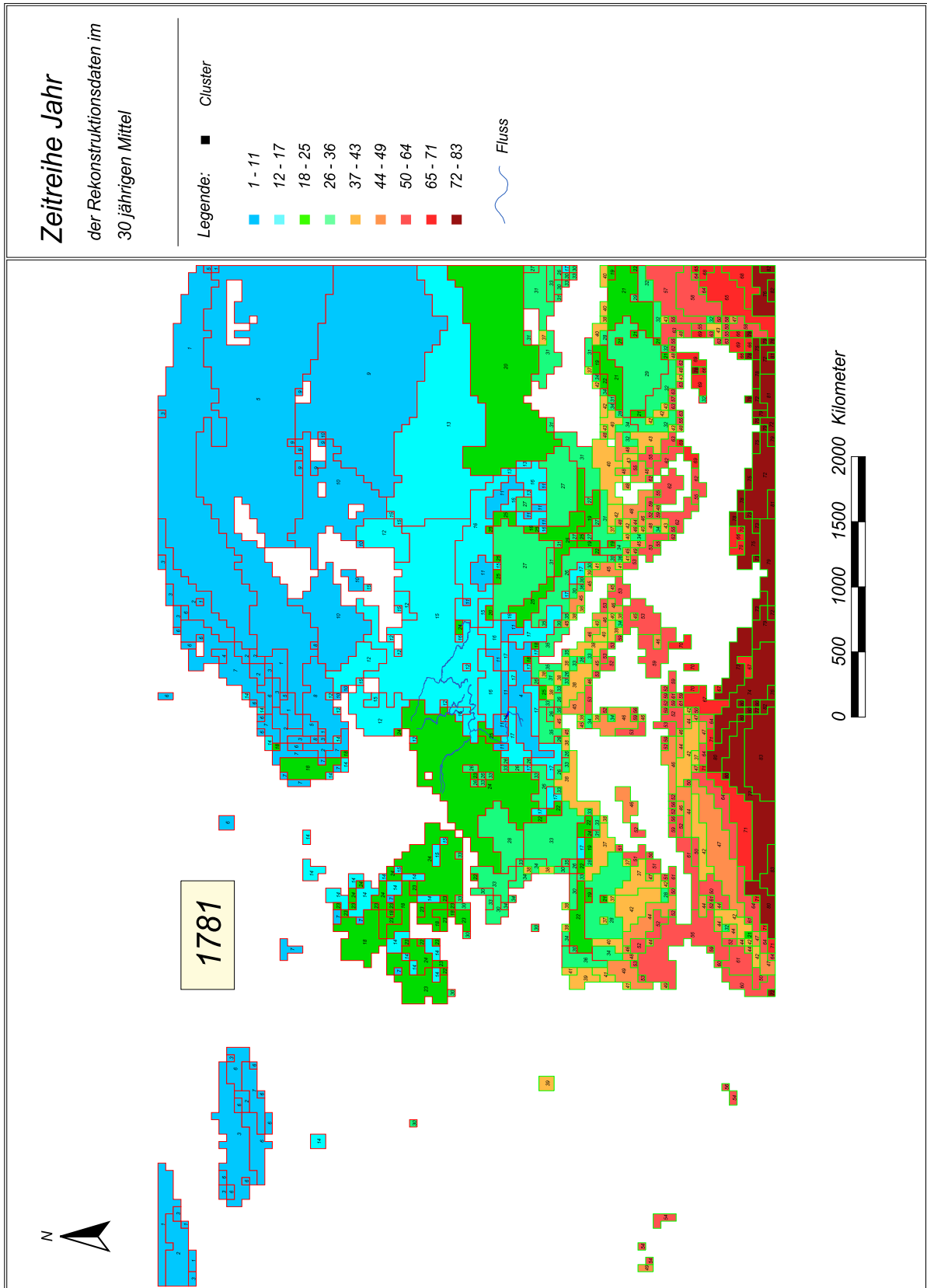


Abb. 7.2 Die Jahr-Klimasituation der Periode 1781 - 1810. Diese Periode bildet den klimatisch größten Unterschied zur Ausgangsperiode 1661 - 1690 (Abb. 7.1).

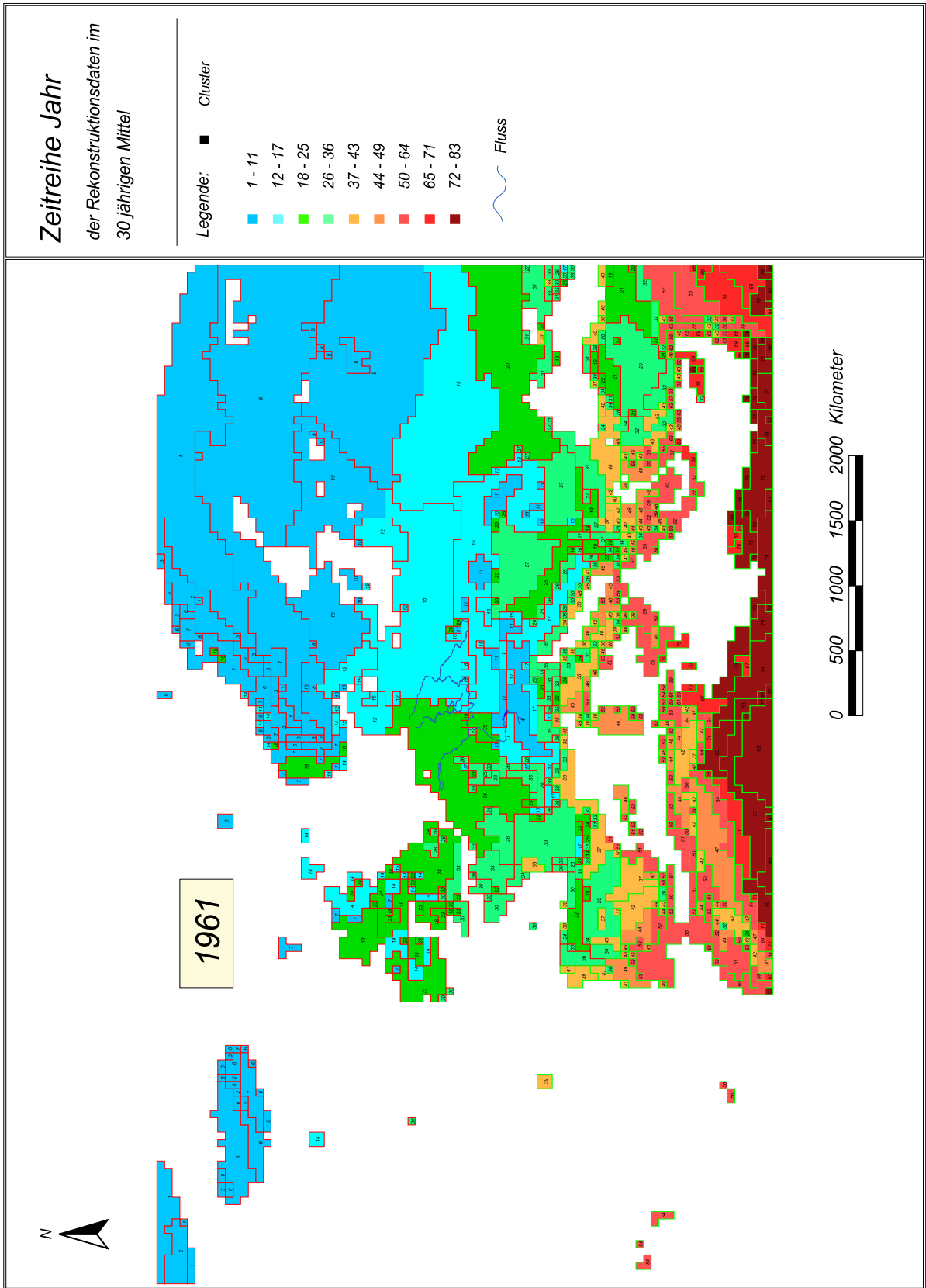


Abb. 7.3 Die Jahr-Klimasituation der Periode 1961 - 1990.

Die drei Abbildungen (Abb. 7.1, Abb. 7.2, Abb. 7.3) verdeutlichen eine erhebliche Veränderung der Klimata im Untersuchungsgebiet, die sich vor allem im zentralen Untersuchungsgebiet ab dem Beginn des 18. Jahrhunderts durch eine deutliche Verschiebung der Klimatypen nordwärts abzeichnet, verbunden mit einer Zunahme von wärmeren Klimatypen im zentralen europäischen Untersuchungsgebiet. Daneben ist die Verteilung der einzelnen Klimatypen in Abb. 7.2 und Abb. 7.3, wie auch in den Abbildungen im Anhang (Kap. 14) zu sehen, in den Gebieten, in denen verschiedene Klimatypen eng beieinander liegen zum Teil deutlich heterogener als in der Ausgangsperiode (Abb. 7.1). Dieses deutet auf eine erhöhte Klimavariabilität im gesamten Untersuchungsgebiet hin, wenn eine evtl. höhere Datendichte zum Rekonstruktionszeitpunkt vernachlässigt wird. Vor allem im Mittelmeergebiet tritt diese heterogene Verteilung der einzelnen Klimatypen besonders in den Vordergrund.

Bei Darstellung und Vergleich der Klimatypen in den verschiedenen Zeitreihen vom Beginn der Periode 1661/90 bis zum Ende der Periode 1961/90 sind im zentralen Europa (europäischen Gürtel) auftretende Verschiebungen der Klimatypen und damit Klimaveränderungen, beginnend von den Britischen Inseln bis hin zum Schwarzen Meer, zu erkennen. Gerade auf den Britischen Inseln und in Zentral-Frankreich zeichnet sich eine deutliche Verschiebung der Klimaklassen von der Klasse 18-25 zur Klasse 26-36 bis zum Untersuchungsende ab (Abb. 7.3). Dabei nimmt der Einfluss an bestimmten Klimatypen innerhalb der Klimaklassen zu. So werden beispielsweise im Süden der Britischen Inseln die in früheren Zeitreihen vorhandenen Klimatypen 23 und 24 durch die Klimatypen 28, 30 und 33 verdrängt. Das entspricht einer Temperaturerhöhung von ca. 2 °C und einer Niederschlagsänderung von bis zu 300 mm, je nach ursprünglichem Klimatyp. Ähnliches gilt für Zentral- und Südfrankreich, wo hauptsächlich die Klimatypen 22 und 24 durch die Klimatypen 28 und 30 ersetzt werden, die sich mit den vorhergenannten Temperatur- und Niederschlagsänderung der Britischen Inseln decken. Die Niederschlagssummen der einzelnen Klimatypen innerhalb der Klimaklassen variieren relativ stark, weswegen sich bei einem Sprung von einer Klimaklasse zur nächsten bzw. einem Klimatyp zum nächsten die Temperatur zwar stetig verändert, aber das Niederschlagsniveau deutlich größere Schwankungen aufweist, wie Tab. 7.3 exemplarisch für die Klimaklasse 12-17 verdeutlicht.

Bei der Betrachtung des südwestlichen Norwegens ist ein massiver Einfluss der wärmeren Klimaklasse 18-26 zu erkennen, der bereits in der nächsten Untersuchungsperiode 1671/1700 (s. Anhang Kap. 14) und zum Beginn des 18. Jahrhunderts festzustellen ist. Dabei fällt ein Sprung um zwei Klimaklassen auf, der sich hauptsächlich durch den Wechsel von Klimatyp 7 zu Klimatyp 18 zeigt und mit einer mittleren Temperaturerhöhung von rd. 3,5 °C sowie einer Niederschlagserhöhung von ca. 200 mm verbunden ist. Dieser Sprung um zwei Klimaklassen erscheint recht ungewöhnlich, deutet sich aber bereits in der Ausgangszeitreihe 1661/90, Abb. 7.1 mit einer Gitterbox des Klimatyps 18 an.

Im Gebiet des südlichen Schwedens sind die vorher genannten Erwärmungen nicht zu beobachten, vielmehr zeigt sich hier eine Abkühlung, dargestellt durch den Wechsel von Klimaklasse 12-17 zu Klimaklasse 1-11. Dabei findet der Wechsel bereits in einer sehr frühen Periode der hier nicht dargestellten Zeitreihe 1671/1700 (s. Anhang Kap. 14) statt, der bis zum Ende der Zeitreihe 1961/90 reicht. Es liegt ein Klimasprung von Klimatyp 15 zu Klimatyp 10 vor mit einer Temperaturenniedrigung von ca. 2,5 °C, wobei sich das Niederschlagsniveau nur unbedeutend verändert. Diese Klimaveränderung ist verbunden mit der Ausbreitung des

Klimatyps 10, der im nördlichen Südschweden und im östlichen Teil der baltischen Staaten bereits in der Anfangsperiode (1661/90, s. Abb. 7.1) zu finden ist und sich nun von diesen Gebieten aus süd- und westwärts ausbreitet und bis zum Untersuchungsende bestehen bleibt.

Der Klimasprung verdeutlicht die Bedeutung der gleichzeitigen Aufteilung der Parameter durch die verwendete Clusteranalyse, die einen Wechsel von Klimabedingungen sowohl durch die Änderung eines Klimaparameters als auch durch die Änderung des anderen bzw. beider Klimaparameter sinnvoll vornimmt.

In den Gebieten, die sich über die Länder Tschechien, Slowakei und Ungarn erstrecken, sind ebenfalls Sprünge in den Klimaklassen zu beobachten. Hier ist hauptsächlich ein Wechsel von Klimaklasse 18-25 zu Klimaklasse 26-36 festzustellen, der vor allem durch die Verdrängung des Klimatyps 25 durch den Klimatyp 27 erfolgt. Dabei kommt es zu einer Temperaturerhöhung von ca. 1 °C und einer Niederschlagsreduzierung von ca. 150 mm.

In der Region des Dinarischen Gebirges sind Klimaklassensprünge deutlich zu erkennen, die sich darin äußern, dass der Klimatyp 17 durch den Klimatyp 26 zurückgedrängt wird, was mit einer Temperaturerhöhung von ca. 2,5 °C und einer Niederschlagsreduzierung von ca. 200 mm einhergeht.

Sind die eben ausgeführten Beschreibungen der Klimänderungen mehr eine allgemeine Beschreibung zwischen der Ausgangs- und Endperiode (Abb. 7.1 und Abb. 7.3), so bildet die Zeitreihe 1781/1810 (Abb. 7.2) ein wichtiges Zwischenglied bei der Betrachtung des gesamten Untersuchungszeitraumes. Sie zeigt neben dem größten Wechsel zwischen den Klimatypen zur Ausgangsperiode (1661/90) auch die wärmere Klimasituation, die auf die kühlere Phase des Late Maunder Minimums (Frenzel, 1994) folgt. In dieser Zeitreihe sind, ebenso wie in der Endperiode (1961/90) (Abb. 7.3), große Klimaklassen- bzw. Klimatypenverschiebungen zu beobachten, die in vielerlei Hinsicht mit der Zeitreihe 1961/90 vergleichbar sind. So werden beispielsweise in Zentral- und Südfrankreich kühlere Klimaklassen durch wärmere Klimaklassen ersetzt. Ähnliches gilt für die Balkanregion, wo ebenfalls wärmere Klimaklassen Einzug halten. Auch die bereits beschriebene Abkühlung des südlichen Schwedens ist in der Zeitreihe 1781/1810 immer noch deutlich zu erkennen. Bei näherer Betrachtung der Klimatypen in einzelnen Regionen des Untersuchungsgebietes fallen zwischen den Zeitreihen 1781/1810 und 1961/90 dennoch klimatische Unterschiede auf. Im Süden der Britischen Inseln ist gegenüber der Zeitreihe 1781/1810 (Klimatypen 23 und 24) ein Einzug der wärmeren Klimatypen 30 und 33 in der Zeitreihe 1961/90 zu beobachten, der in dieser Region eine Erwärmung von 1,5-2 °C bedeutet. Dabei hat sich die Niederschlagssumme von ca. 800 mm bis 1100 mm - bezogen auf die jeweiligen Klimatypen - in beiden Zeitreihen nicht verändert. Im östlichen Teil Frankreichs haben sich die Klimatypen 26 und 33 aus der Zeitreihe 1781/1810 in der Zeitreihe 1961/90 flächenmäßig deutlich vergrößert und ersetzen dabei hauptsächlich den Klimatyp 24. Diese neuen Klimatypen ragen bis in die südlichen Regionen Frankreichs hinein und bedeuten eine Erhöhung der Temperatur je nach neuem Klimatyp von 1-2 °C, wobei sich das Niederschlagsniveau je nach Klimatypwechsel um bis zu 200 mm erhöhen kann. Östlich der Adriaeregion und im Balkangebiet sind die Verschiebungen der Klimatypen besonders auffallend, da es hier zu einer teilweisen Abkühlung gekommen ist. An der östlichen Adriaküste erkennt man einen Sprung von bis zu zwei Klimaklassen. Dabei findet der größte Sprung von der Klimaklasse 26-36 zur Klimaklasse 12-17 statt, wobei speziell der Klimatyp 26 gegen den Klimatyp 17 ausgetauscht wird. Das bedeutet in dieser Region eine Klimaverschiebung mit

einer Temperaturerniedrigung bis zu 2,5 °C und einer Erhöhung des Niederschlagsniveaus von ca. 200 mm.

Zu den Temperatur- und Niederschlagsveränderungen, die mit größeren Klimatypenverschiebungen verbunden sind, gehören ebenso kleinräumliche Verschiebungen, die sich über das gesamte Untersuchungsgebiet ziehen, beispielsweise in den Gebieten des westlichen Nordafrika, in Italien, Griechenland und im Nahen Osten.

7.3.2 Temperatur- und Niederschlagscharakteristik

Um die einzelnen Klimaklassen der jährlichen Klimaklassifikation nach ihrem Temperatur- und Niederschlagscharakter näher beurteilen zu können, werden die neun Klimaklassen der jährlichen Zeitreihen durch die mittleren Werte wie auch die Maximal- und Minimalwerte in Tab. 7.1 dargestellt.

Tab. 7.1 Temperatur- und Niederschlagscharakteristik aller 9 Klimaklassen für die ganzjährigen, 30-jährigen Perioden für den Zeitraum 1661-1990. Klimakl. = Klimaklasse.

Klimakl.	1-11	12-17	18-25	26-36	37-43	44-49	50-64	65-71	72-83
max. °C	7,5	10,5	11,7	14,2	15,7	17,0	19,6	20,1	22,7
mitt. °C	2,3	7,2	8,8	11,1	13,5	15,2	16,9	18,8	20,6
min. °C	-10,2	4,3	6,2	8,5	11,3	13,2	14,6	17,2	18,5
max. mm	2934	1937	2259	1765	1740	1614	1287	709	549
mitt. mm	927	815	876	782	839	662	523	275	122
min. mm	266	367	349	284	300	192	111	44	15

Die Tab. 7.1 zeigt die unterschiedlichen Klimaklassen und die zugehörigen Klimaparameter. Deutlich ist ein Anstieg der mittleren Temperaturen von links nach rechts zu erkennen. Der Übergang von einer Klimaklasse zur nächsten erweist sich als sehr unterschiedlich. Sieht man sich z.B. den Sprung von Klimaklasse 1-11 zur Klimaklasse 12-17 an, so fällt eine Temperaturerhöhung von ca. 5 °C auf, wogegen die Differenz der mittleren Niederschlagssummen beider Klimaklassen nur rd. 100 mm beträgt. Bei den maximalen und minimalen Werten der Temperatur fallen die Unterschiede dagegen deutlich größer aus. So beträgt der Unterschied der minimalen Temperatur der Klimaklasse 1-11 zur Klimaklasse 12-17 rd. 15 °C. Bei den nachfolgenden Klimaklassen unterscheiden sich die mittleren Temperaturen nur um jeweils 1-2 °C. Dabei ist der mittlere Niederschlag der Klimaklassen 12-17 bis 37-43 etwa gleich, stärkere Unterschiede zeigen sich nur in den maximalen und minimalen Niederschlägen. Erst mit der Klimaklasse 44-49 nimmt das Niederschlagsniveau bis zur letzten Klimaklasse 72-83 kontinuierlich ab, was sich auch in den maximalen und minimalen Niederschlagswerten zeigt.

Nachfolgend werden in Tabelle Tab. 7.2 alle Klimaklassen so beschrieben, dass eine Zuordnung auch verbal möglich ist. Die Einteilung der einzelnen Klimaklassen zu einem Charakter wurde dabei subjektiv vorgenommen. Dabei verläuft die Beschreibung von der sehr

kalten und nassen Klimaklasse 1-11 bis zur heißen und sehr trockenen Klimaklasse 72-83. Zwischen den beiden extremen Klimaklassen wechseln sich die Klassen von kalt und sehr feucht (12-17) über warm und feucht (26-36), sehr warm und feucht (44-49) bis hin zu sehr warm und trocken (z.B. 50-64) ab. Dazwischen treten unterschiedliche Temperatur- und Niederschlagscharakterkombinationen auf, die beispielsweise sowohl warme/feuchte als auch kalte/feuchte oder sehr warme/feuchte oder warme/sehr feuchte Klassen zeigen.

Tab. 7.2 Einteilung der ganzjährigen Klimaklassen nach subjektiven Kriterien

Klimakl.	1-11	12-17	18-25	26-36	37-43	44-49	50-64	65-71	72-83
Mittel °C	< 5	< 7,5	< 10	< 12,5	< 15	< 17,5	< 17,5	< 20	< 22,5
Charakter	sehr kalt	kalt	kühl	mäßig kühl	mäßig warm	warm	warm	sehr warm	heiß
Mittel mm	> 900	> 800	> 850	> 750	> 800	> 650	> 500	> 250	< 200
Charakter	extrem feucht	feucht	sehr feucht	feucht	feucht	mäßig feucht	mäßig trocken	trocken	sehr trocken

Neben der Darstellung in Tab. 7.1 und Tab. 7.2 soll Abb. 7.4 die Klimaklassen in Bezug auf die Gesamtmittelwerte beider Klimaparameter verdeutlichen.

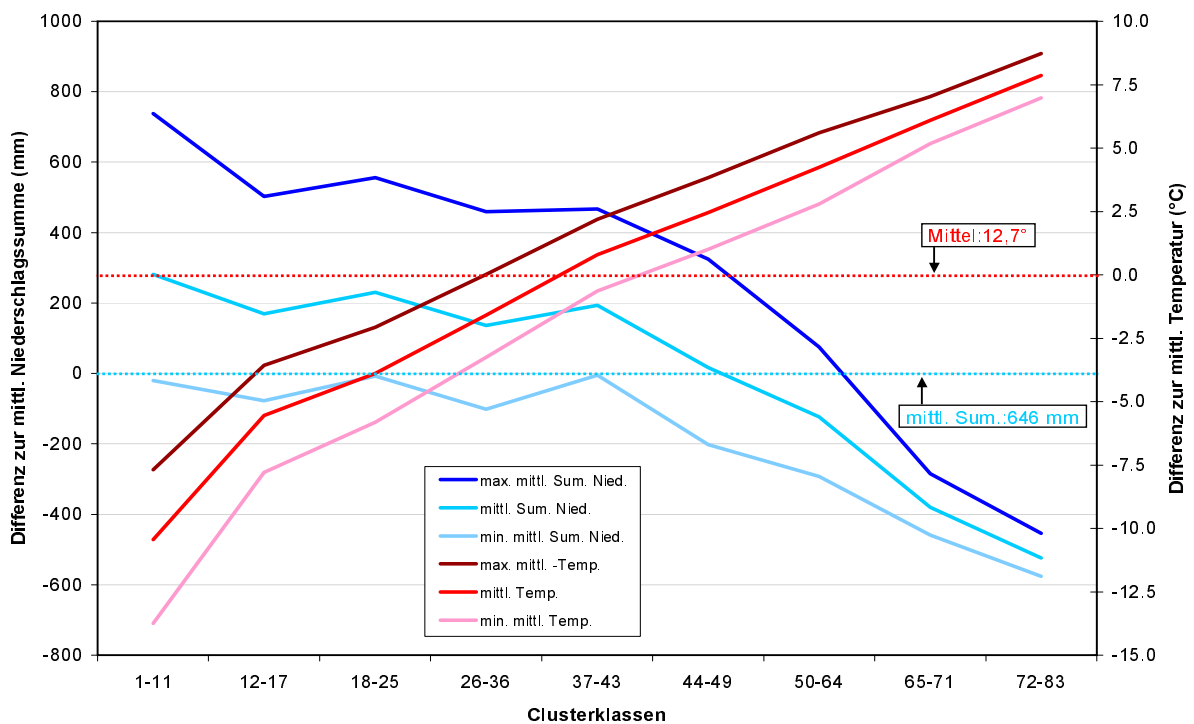


Abb. 7.4 Vergleich der mittleren Temperaturen und der mittleren Niederschlagssummen für die Zeitreihe Jahr der einzelnen Cluster- bzw. Klimaklassen.

Die Abb. 7.4 stellt den Verlauf der Klimaparameter von Klimaklasse zu Klimaklasse dar, der durch Differenzbildung zum Gesamtmittelwert der Temperatur beziehungsweise des

Gesamtsummenmittels des Niederschlages erstellt wurde. Die Nullpunkte auf beiden Ordinaten bilden den jeweiligen Gesamtmittelwert jedes Klimaparameters. Es ist zu erkennen, dass mit der Zunahme der Temperatur in den höheren Klimaklassen die Temperaturamplitude (Maximal- zu Minimalwert) abnimmt. Bei der gegenläufigen Niederschlagskurve ist die abnehmende Niederschlagsamplitude noch deutlicher zu erkennen. Dabei sind die Schwankungen bei der sehr kalten/nassen Klimaklasse 1-11 sehr groß (s.a. Tab. 7.1) und werden erst ab der sehr warmen/trocknen Klasse 54-64 deutlich geringer.

Innerhalb einer Klimaklasse ist die Variabilität von Temperatur und Niederschlag verschieden groß, weshalb nachfolgend in der Tab. 7.3 die einzelnen Klimatypen einer Klimaklasse näher betrachtet werden. Es soll gezeigt werden, wie sich die einzelnen Klimatypen voneinander unterscheiden. Dabei ist nicht die Temperatur das alleinige Unterscheidungskriterium, sondern eben auch der Niederschlag, der zusammen mit der Temperatur in der Clusteranalyse (vgl. 5.2) gleichzeitig betrachtet wird. Als Beispiel wird in Tab. 7.3 die Klimaklasse 12-17 mit den darin enthaltenen Klimatypen dargestellt.

Tab. 7.3 Temperatur- und Niederschlagscharakteristika im Jahr innerhalb der Cluster- bzw. Klimaklasse 12-17. Dabei steht für Cl=Cluster bzw. Klimatyp, Temp.=Temperatur, Nied.=Niederschlag und a.=Jahresmitteltemperatur/Jahressummenniederschlag.

Cl 12	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	a.
Temp.													
max.°C	-0,6	-0,3	2,1	6,6	12,4	15,8	18,1	17,2	13,4	9	4,6	1,8	8,3
mitt.°C	-3,3	-2,8	0	5,2	11,1	14,8	17,1	16,2	12,3	7,5	2,6	-1	6,6
min.°C	-6,1	-5,4	-1,8	3,4	8,9	13,2	16,3	15	11	6	0,8	-3,4	4,8
Nied.													
max.mm	66	54	53	48	52	72	96	124	105	101	84	83	939
mitt.mm	50	35	40	41	44	57	78	92	80	75	70	59	720
min.mm	41	29	31	35	37	46	63	76	59	45	55	44	560
Cl 13	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	a.
Temp.													
max.°C	-5,9	-4,2	0,8	8,4	15,5	19,4	21,7	20,9	15,4	9	2,9	-2,7	8,4
mitt.°C	-7,6	-6,6	-1	7,3	14,2	17,6	19,5	18,7	13,8	7,2	0,9	-4,4	6,6
min.°C	-9,9	-9,8	-3,3	5,4	11,9	15,5	17,8	16,8	12,3	6,1	-0,5	-6,6	4,6
Nied.													
max.mm	44	40	41	57	72	94	94	84	60	52	54	53	745
mitt.mm	36	30	33	43	48	71	74	63	48	41	45	42	572
min.mm	28	22	25	35	39	53	54	42	31	35	36	29	428
Cl 14	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	a.
Temp.													
max.°C	3,7	4	4,6	7	10,3	13,1	15,1	14,5	12,1	8,9	6	4,4	8,6
mitt.°C	2,5	2,8	3,3	5,7	8,8	11,5	13,3	12,9	10,7	8	4,9	3,3	7,3
min.°C	0,2	0,5	1,5	4	7	9,9	11,9	11,7	9,4	6,6	3,3	1,3	5,6
Nied.													
max.mm	150	107	115	82	93	89	108	128	138	154	150	145	1458
mitt. mm	113	84	88	69	70	67	84	99	106	118	112	114	1124
min.mm	87	66	70	56	52	51	61	73	81	94	89	91	870
Cl 15	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	a.
Temp.													
max.°C	0,1	0,5	4,1	8,8	14,3	17,5	19,7	18,9	15,4	9,8	5,5	2,7	9,8
mitt.°C	-3	-2	1,2	6,4	12,3	15,7	18	17,1	13,2	8,1	2,8	-0,7	7,4
min.°C	-6,3	-5,4	-1,9	2,9	8,5	13,1	15,8	14,6	10,6	5,9	0,8	-3,5	4,6
Nied.													
max.mm	58	43	49	52	62	96	84	96	75	72	62	59	810
mitt. mm	38	29	33	39	46	60	70	71	54	47	46	43	575
min. mm	24	20	24	28	28	28	41	53	39	29	28	27	367

Cl 16	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	a.
Temp.													
max.°C	-2,5	-0,5	3,4	9	14,7	17,9	20,2	19,6	15,8	9,7	3,7	-0,4	9,2
mitt.°C	-4,6	-2,6	1,7	7,3	13,1	16,2	18,3	17,6	13,9	8,2	2,2	-1,8	7,5
min.°C	-7,2	-5,1	-0,1	5,5	11,1	14,4	16,4	15,6	12,4	6,8	0,6	-3,7	5,6
Nied.													
max.mm	61	48	52	66	92	129	135	128	80	70	68	73	1002
mitt.mm	41	35	39	52	70	94	91	85	58	50	48	46	709
min.mm	27	24	27	39	55	67	67	60	42	39	34	27	506
Cl 17	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	a.
Temp.													
max.°C	1,2	2,2	4,5	9,2	14,4	17,9	20,1	20,1	16,4	11,2	6,1	2,3	10,5
mitt.°C	-2,1	-0,7	2	6,4	11,2	14,6	17,2	16,6	13,5	8,3	3	-0,1	7,5
min.°C	-5,2	-3,9	-0,8	3	7,2	10,9	13,8	13,3	10,7	5,7	0,1	-3,2	4,3
Nied.													
max.mm	114	112	137	146	159	180	188	193	168	184	200	155	1937
mitt.mm	83	76	87	95	104	111	98	107	106	113	107	102	1188
min.mm	47	52	56	60	51	67	52	49	61	61	60	68	683

In Tab. 7.3 werden bei den einzelnen Klimatypen die maximalen, mittleren und minimalen Monatsmittel sowie die jeweiligen Jahresmittel angegeben. Gut zu erkennen sind die unterschiedlichen Temperatur- und Niederschlagsverläufe der einzelnen Klimatypen im Jahresgang. Dabei ist ein geringer Unterschied der Jahresmitteltemperatur zwischen den Klimatypen zum Teil mit einem erheblichen Unterschied des Niederschlages innerhalb der Monate verbunden, wie es beispielsweise zwischen Klimatyp 14 und 15 gut zu erkennen ist.

Die hier beschriebene, detaillierte Einteilung der verschiedenen Klimatypen steht dabei nicht im Widerspruch zur weniger detaillierten mit Buchstaben gekennzeichneten Klimabetrachtung nach Köppen und Geiger (Hupfer & Bernhardt, 1991; Kraus, 2001). Zur Verdeutlichung der Überführung aus der detaillierteren in die weniger detaillierte Klimaklassifikation wurde exemplarisch der Klimatyp 15 aus der Tab. 7.3 verwendet. Dieser Klimatyp befindet sich im Untersuchungsgebiet überwiegend in Mitteleuropa (s. Abb. 7.1 bis Abb. 7.3). Zur Einteilung in ein spezifisches Klimagebiet bzw. einen Klimatyp wurde die Einteilungsvorschrift nach Köppen und Geiger, wie sie unter anderem in Kraus (2001) zu finden ist, verwendet. Dabei werden die Klimatypen durch eine Kombination aus bis zu drei spezifischen Buchstaben charakterisiert. Für den Klimatyp 15 ergibt sich dabei folgende Einteilung:

1. Als Hauptklima ist der Klimatyp 15 dem *warm gemäßigten Klima* mit dem Großbuchstaben *C* zuzuordnen.
2. Der folgende zweite Buchstabe kennzeichnet die Verteilung des Niederschlages über das gesamte Jahr, womit der Klimatyp der Kategorie *alle Monate mit ausreichend Niederschlag* mit dem Kleinbuchstaben *f* zugesprochen wird.
3. Der dritte Buchstabe kennzeichnet die Lufttemperatur. Danach gehört der Klimatyp der Kategorie *warmer Sommer: wärmster Monat unter 22 °C, mindestens 4 Monate über 10 °C* an und bekommt den Kleinbuchstaben *b*.

Daraus ergibt sich für den Klimatyp 15 ein Klima, das als *Cfb*-Klimagebiet oder Klimatyp mit der Umschreibung *warm gemäßigtes Klima mit genügend Niederschlag in jedem Monat und dem wärmsten Monat unter 22 °C mit mindesten 4 Monaten über 10 °C* zu bezeichnen ist. Vergleicht man nun die Abb. 7.1 bis Abb. 7.3 mit der Originalkarte der Klimagebiete von Köppen und Geiger (z.B. in Kraus, 2001), so ergibt sich eine gute Übereinstimmung des Klimatyps 15 mit dem Klimagebiet *Cfb*. D.h., die Zuordnung des Klimatyps 15 in das mitteleuropäische Gebiet ist aus geografischer Sicht bei Köppen und Geiger wieder zu finden. Für die detailliertere Betrachtung der historischen Klimadaten bleibt aber die Klimaklassifikationsmethode, wie sie im Kap. 5.2 beschrieben wurde, die bessere Wahl, weil beispielsweise natürliche klimabeeinflussende Faktoren, wie orographische Einflüsse in der Klimaeinteilung genauer zur Geltung kommen.

7.4 Diskussion

Die hier vorgestellte Form einer objektiven Klimaklassifikation (Kap. 7.3) ist aus der Verwendung von rekonstruierten Klimadaten und der nicht-hierarchischen Clusteranalyse (Kap. 5) als statistischer Methode entstanden. Sie stellt eine detaillierte Klimabeschreibung dar, die die Klimasituation und die Klimaveränderung von der Vergangenheit bis in die Gegenwart wiedergibt. Trotz der großen Anzahl von Klimatypen wird eine überschaubare und präzise Klimaklassifikation ermöglicht, die die Veränderungen des Klimas über die letzten 300 Jahre gut reproduziert. Durch die exakte Darstellung im Untersuchungsgebiet (Kap. 2) ist es auch auf regionaler Ebene möglich, detaillierte Aussagen über die einzelnen Klimatypen zu machen, so z.B. im Mittelmeerraum, wo sehr unterschiedliche Klimatypen nebeneinander liegen, was nach der Klimaklassifikationsmethode nach Köppen und Geiger in dieser Form nicht möglich wäre.

Die nicht dargestellten Zwischenperioden (s. Anhang, Kap. 14) tragen zu einem detaillierten Bild regionsspezifischer Klimaveränderungen bei. Dabei genügt die Darstellungsform der Klimatypen im Gesamtüberblick nicht zur Betrachtung einzelner Regionen. Dieses ist erst bei näherer Fokussierung auf einzelne Gebiete möglich, was im Zuge dieser Arbeit nicht weiter verfolgt wurde, sondern einen eigenständigen Schwerpunkt zukünftiger Arbeiten bilden würde. Neben der bereits vorhandenen räumlichen, hohen Auflösung wäre dann eine zeitlich höhere Auflösung zu definieren, um regionale Klimaveränderungen näher diskutieren zu können.

Es kann weiterhin gezeigt werden, dass sich die entwickelten Klimatypen der Klimaklassifikation ohne Schwierigkeiten in die Klassifikation nach Köppen und Geiger überführen lassen, was sich in der sehr ähnlichen geografischen Ausrichtung eines Klimatyps

sowohl im Untersuchungsgebiet als auch in der Köppen/Geiger-Klimakarte von 1954 (Kraus, 2001) gezeigt hat. Damit ist die Bestätigung erbracht worden, dass die verwendete Klassifikationsmethode durchaus als Alternative zu der klassischen Methode von Köppen und Geiger betrachtet werden kann.

Weiterhin verdeutlicht die Untersuchung, dass die Diskussionen über Klimaveränderungen durchaus differenzierter zu betrachten sind, und dass mit der vorgestellten Methode auch dem nichtkundigen, aber interessierten Menschen eine Möglichkeit geboten wird, sich dem Thema der Klimaveränderung auf diese Weise zu nähern. Dadurch lassen sich auch pauschale Aussagen über die Klimaveränderung, wie sie oftmals auf globaler Ebene gemacht werden, differenzierter beurteilen. Aber auch auf regionaler Ebene sind mit dieser Methode Klimaveränderungen nachzuvollziehen. So können durch die saisonale Betrachtung, wie sie im Kap. 8 der saisonbezogenen Klimaklassifikation vorgenommen wird, wichtige Zusammenhänge über das Klimageschehen innerhalb des Jahres hervorgehoben werden.

8 Saisonbezogene Klimaklassifikation

Die Betrachtung der saisonbezogenen Klimaklassifikation stellt einen weiteren Schritt zur Untersuchung der klimatischen Veränderungen im Untersuchungsgebiet dar. Durch sie ist es möglich, detaillierte räumliche und zeitliche Aussagen über die saisonalen Perioden der letzten 300 Jahre zu machen. Dazu wurden, wie zuvor in der jährlichen Klimaklassifikation (Kap. 7.3.1), die monatlichen rekonstruierten Klimadaten Temperatur und Niederschlag (Luterbacher et al., 2001, 2002) verwendet und nach der Methode der vollständigen nicht-hierarchischen Clusteranalyse (Kap. 5.2) eingeteilt. Für jede zu betrachtende Saison wurden 30-jährige Mittel der Gitterpunkte extrahiert. Um eine kontinuierliche Veränderung des Klimas in jeder Periode betrachten zu können, wurde, analog der jährlichen Klimaklassifikation (Kap. 7.3.1), eine gleitende Verschiebung von 10 Jahren zwischen den 30-jährigen Perioden gewählt. Für die Untersuchung der saisonbezogenen Klassifikation wurden der Winter (Dezember bis Februar), der Frühling (März bis Mai) und der Sommer (Juni bis August) ausgewählt. Der Herbst wird dabei nicht näher betrachtet, weil keine Informationen über Herbsthochwasser zur Verfügung stehen. Die Ergebnisse aus dieser Untersuchung sind aber Voraussetzung für die Extremwertuntersuchung (Kap. 10), in der Hochwasserereignisse mit Extremen aus den einzelnen Perioden verglichen werden. Daher werden die folgenden drei Perioden nicht in der Ausführlichkeit behandelt, wie es zuvor in der Klimaklassifikation ganzjährig (Kap. 7.3.1) erfolgte. Dennoch werden wichtige klimatische Veränderungen aufgezeigt.

8.1 Klimaklassifikation Winter

In Abb. 8.1, Abb. 8.2 und Abb. 8.3 werden drei verschiedene Perioden der Winter-Klimasituation dargestellt. Die aufgrund von Temperatursprüngen in Klimaklassen zusammengefassten Cluster- bzw. Klimatypen zeigen für das gesamte Untersuchungsgebiet auch nach orographischen Gesichtspunkten eine klare Einteilung in kühlere Klimaklassen im Norden und wärmere im Süden, was gleichermaßen auch für die Zeitreihen Frühling (Kap. 8.2) und Sommer (Kap. 8.3) gilt.

In der Periode 1660/89 (Abb. 8.1) zeigt sich eine überwiegend homogene Verteilung der Klimatypen, die sich im Untersuchungsgebiet durch größere zusammenhängende Klimaklassen darstellt. Bereits in der nächsten Periode 1670/1699 (s. Anhang Kap. 14) ist zu erkennen, dass wärmere Klimatypen trotz des Einflusses des Late Maunder Minimums (1675-1715) auftreten. So ist auf den Britischen Inseln eine Verdrängung des Klimatyps 11 hin zu den Klimatypen 13 und 15 zu sehen (s. Anhang Kap. 14), was eine Temperaturerhöhung von ca. 3 °C und eine Niederschlagsverminderung beim Klimatyp 13 von ca. 50 mm bedeutet. Ist ein Wechsel zum Klimatyp 15 eingetreten, so ist hier eine Temperaturerhöhung von ca. 4 °C mit einer Niederschlagserrhöhung von fast 200 mm verbunden. Ähnliche klimatische Änderungen sind auch auf der Iberischen Halbinsel zu erkennen, wo ein Wechsel zwischen dem Klimatyp 12 und Klimatyp 14 stattfindet, der mit einer Temperaturerhöhung von ca. 3 °C und einem Niederschlagsrückgang von ca. 100 mm einhergeht. Auch im südwestlichen Norwegen, wo zuvor schon in der Zeitserie Jahr (s. Kap. 7.3.1) zu Beginn ein größerer Wechsel zu wärmeren Klimatypen zu erkennen war, ist dieses Phänomen auch in der Zeitserie Winter deutlich wieder

zu finden. Hier findet der Wechsel vom kühleren Klimatyp 8 mit im Mittel ca. $-3\text{ }^{\circ}\text{C}$ und ca. 350 mm Niederschlag zum Klimatyp 15 mit fast $9\text{ }^{\circ}\text{C}$ und ca. 600 mm Niederschlag statt (s. Anhang Kap. 14). Das scheint an dieser Stelle ebenso ungewöhnlich wie bei der Zeitserie Jahr, wobei sich hier im Winter die Klimaveränderungen stärker herausstellen als in der Zeitserie Jahr. Das könnte bedeuten, dass dieses Klimaphänomen im Winter stärker ist, als in der Zeitserie Jahr und ein mögliches Artefakt in der Winterzeit der rekonstruierten Klimadaten darstellt, da es in den nachfolgenden Zeitserien nicht auftritt. Es gilt allerdings zu bedenken, dass die Untersuchung der Zeitserie Herbst nicht durchgeführt wurde, die evtl. auch ein solches Phänomen besitzt.

Der frühe Wechsel der Klimatypen in den beschriebenen Gebieten ist auch in anderen Regionen in kleinerem Umfang in sämtlichen nicht dargestellten Perioden (s. Anhang Kap. 14) zu sehen. In der Zeit des kühleren Dalton Minimums (1790-1830) bleiben die vorher gezeigten Klimatypenwechsel bestehen, d.h. das Dalton Minimum wirkt sich hier nicht in einem erneuten Wechsel von Klimatypen aus, sondern die vorhandenen Änderungen bleiben bestehen. Auch zu Beginn des 20. Jahrhunderts sind keine nennenswerten Klimatypenwechsel zu beobachten.

In der klimatisch am stärksten abweichenden Periode 1680/1709 (Abb. 8.2) zur Ausgangsperiode 1660/89 ist eine massive Klimaänderung zu erkennen, die, wie zuvor in der ganzjährigen Betrachtung (Kap. 7.3.1) gezeigt, durch die größten Klimatypenunterschiede gekennzeichnet ist. Hier wirkt sich durch eine verstärkte Ausbreitung der kühleren Klimaklasse 3-7 im Osten des Untersuchungsgebietes die kalte Periode des Late Maunder Minimums (Frenzel, 1994) deutlich aus. Dagegen tritt im mediterranen wie auch im westlichen Untersuchungsgebiet eine deutlich heterogene Verteilung wärmerer Klimatypen auf. Diese Verteilung ist auf den Britischen Inseln, in Südnorwegen und auf der Iberischen Halbinsel gut zu erkennen. Bei der Betrachtung der letzten Periode 1960/89 (Abb. 8.3) bleibt der heterogene Charakter vorherrschend, wobei sich im Osten des Untersuchungsgebietes die kälteren Klimaklassen zurückziehen und im Nord-Osten zum Teil wieder klimatisch homogenere Strukturen zu erkennen sind, die sich beispielsweise darin zeigen, dass sich die Klimaklasse 1-2 und darin der Klimatyp 1 wieder stärker ausbreitet.

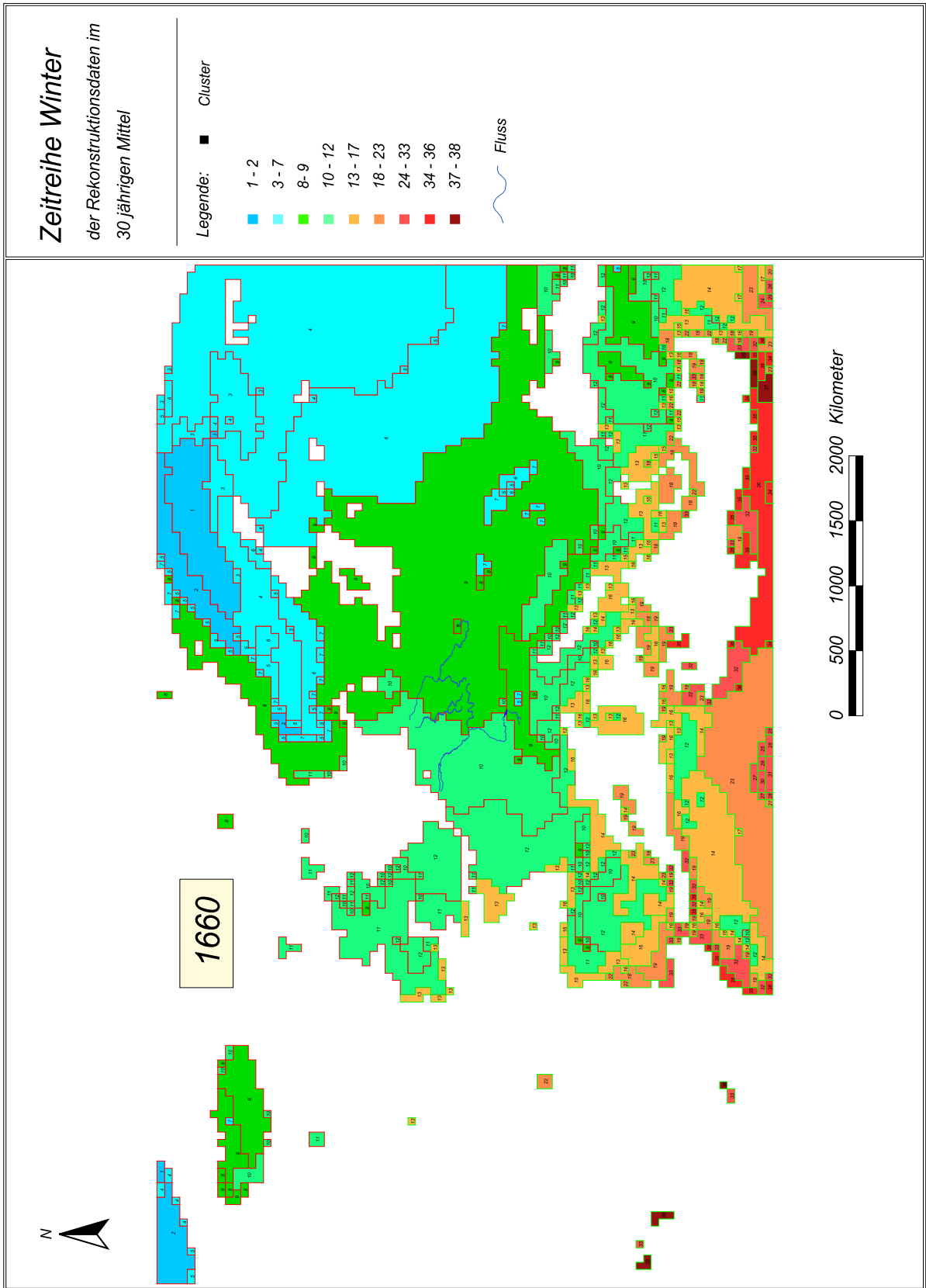


Abb. 8.1 Die Winter-Klimasituation der Periode 1660 - 1689.

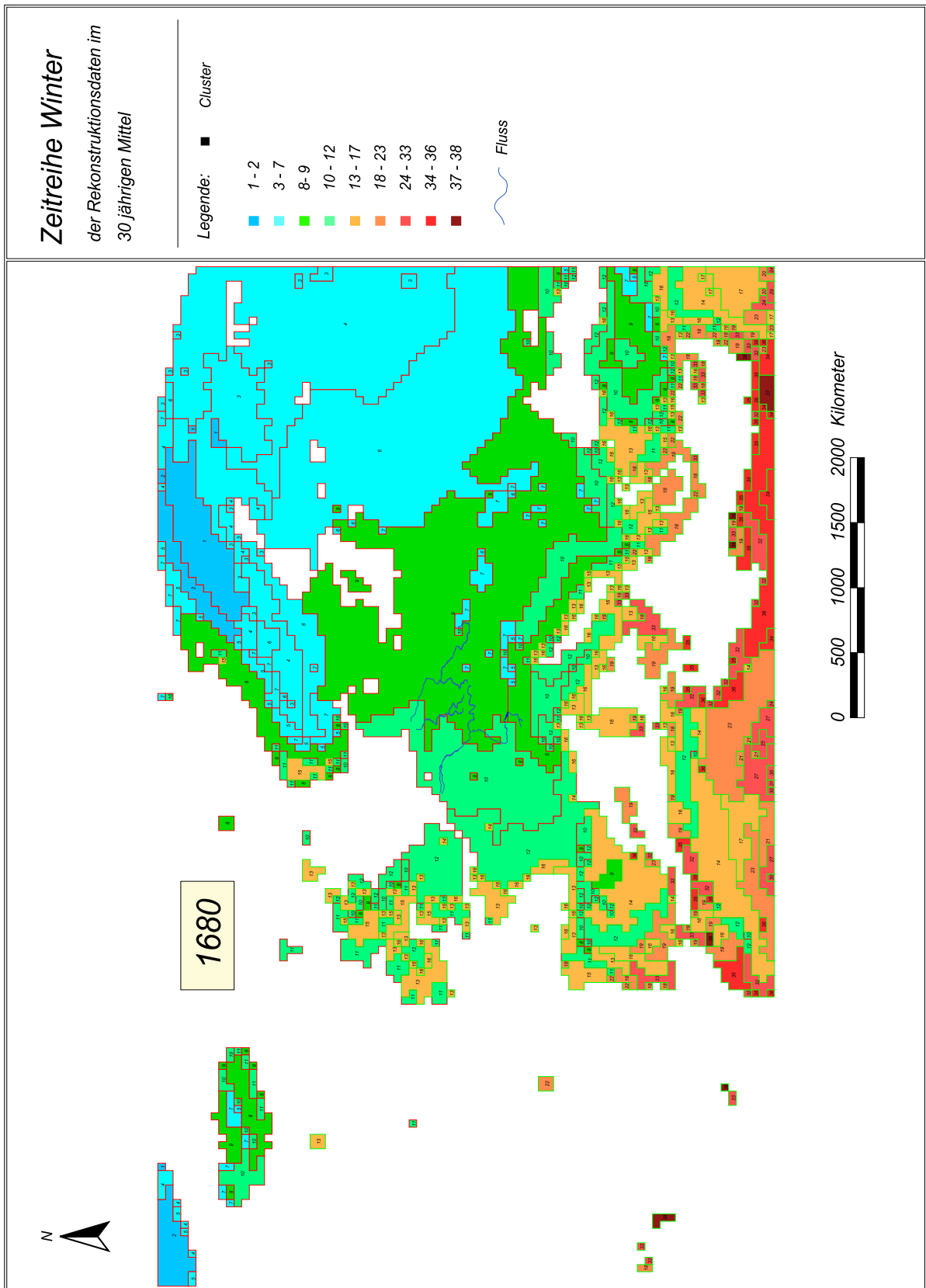


Abb. 8.2 Die Winter-Klimasituation der Periode 1680 - 1709. Diese Periode bildet den klimatisch größten Unterschied zur Ausgangsperiode 1660 - 1689 (Abb. 8.1).

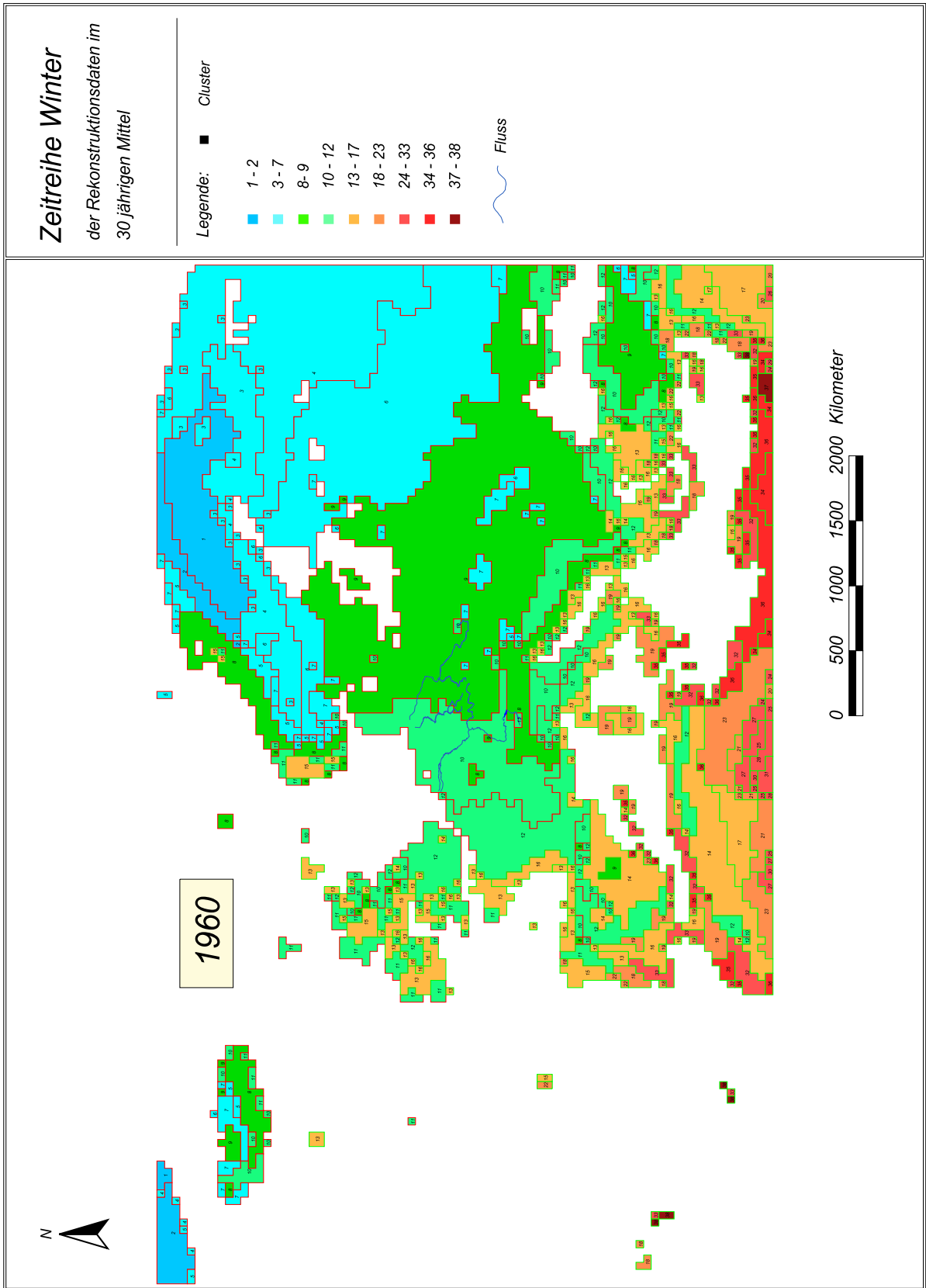


Abb. 8.3 Die Winter-Klimasituation der Periode 1960 - 1989.

8.1.1 Temperatur- und Niederschlagscharakteristik

Nachfolgend werden in Tab. 8.1 die Klimaklassen anhand der spezifischen Temperatur- und Niederschlagscharakteristika des Winters in gemittelten dreimonatigen Daten dargestellt.

Tab. 8.1 Temperatur und Niederschlag aller 9 Klimaklassen im Winter.

Klimakl.	1-2	3-7	8-9	10-12	13-17	18-23	24-33	34-36	37-38
max. °C	-11,1	-7,4	1,2	5,9	9,8	11,7	12,0	13,8	14,9
mitt. °C	-14,4	-9,4	-3,0	3,2	8,5	10,7	11,7	13,0	14,2
min. °C	-17,3	-11,6	-7,3	0,3	7,0	9,7	11,3	12,3	13,5
max. mm	245	164	409	468	372	264	65	129	196
mitt. mm	143	124	227	263	258	192	48	93	146
min. mm	90	91	126	136	169	141	34	61	108

Die Tab. 8.1 zeigt, wie die mittlere Temperatur in den Klimaklassen von links nach rechts ansteigt und die Amplitude der Temperatur, dargestellt durch Maxima und Minima, deutlich geringer wird. Die größten gemittelten Winterniederschläge sind in den Klimaklassen 8-9, 10-12 und 13-17 zu erkennen, wo gleichzeitig auch die größten Maxima auftreten. Die Tab. 8.1 zeigt weiterhin, wie sich in einzelnen Gebieten des Untersuchungsraumes (Abb. 8.1, Abb. 8.2 und Abb. 8.3), so beispielsweise auf den Britischen Inseln, das Temperaturniveau deutlich erhöht hat bei gleichzeitig leicht rückläufigen Niederschlägen. Auch auf der Iberischen Halbinsel hat sich die Winterklimasituation bis zum Ende des Untersuchungszeitraumes zugunsten wärmerer trockener Klimatypen verschoben.

8.2 Klimaklassifikation Frühling

Die Abb. 8.4, Abb. 8.5 und Abb. 8.6 verdeutlichen die Frühlings-Klimasituation im Untersuchungsgebiet von der Anfangsperiode 1661/90, über die klimatisch unterschiedlichste Periode 1861/90 zur Anfangsperiode bis hin zur Endperiode 1961/90. Im Gegensatz zu den vorhergehenden Perioden des Winters ist im Frühling eine deutlich höhere Klimatypenzahl zu erkennen, die zur Differenzierung notwendig ist.

Während sich in Abb. 8.4, der Periode 1661/90, beispielsweise die Klimaklasse 15-18 mit im Mittel fast 8 °C und ca. 180 mm Niederschlag noch relativ einheitlich in der Mitte Europas von Westen nach Osten erstreckt, drängen sich in der klimatisch unterschiedlichsten Periode 1861/90 im Vergleich zur Ausgangsperiode (Abb. 8.5) die Klimaklassen 19-23 und 24-31 stärker von Süden kommend in das nördliche Untersuchungsgebiet mit im Mittel ca. 11 °C bzw. ca. 16 °C und ca. 200 mm bzw. ca. 100 mm Niederschlag, was zur Folge hat, dass in Europa der Frühling in weiten Teilen wärmer ausfällt. In der Endperiode (Abb. 8.6) verändert sich dieses Phänomen wieder, indem der stark gegliederte Charakter der einzelnen Klimaklassen leicht zurückgeht.

Da die Klimatypenwechsel, wie zuvor in der Zeitreihe Winter (Kap. 8.1) auch in der Zeitreihe Frühling nicht großflächig ausfallen, sind in den einzelnen, klimatisch relevanten Perioden nur

wenige Gebiete mit erkennbaren Klimatypenwechseln deutlich zu erkennen und werden nur exemplarisch behandelt.

So ist beispielsweise in Dänemark mit Beginn der Periode 1671/1700 (s. Anhang Kap. 14) eine Abkühlung zu erkennen, die mit der Abkühlung im Late Maunder Minimum (1675-1715) einhergeht und dort hauptsächlich zu einem Wechsel des Klimatyps 15 zum Klimatyp 12 führt. Damit ist eine Abkühlung um ca. 2,5 °C und eine Abnahme des Niederschlages von ca. 50 mm verbunden. Ebenso wird der Klimatyp 19 im überwiegend ungarischen Tiefland durch die Klimatypen 17 und 15 verdrängt, das einem Temperaturrückgang zwischen 2-3 °C und einer Niederschlagszunahme um 100 mm bzw. 30 mm entspricht. Im Gegensatz dazu ist in Zentral-Frankreich ein Wechsel vom Klimatyp 17 und 18 zum wärmeren Klimatyp 20 zu sehen, der eine Temperaturerhöhung von ca. 2-2,5 °C und eine Niederschlagsschwankung je nach Klimatypwechsel von ca. 40 mm mit sich bringt (s. Anhang Kap. 14). Klimatypenwechsel sind ab der Periode 1721/50 (s. Anhang Kap. 14) wieder stärker zu sehen, wo in Frankreich die kühleren Klimatypen 15 und 17 den Klimatyp 20 verdrängen. In Dänemark und auch in Süd-Norwegen ist dagegen der Einzug kühlerer Klimatypen zu sehen, die die Umkehr zu den klimatischen Verhältnissen des Late Maunder Minimums zeigen. Die wärmeren Verhältnisse des 18. Jahrhunderts fallen in den beispielhaft betrachteten Gebieten somit unterschiedlich aus, womit keine einheitliche Abkühlung oder Erwärmung im Untersuchungsgebiet zu erkennen ist. Diese klimatischen Verhältnisse bleiben bis zur Periode 1761/90 erhalten (s. Anhang Kap. 14) und ändern sich erst mit der Periode 1771/1800, die im dänischen Gebiet und ungarischen Tiefland wieder die oben genannten kühleren Klimatypen zeigen. Gleichsam tritt in Zentral-Frankreich der wärmere Klimatyp 20 deutlich stärker auf und verdrängt die Klimatypen 17 und 18. Diese klimatischen Verhältnisse bleiben bis über das Dalton Minimum (1790-1830) erhalten und ändern sich erst wieder mit der Periode 1841/70 (s. Anhang Kap. 14), wo es im dänischen Gebiet zum Wechsel zu wärmeren Klimatypen kommt (s.o.).

Im übrigen 19. Jahrhundert sind in Frankreich, Süd-England und Irland die Klimatypen 19 und 20 mehr vertreten und verdrängen dort die zuvor vorhandenen Klimatypen 17 und 18, was in dieser Zeit eine Temperaturerhöhung von ca. 2-2,5 °C mit einem Niederschlagsrückgang von 50-100 mm bedeutet (s. Anhang Kap. 14).

Im Übergang zum 20. Jahrhundert kommt es in Dänemark zum Wechsel zu wärmeren Klimatypen und gleichzeitig geht die Verbreitung der wärmeren Klimatypen in den Gebieten Frankreichs, Süd-Englands und Irlands zu Gunsten der bereits angedeuteten kühleren Klimatypen (s.o., s.a. Anhang Kap. 14) zurück. Bis zur Periode 1941/70 (s. Anhang Kap. 14) kehren sich die am Übergang zum 20. Jahrhundert festgestellten Wechsel wieder um, und zeigen in den letzten beiden Perioden 1951/80 und 1961/90 wieder kühlere Klimatypen in Dänemark, Frankreich, Süd-England und Irland.

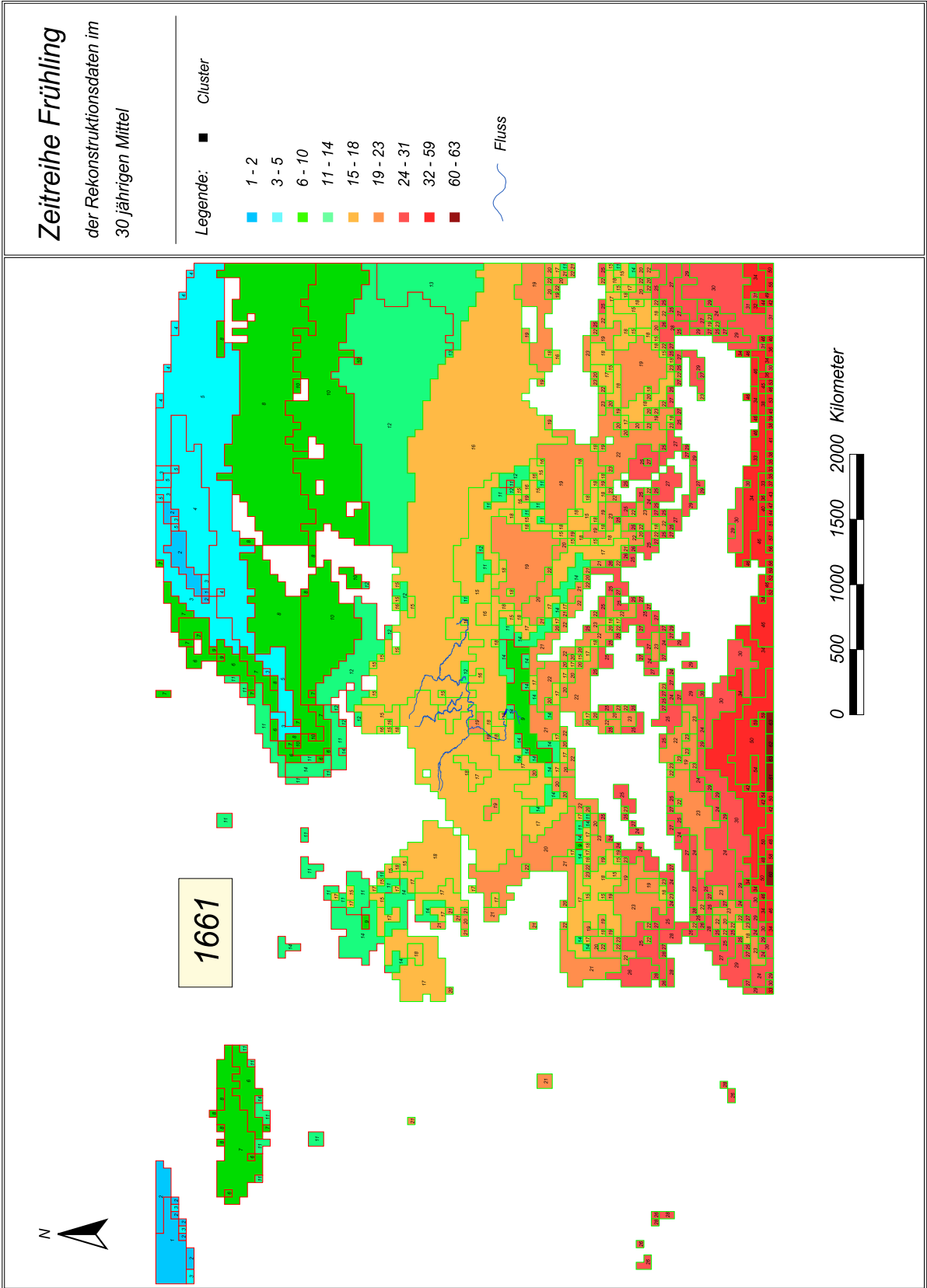


Abb. 8.4 Die Frühlings-Klimasituation der Periode 1661 - 1690.

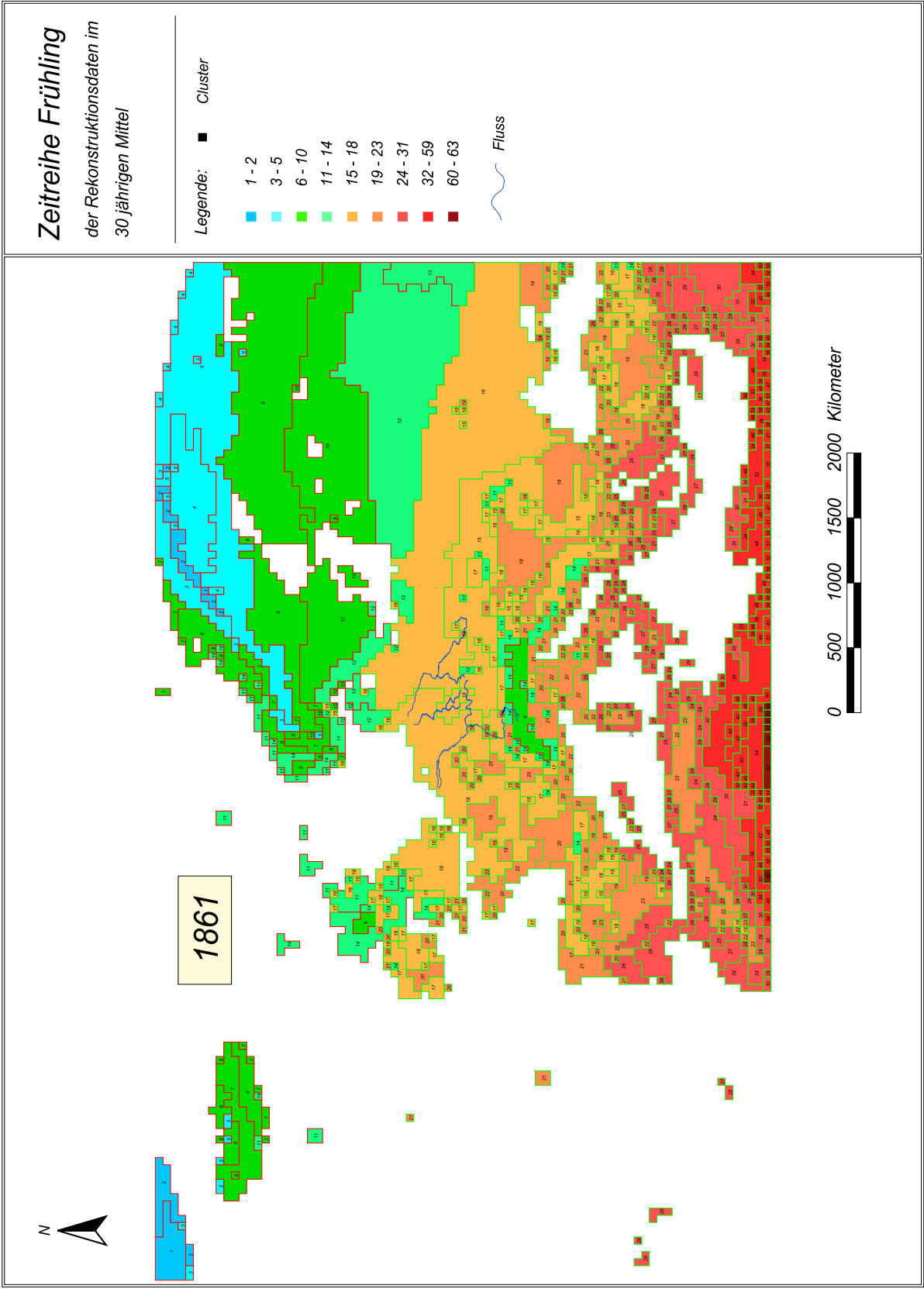


Abb. 8.5 Die Frühlings-Klimasituation der Periode 1861 - 1890. Diese Periode bildet den klimatisch größten Unterschied zur Ausgangsperiode 1661 - 1690 (Abb. 8.4).

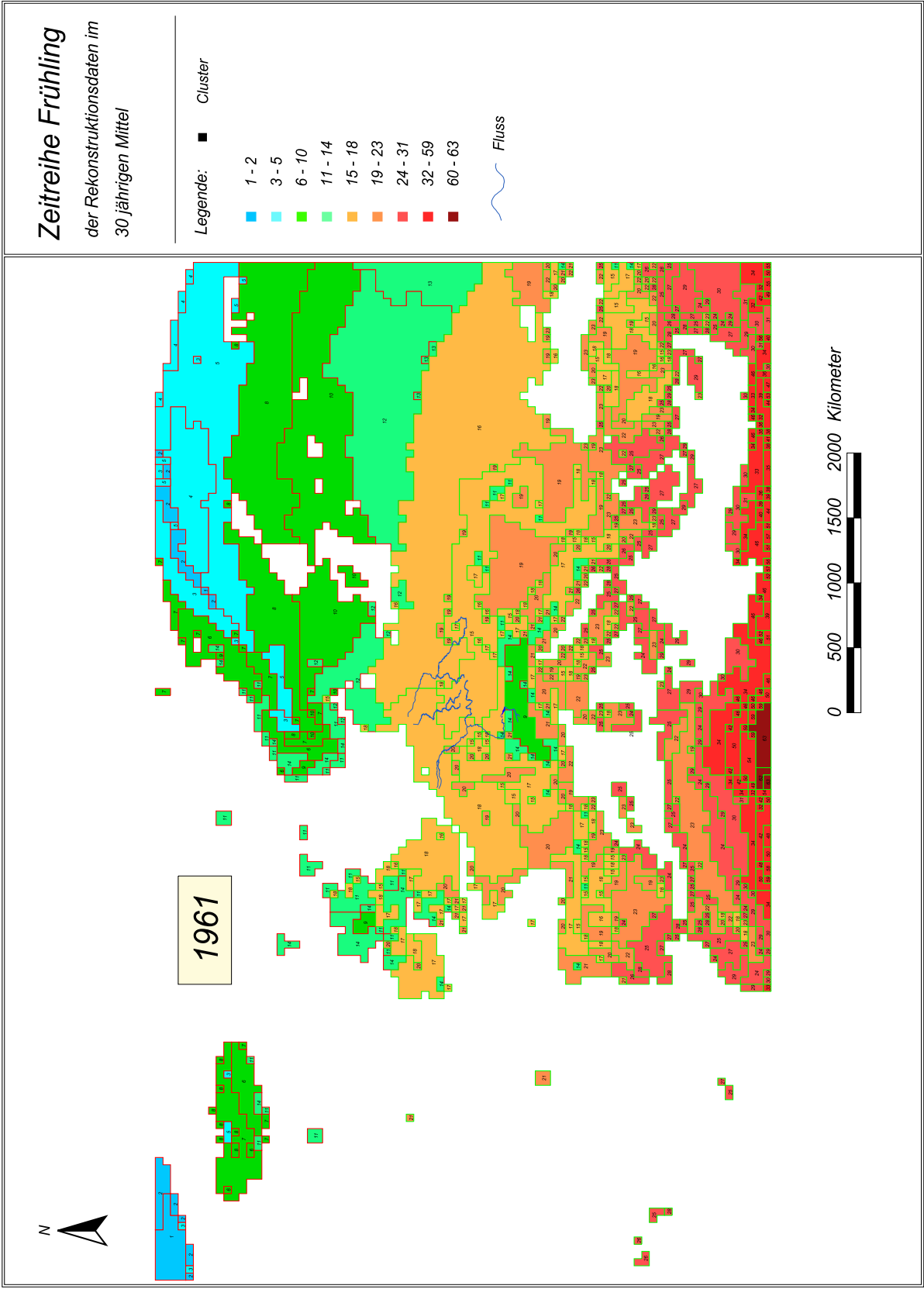


Abb. 8.6 Die Frühlings-Klimasituation der Periode 1961 - 1990.

8.2.1 Temperatur- und Niederschlagscharakteristik

Nachfolgend werden in Tab. 8.2 die Klimaklassen anhand ihrer spezifischen Temperatur- und Niederschlagscharakteristika des Frühlings in gemittelter Form dargestellt.

Tab. 8.2 Temperatur und Niederschlag aller 9 Klimaklassen im Frühling.

Klimkl.	1-2	3-5	6-10	11-14	15-18	19-23	24-31	32-59	60-63
max. °C	-8,0	-1,6	3,8	7,4	9,9	13,4	17,3	20,2	21,5
mitt. °C	-11,1	-3,8	0,7	5,0	7,7	11,1	15,6	19,9	21,4
min. °C	-14,1	-6,3	-2,4	2,5	5,4	8,8	14,0	19,6	21,3
max. mm	163	147	295	285	254	288	169	100	6
mitt. mm	120	105	209	194	175	193	114	80	5
min. mm	85	73	144	138	122	131	72	62	5

In Tab. 8.2 weist die Klimaklasse 6-10, die sich von Island über Skandinavien bis ins nördliche Russland erstreckt, sowohl in den mittleren als auch in den maximalen Niederschlägen das höchste Niveau auf bei einer mittleren Temperatur um den Gefrierpunkt. Die Klimaklasse 19-23, die hauptsächlich im mediterranen Gebiet vorzufinden ist, besitzt ein sehr ähnliches Niederschlagsniveau, aber mit weitaus höheren Temperaturen.

8.3 Klimaklassifikation Sommer

In Abb. 8.7, Abb. 8.8 und Abb. 8.9 wird die Sommer-Klimasituation im Untersuchungsgebiet dargestellt. Die geringere Klimatypenanzahl weist auf eine geringere Variabilität des Klimas in dieser Jahreszeit hin. Dennoch zeigt jede Klimaklasse innerhalb ihrer räumlichen Struktur eine sehr heterogene Verteilung der einzelnen Klimatypen. Während in den zuvor betrachteten Zeitreihen oftmals einzelne Klimatypen aus einer Klimaklasse größere einheitliche Flächen einnehmen, ist in den Sommerperioden eine größere räumliche Zergliederung zu erkennen, die durch die autochthonere Wetterlage in Europa bedingt ist (Barry & Chorley, 1992) und daher zu mehr einzelnen Klimatypen pro Klimaklasse führt. Insgesamt lässt sich für das gesamte Untersuchungsgebiet, ähnlich der Zeitreihe Frühling (Kap. 8.2), eine Verdrängung der kühleren Klimaklassen hin zu wärmeren Klassen nordwärts feststellen, wobei die Periode 1941/70 (Abb. 8.8) den größten klimatischen Unterschied zur Ausgangsperiode 1661/90 (Abb. 8.7) darstellt. Die Abb. 8.9 zeigt die Endperiode 1961/90, die eine ähnliche Klimastruktur wie die Zeitreihe 1941/70 aufweist.

Bei der Betrachtung der übrigen Zwischenperioden (s. Anhang Kap. 14) sind in einigen Gebieten sowohl in den klimatisch relevanten Perioden als auch außerhalb dieser Perioden Klimatypenwechsel zu sehen. So fallen beispielsweise in den Gebieten Norwegens, Deutschlands und Russlands zu Beginn der Periode 1671/1700 (s. Anhang Kap. 14) in der Zeit des Late Maunder Minimums (1675-1715) Wechsel zu kühleren Klimatypen auf. In Norwegen ist die Ausbreitung der Klimatypen 3 und 5 zu erkennen, die den Klimatyp 6 verdrängen. Damit geht ein Temperaturrückgang bis ca. 3 °C und ein Niederschlagsanstieg bis ca. 100 mm einher.

Gleichzeitig ist in Deutschland die Ausbreitung des kühleren Klimatyps 16 zu sehen, der hauptsächlich den Klimatypen 19 verdrängt. Hiermit ist ein Temperaturrückgang von $1\text{ }^{\circ}\text{C}$ verbunden, wobei das Niederschlagsniveau von ca. 220 mm erhalten bleibt. In Russland ist der in Deutschland genannte, Klimatypenwechsel vom Klimatypen 19 zum Klimatypen 16 ebenfalls zu sehen. Ab der Periode 1721/50 (s. Anhang Kap. 14), die mit der wärmeren Periode des 18. Jahrhunderts zusammenhängt, fallen Änderungen in Russland, Deutschland und den Beneluxstaaten auf. Während sich in Russland der wärmere Klimatyp 19 ausbreitet und den Klimatypen 16 verdrängt, breitet sich der Klimatyp 16 in Deutschland und den Beneluxstaaten weiter aus. In der Periode 1751/80 (s. Anhang Kap. 14) geht die Ausbreitung des Klimatypen 16 in Deutschland und den Beneluxstaaten wieder zurück zu den Größenverhältnissen des Late Maunder Minimums, wohingegen in Russland eine Zunahme der wärmeren Klimatypen nordwärts zu sehen ist. Von der Periode 1771/1800 bis zur Periode 1791/1820 (s. Anhang Kap. 14) ist ein Wechsel vom Klimatyp 26 zum Klimatyp 29 aus dem nördlichen Gebiet des Schwarzen Meeres Richtung Zentralrussland festzustellen, der in den Perioden 1791/1820 und 1801/30 (s. Anhang Kap. 14), die in das Dalton Minimum (1790-1830) gehören, weiter zunimmt. Damit ist eine Temperaturzunahme von ca. $1,5\text{ }^{\circ}\text{C}$ und eine Niederschlagszunahme von 20 mm verbunden. Daneben ist in den Perioden 1791/1820 und 1801/30 in Norwegen eine Zunahme der bereits angedeuteten kühleren Klimatypen (s.o) zu erkennen. Während in Norwegen die Verbreitung der kühleren Klimatypen bestehen bleibt, ist in Russland wieder eine Abkühlung zu sehen, mit der im Nord-Osten ab der Periode 1811/40 (s. Anhang Kap. 14) die Klimatypen 11 und 12 den Klimatypen 16 ablösen. Verbunden ist diese Änderung mit einer Abkühlung von ca. $15,5\text{ }^{\circ}\text{C}$ auf $13,5\text{ }^{\circ}\text{C}$ bzw. $14\text{ }^{\circ}\text{C}$ mit einer Niederschlagszu- bzw. abnahme von ca. 40 mm. Ab der Periode 1851/80 (s. Anhang Kap. 14) tritt dazu im Norden von Russland eine weitere Abkühlung stärker hervor, die durch die Änderung von den Klimatypen 21 und 19 zu den Klimatypen 14, 15 und 16 gekennzeichnet ist und einer Abkühlung von ca. $2\text{ }^{\circ}\text{C}$ entspricht. Dabei bleibt die Niederschlagsmenge je nach Typenwechsel fast konstant. Diese Abkühlungsphase verläuft bis zur Periode 1881/1910 bzw. 1891/1920 und erreicht in dieser Zeit ihr Maximum. Bereits von der Periode 1901/30 an treten die zuvor genannten wärmeren Klimatypen im Norden von Russland wieder auf. Zwei Perioden weiter ist abermals eine Abkühlung zu sehen, die jedoch ab der Periode 1931/60 (s. Anhang Kap. 14) abermals rückläufig ist. In den letzten Perioden dieser Zeitserie sind in den Gebieten Deutschlands, der Beneluxstaaten und Frankreichs verstärkt kühlere Klimatypen zu sehen, wobei hauptsächlich der Klimatyp 16 gehäuft auftritt. Die klimatische Situation dieser letzten Perioden ist dabei vergleichbar mit der Zeit der Perioden 1741/80 bis 1771/1800 (s. Anhang Kap. 14).

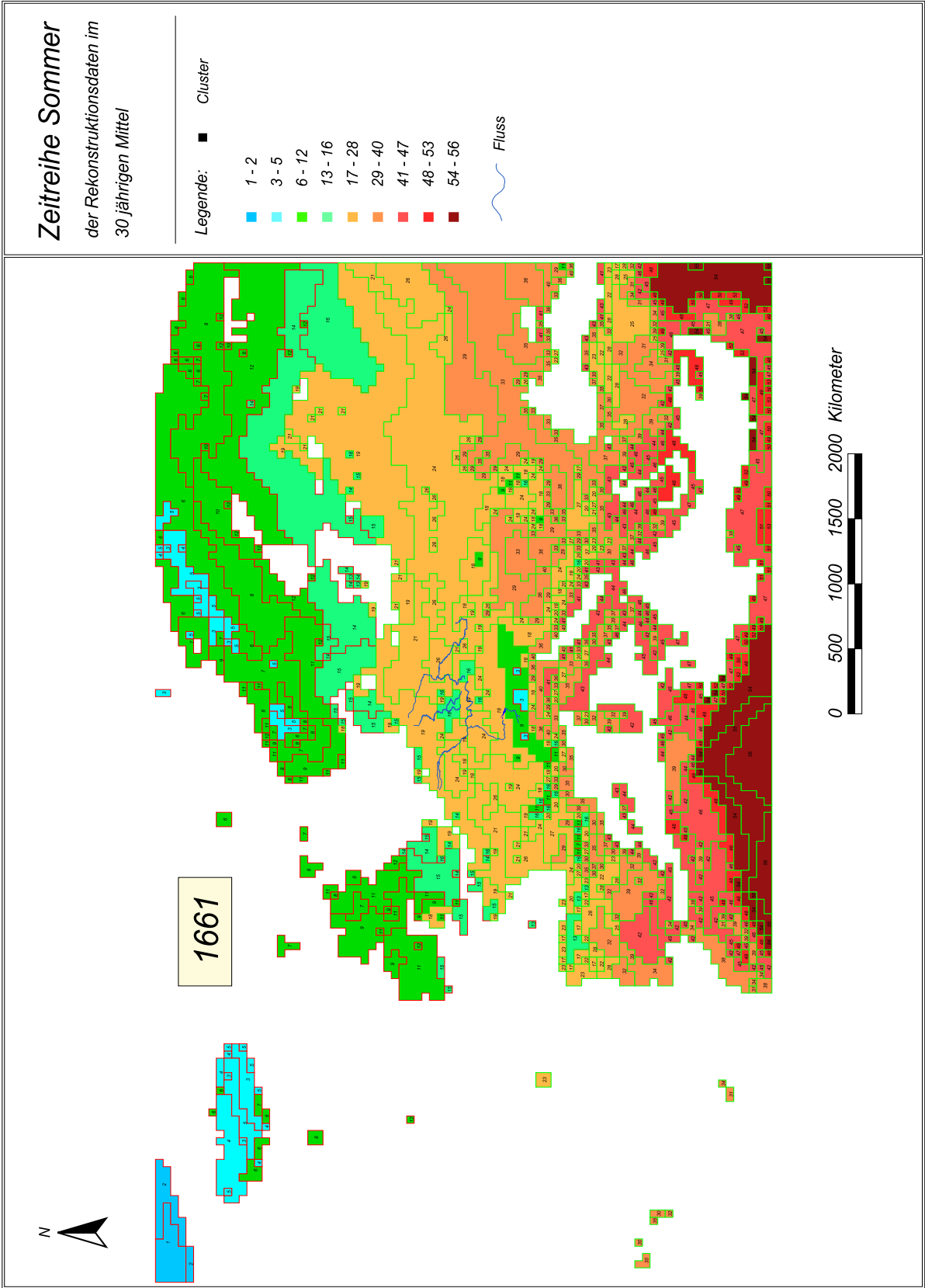


Abb. 8.7 Die Sommer-Klimasituation der Periode 1661 - 1690.

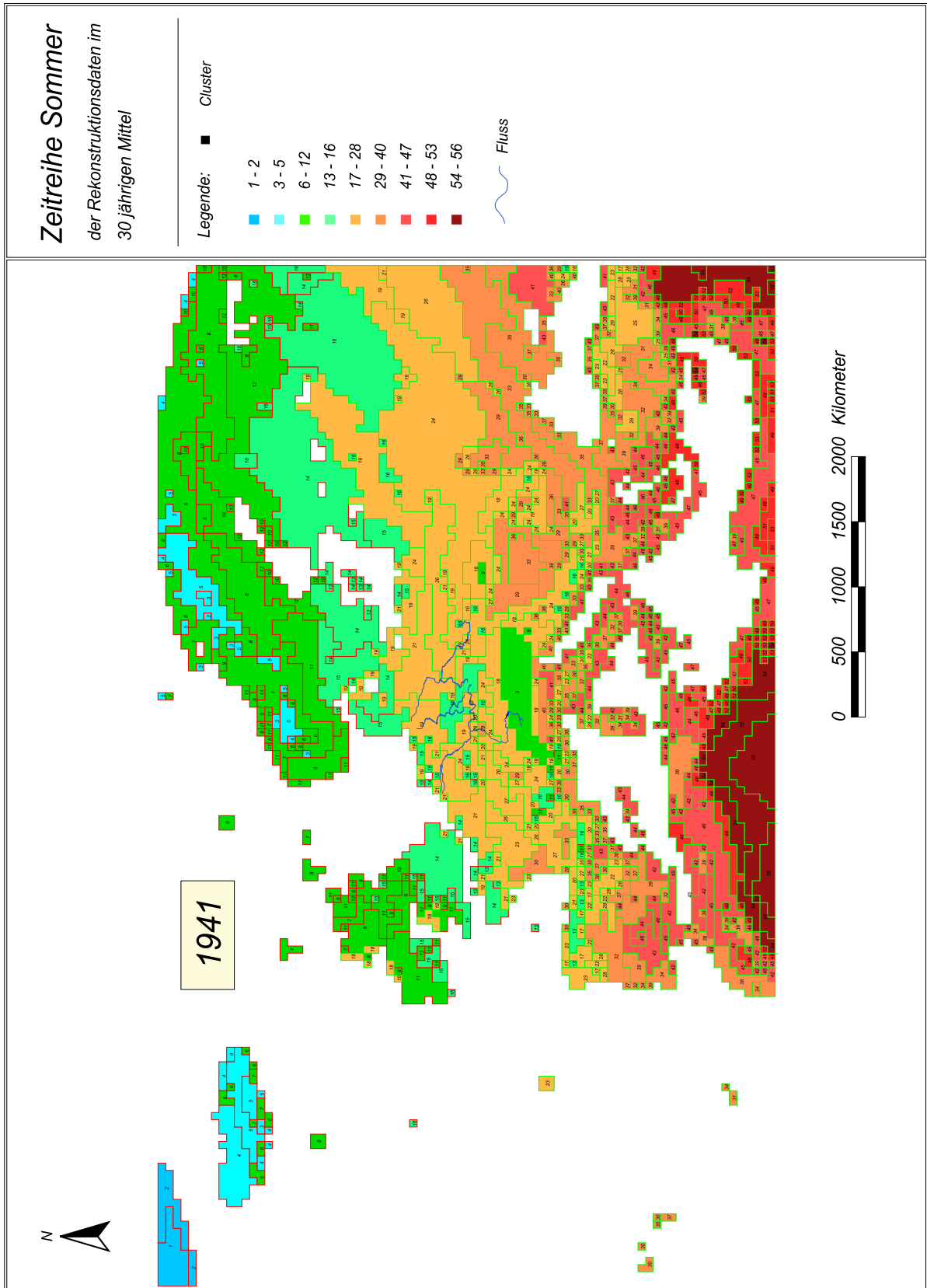


Abb. 8.8 Die Sommer-Klimasituation der Periode 1941 - 1970. Diese Periode bildet den klimatisch größten Unterschied zur Ausgangsperiode 1661 - 1690 (Abb. 8.7).

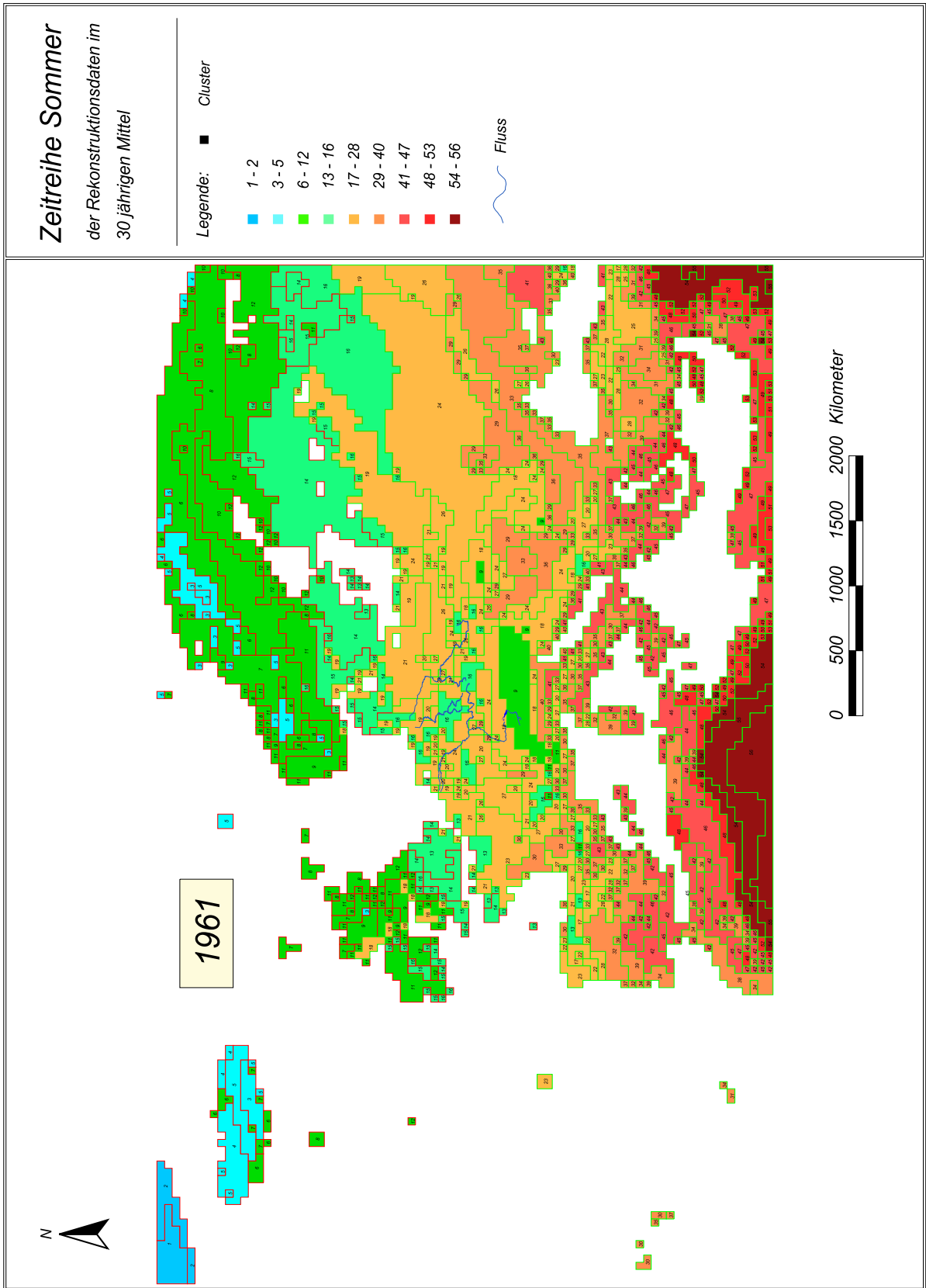


Abb. 8.9 Die Sommer-Klimasituation der Periode 1961 - 1990.

8.3.1 Temperatur- und Niederschlagscharakteristik

Nachfolgend werden in Tab. 8.3 die Klimaklassen anhand der spezifischen Temperatur- und Niederschlagscharakteristika des Sommers in gemittelten dreimonatigen Werten dargestellt.

Tab. 8.3 Temperatur und Niederschlag aller 9 Klimaklassen im Sommer.

Klimakl.	1-2	3-5	6-12	13-16	17-28	29-40	41-47	48-53	54-56
max. °C	1,9	9,2	13,7	16,4	18,5	22,1	25,2	27,5	31,9
mitt. °C	-0,3	7,7	12,2	15,4	17,4	21,0	24,0	26,9	30,6
min. °C	-2,7	6,0	10,4	14,4	16,3	19,7	22,8	26,4	29,3
max. mm	231	272	333	239	218	153	78	8	13
mitt. mm	179	212	238	195	169	108	53	5	5
min. mm	132	170	176	160	129	74	33	2	1

In Tab. 8.3 haben die Klimaklassen 3-5, 6-12 und 13-16 die höchsten Niederschlagsmengen sowohl bei den minimalen und mittleren als auch bei den maximalen Niederschlägen. Diese Klimaklassen kommen hauptsächlich in Island, Skandinavien und auf den Britischen Inseln vor und haben mittlere Temperaturen zwischen knapp 8 °C bis ca. 15 °C. Alle nachfolgenden Klimaklassen zeigen einen kontinuierlichen Temperaturanstieg mit abnehmenden Niederschlagssummen. Insgesamt weichen die maximalen und minimalen Klimadaten deutlich weniger von ihren jeweiligen Mittelwert ab als in den Zeitreihen Winter (Tab. 8.1) und Frühling (Tab. 8.2).

8.4 Diskussion

Die Untersuchung der saisonbezogenen Klimaklassifikation (Kap. 8) stellt eine Ergänzung zu der schon vorher betrachteten Klimaklassifikation mit jährlichem Bezugszeitraum dar mit der Möglichkeit präzise, saisonbezogene, räumliche Informationen über die Klimaveränderungen des gesamten Zeitraumes aufzuzeigen. Auch wenn hier nicht jede Saison betrachtet wurde, da diese Ergebnisse nur die Voraussetzung für die nachfolgende Extremwertuntersuchung (Kap. 10) darstellen, zeigen die Winterperioden eine deutliche Klimaänderung in der Zeit des Late Maunder Minimums, in dem sich kühlere Klimaklassen verstärken und das gleichzeitige Auftreten von wärmeren Klimaklassen im mediterranen und westlichen Untersuchungsgebiet zu heterogenen Klimastrukturen führt. Dieses Bild ändert sich im Wesentlichen nicht bis zum Zeitraum 1990.

In der Frühlingsperiode wandelt sich das Bild. Wärmere Klimaklassen zeigen in der Zeit der größten klimatischen Differenz zur Ausgangsperiode eine vermehrte Ausbreitung ins nördliche Untersuchungsgebiet. Mit dem Ende des Untersuchungszeitraumes geht die nordwärts gerichtete Ausbreitung der wärmeren Klimaklassen wieder leicht zurück.

In der Sommerperiode ist die Anzahl der getrennten Klimatypen insgesamt geringer als in der

Frühlingsperiode. Allerdings ist durch die heterogene Struktur bzw. Anordnung der Klimatypen innerhalb der Klimaklassen die Klimavariabilität im gesamten Untersuchungsgebiet deutlich größer als in der Frühlings- und Winterperiode. Innerhalb der drei dargestellten Sommerzeitreihen kommt jene mit der größten Differenz zur Ausgangsperiode erst im 20. Jahrhundert vor und zeigt, wie dort im Detail starke Verschiebungen der Klimatypen innerhalb der jeweiligen Klimaklassen existieren, die stärker ausgeprägt sind als die Verschiebungen in die nächsten Klimaklassen. Dennoch sind auch hier von der Anfangsperiode zu den anderen beiden Perioden z.T. größere Klimaklassenverschiebungen im östlichen und nordöstlichen Teil des Untersuchungsgebietes zu erkennen, die zwar im übrigen Gebiet ebenfalls auftreten, aber erst bei näherer Betrachtung auffallen.

In den nicht abgebildeten Perioden aller drei Saisons werden weitere Klimaänderungen verdeutlicht, die sich durch verschiedene Klimatypenwechsel zeigen. Dabei ist ein einheitlicher Klimatypenwechsel im Untersuchungsgebiet zu wärmeren oder kühleren Klimatypen auch in der Zeit relevanter kühlerer oder wärmerer Perioden nicht zu erkennen. Vielmehr sind auch gegensätzliche Typenwechsel in den Perioden zu erkennen, die zur gleichen Zeit in einem Gebiet wärmere in anderen Gebieten kühlere Klimatypen zeigen. Damit wird deutlich, dass sich der klimatische Einfluss im Untersuchungsgebiet beispielsweise zu bestimmten Zeiten wie dem Late Maunder Minimum, dem Dalton Minimum oder der Klimaerwärmung im 20. Jahrhundert nicht einheitlich auswirkt.

Diese saisonbezogene Untersuchung der Klimastrukturen zeigt, wie sich gerade in den dreimonatigen Perioden der rd. 300 Jahre die Klimasituation in einigen Regionen des Untersuchungsgebietes z.T. auch in den Zwischenperioden erheblich verändert hat. Es wird auch hier wieder deutlich, dass die Methode zur Einteilung der Klimadaten in einzelne Klimatypen für die Analyse der saisonbezogenen Klimaveränderungen gut geeignet ist. Das wird durch die Darstellung der Verschiebung einzelner Klimatypen, wie sie exemplarisch vorgenommen wurde, verdeutlicht. Eine Überführung der entwickelten Klimaklassifikation in eine bereits bestehende Systematik konnte nicht vorgenommen werden, da es eine vergleichbare saisonbezogene Klassifikation nicht gibt. Damit stellt die saisonbezogene Klassifikation einen neuen Ansatz zur Betrachtung und Analyse auch intraannueller Klimaveränderungen dar.

9 Die Klimaflächenänderungen

Die jahresbezogene Klimaklassifikation (Kap. 7.3.1) betrachtet die Klimamuster und die Klimavariabilität der letzten rd. 300 Jahre. Dabei wird leicht übersehen, um welche Flächengrößen es sich bei den einzelnen Klimatypen handelt, die über den Untersuchungszeitraum erheblichen Schwankungen unterliegen können. Da die Klimauntersuchung durch ein regelmäßiges Gitter mit Punktwerten für jeden Klimaparameter realisiert wird, ergibt sich für jeden Punkt durch die Auflösung in $0,5^\circ$ Länge und Breite eine überdeckte Fläche - je nach Breitengrad - von etwa 2500 km^2 . Die vollständig untersuchte Gitterpunktfläche beträgt daher ca. $11,4 \text{ Mio. km}^2$ gegenüber der realen Landfläche von ca. $9,6 \text{ Mio. km}^2$. Diese Differenz der Fläche von etwa 700 Gitterpunkten ergibt sich aus dem Raster an der Küstenlinie, das über das Untersuchungsgebiet hinausragt und so keine exaktere Darstellung der realen Landfläche ermöglicht. Dennoch kann aufgrund der Untersuchung der jährlichen Klimaklassifikation ein reales Bild der flächenbezogenen Ausbreitung des Klimas in den zu betrachteten Klimatypen bzw. Klimaklassen dargestellt werden.

Die Flächengröße eines Gebietes und das dort vorherrschende Klima hat einen wichtigen Einfluss auf alle Bereiche des Ökosystems, so z.B. auch auf das Pflanzenwachstum, das durch veränderte Temperatur- und Niederschlagsverhältnisse maßgeblich beeinflusst wird. Das gilt vor allem für den Klimaraum in den mittleren und höheren Breiten, wo das Pflanzenwachstum überwiegend temperaturbeeinflusst ist und nur wenige Zehntelgrad Schwankung die physiologischen Prozesse der Pflanzen, wie z.B. den Vegetationsbeginn, bestimmen (Chmielewski & Rötzer, 2002). Das Kap. 11 wird sich mithilfe der rekonstruierten Klimadaten näher mit diesem Thema befassen.

Durch die Betrachtung der Verschiebung der Klimaflächengrößen lässt sich die Dimension eines Klimawandels auch von der quantitativen Seite besser veranschaulichen. Dafür werden hier die einzelnen Flächen der Klimaklassen, gemäß der Erdoberfläche berechnet und später analysiert. Der Wert an einem Gitterpunkt ist repräsentativ für eine Fläche, deren Größe von der Breitenlage abhängt.

9.1 Jahresbezogene Flächenbetrachtung der Klimaklassen

Für jede der Klimaklassen wurde innerhalb der 30-jährigen Perioden einzeln die Flächengröße berechnet. In Abb. 9.1 sind die einzelnen Klimaklassen und entsprechenden Flächengrößen für das vollständige Untersuchungsgebiet dargestellt.

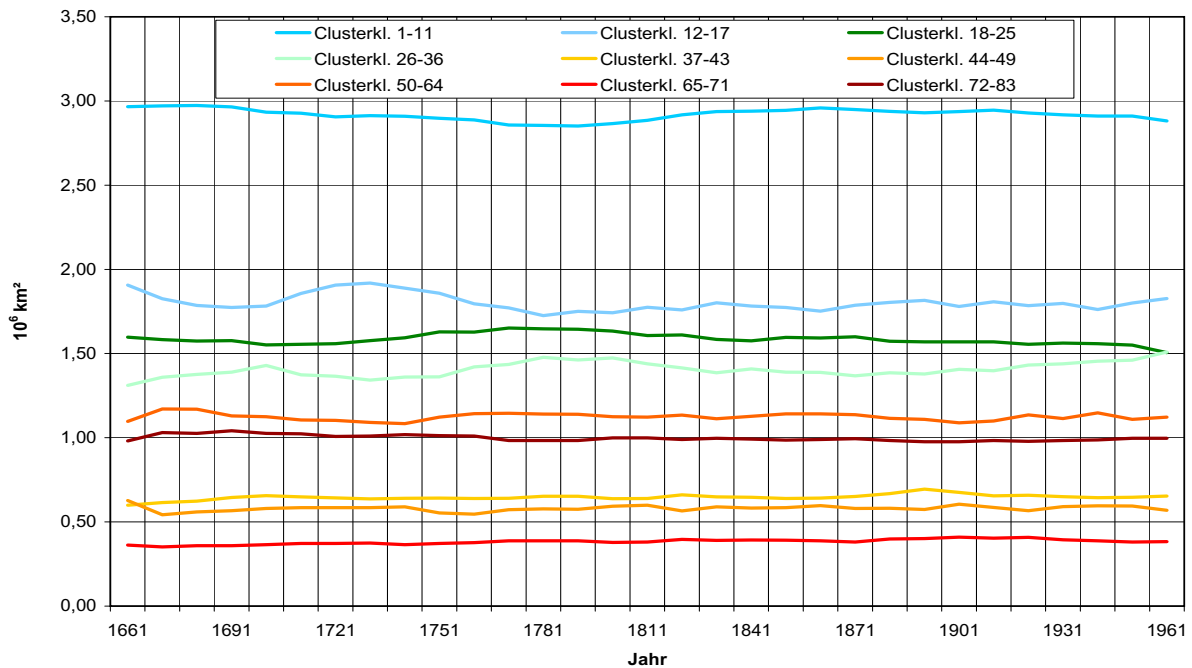


Abb. 9.1 Flächengrößen der einzelnen Cluster- bzw. Klimaklassen der ganzjährigen Klimaklassifikation.

Es ist in Abb. 9.1 deutlich erkennbar, dass die einzelnen Klimaklassen einen sehr unterschiedlichen Flächenanteil an der Gesamtfläche (Landfläche) des Untersuchungsgebietes einnehmen. In der Tab. 9.1 werden die durchschnittlichen Flächengrößen der Klimaklassen im Untersuchungsgebiet über den gesamten Untersuchungszeitraum dargestellt. Die nördlichste Klimaklasse 1-11 (s. Abb. 7.1 bis Abb. 7.4) weist mit ca. 3 Mio. km² die größte Fläche auf, was etwa der sechsfachen Fläche Spaniens entspricht. Im Gegensatz dazu hat die zweitwärmste Klimaklasse 65-71 mit nur 380.000 km² die kleinste Flächengröße im gesamten Untersuchungsgebiet, was den Flächen Italiens und Österreichs zusammen entspricht.

Tab. 9.1 Durchschnittliche Flächengrößen der Klimaklassen im Untersuchungsgebiet über den Untersuchungszeitraum 1661-1990.

Klimakl.	1-11	12-17	18-25	26-36	37-43	44-49	50-64	65-71	72-83
Flächen- größe in 10 ⁶ km ²	2,92	1,80	1,59	1,41	0,65	0,58	1,12	0,38	1,00

Für eine differenzierte Flächenbetrachtung der Klimaklassen werden die thermisch-hygrischen Verhältnisse und die Flächenänderungen im Untersuchungsgebiet verglichen. Dabei soll festgestellt werden, wie sich die Flächengrößenschwankungen und die Temperatur und der Niederschlag über den gesamten Zeitraum zueinander verhalten. Dazu wurde das Untersuchungsgebiet anhand der Klimaklasseneinteilung (Kap. 7 und Kap. 8) und den orographischen Verhältnissen (Alpen und skandinavisches Gebirge) in drei zonal geteilte Gebiete, wie Abb. 9.2 zeigt, unterteilt.

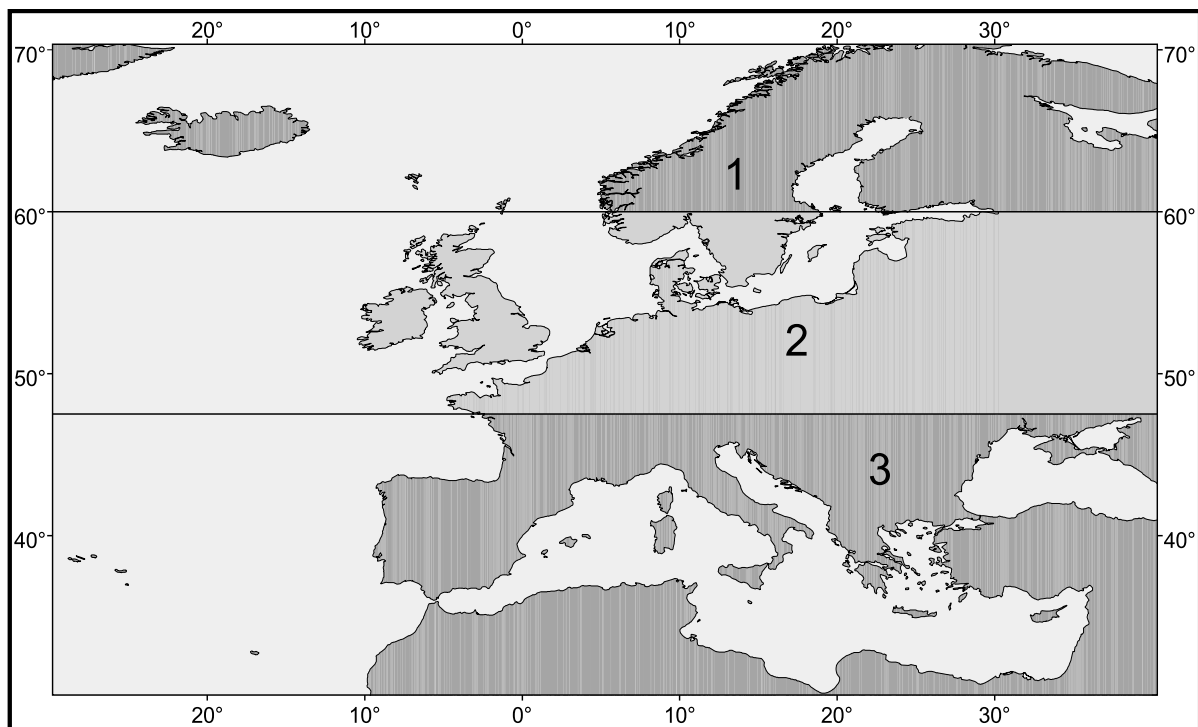


Abb. 9.2 Dreiteilung des Untersuchungsgebietes in unterschiedliche klimatische Gebiete. Das Teilgebiet 1 erstreckt sich von 70°N bis 60,5°N, das Teilgebiet 2 erstreckt sich von 60°N bis 47,5°N und das Teilgebiet 3 erstreckt sich von 47°N bis 35°N.

Die Teilgebiete in Abb. 9.2 überdecken die vollständigen Längengrade von 30° West bis 40° Ost. Um die thermisch-hygrischen Verhältnisse in den Teilgebieten aufzeigen zu können und nachfolgend mit den einzelnen Klimaklassenflächen diskutieren zu können, wurden 30-jährige Perioden verwendet, wie sie bereits bei der jährlichen Klimaklassifikation in Kap. 7 benutzt wurden. In der folgenden Abb. 9.3 werden die Temperaturen und die Niederschläge der drei Teilgebiete dargestellt. Jedes Teilgebiet zeigt in den verschiedenen Perioden unterschiedliche Verläufe der Temperatur- und der Niederschlagskurven, die bei der Analyse der Klimaflächenänderungen mitbetrachtet werden.

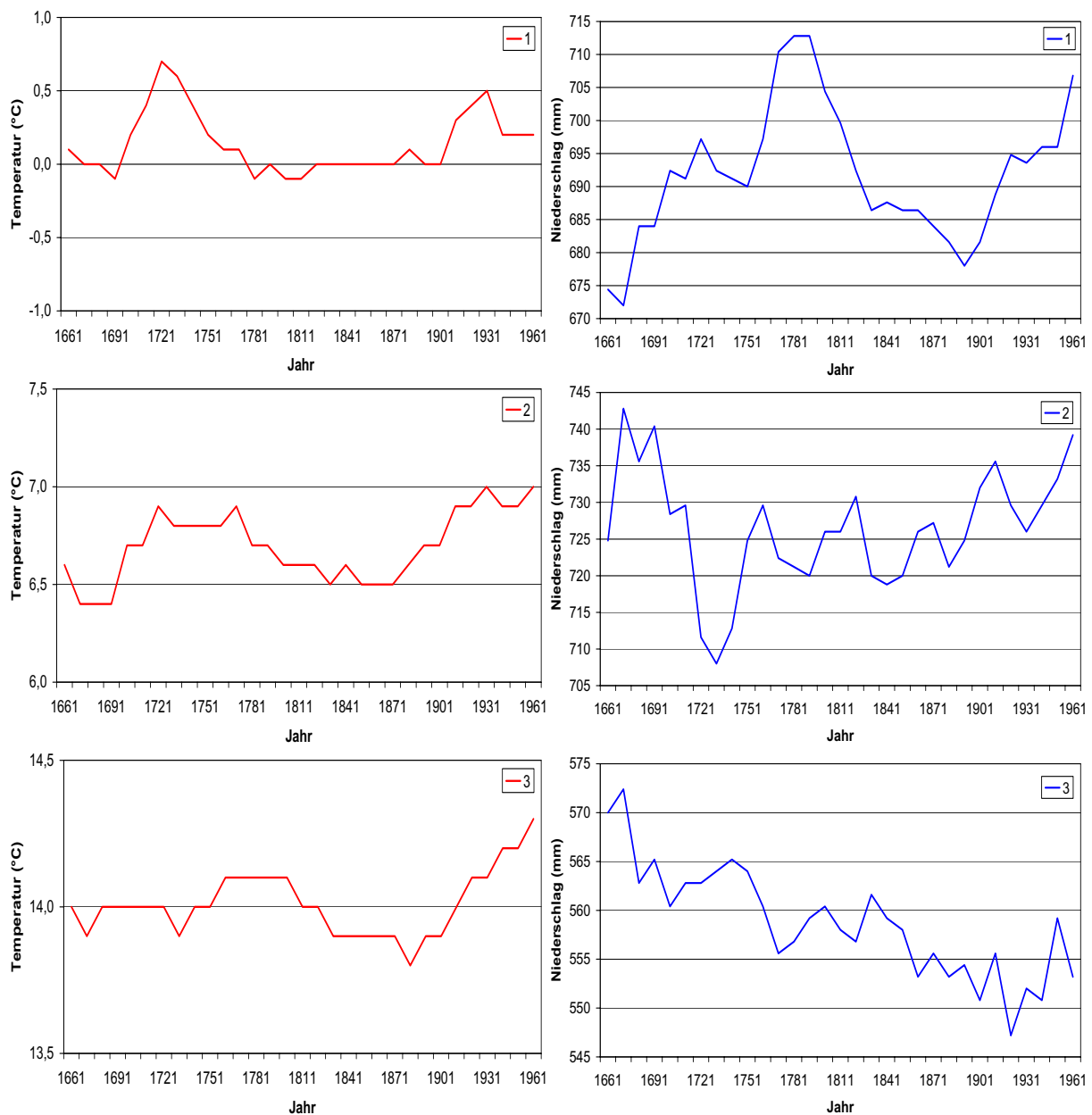


Abb. 9.3 Temperatur- und Niederschlagsreihen der Teilgebiete 1 bis 3 im Jahr.

Die folgende Beschreibung der klimabeeinflussten Flächenänderungen der verschiedenen Klimaklassen zeigt sowohl die Zu- und Abnahme der Flächengrößen der einzelnen Klimaklassen als auch die Verschiebungen von Flächengrößen zwischen den Klimaklassen. Bevor die Flächengrößenschwankungen der einzelnen Klimaklassen näher diskutiert werden, wurden die verschiedenen Zeitreihen der Klimaklassen auf signifikante Verbindung untereinander überprüft. Diesen Zusammenhang stellt Tab. 9.2 dar. Die nähere Erläuterung der Tabelle wird innerhalb der Betrachtung der einzelnen Klimaklassen vorgenommen.

Tab. 9.2 Korrelation der Flächenänderungen zwischen den Klimaklassen (Kl.) im Jahr. / = keine signifikante Korrelation, n = neg. Korrelation, p = pos. Korrelation bei ** = 95 % bzw. *** = 99 % Signifikanzniveau, Korrelationsbestimmung nach dem Vierfeldertest (Sachs, 2002).

Kl.	1-11	12-17	18-25	26-36	37-43	44-49	50-64	65-71	72-83
1-11									
12-17	/								
18-25	/	/							
26-36	n**	n**	/						
37-43	/	/	n**	p**					
44-49	/	/	/	/	/				
50-64	/	n***	p**	/	/	n**			
65-71	/	/	/	p**	p***	/	/		
72-83	/	p**	/	/	/	/	/	n***	

9.1.1 Klimaklasse 1-11

Die hauptsächlich im Norden vorkommende, sehr kalte und extrem feuchte Klimaklasse 1-11 (s. Teilgebiet 1, Abb. 9.2 u. z.B. Abb. 7.1) hat im Untersuchungsgebiet die größte Verbreitung. Der Verlauf der Flächengröße wird in Abb. 9.4 für den gesamten Untersuchungszeitraum dargestellt.

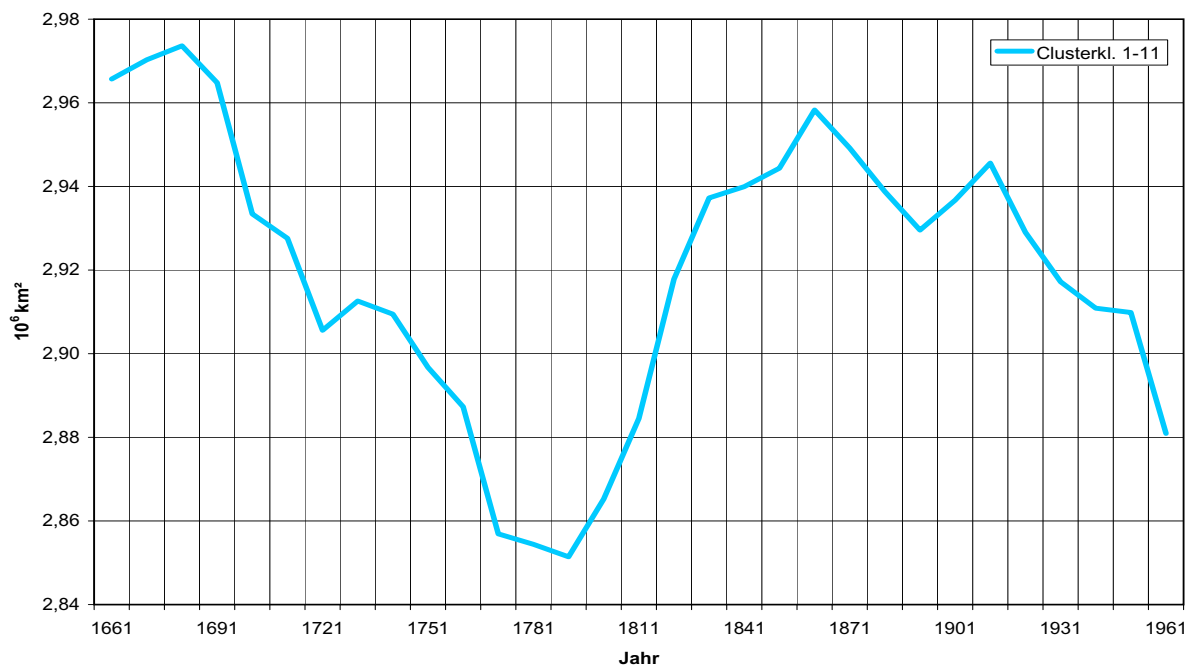


Abb. 9.4 Veränderung der Flächengröße der Cluster- bzw. Klimaklasse 1-11 im Untersuchungsgebiet.

Zu Beginn des Untersuchungszeitraumes, der mit dem Late Maunder Minimum (1675-1715) (Frenzel, 1994) zusammenfällt, zeigt sich eine Flächenausdehnung von ca. 3 Mio. km², die im Laufe des 18. Jahrhunderts deutlich kleiner wird und eine stetige Flächenabnahme bis in die Periode 1791/1820 um rund 100.000 km² zeigt, was etwa der Fläche Portugals entspricht. Diese Abnahme der Fläche steht in Beziehung zu einer auf das Late Maunder Minimum folgenden, wärmeren und feuchteren Periode des 18. Jahrhunderts, das sich in Abb. 9.3 für das Teilgebiet 1 verdeutlicht. Der sich anschließende kühlere Zeitraum, der durch das Dalton Minimum (1790-1830) geprägt ist, zeigt für diese Klimaklasse wieder eine Flächenzunahme, verbunden mit einem Temperaturrückgang und einer nachfolgenden Feuchtigkeitsverminderung (s. Abb. 9.3), die bis ins 20. Jahrhundert reicht. Mit der dann einsetzenden globalen Erwärmung (Beginn 20. Jahrhundert) und der Feuchtigkeitszunahme im Teilgebiet 1 nimmt die Flächengröße wieder ab, was mit dem heute wärmer werdenden Klima konform verläuft.

9.1.2 Klimaklasse 12-17

Die Flächengrößenänderungen der kalten, feuchten Klimaklasse 12-17, die überwiegend im Teilgebiet 2 (Abb. 9.2 u. z.B. Abb. 7.1) vorkommt, wird in Abb. 9.5 dargestellt und zeigt über den gesamten Untersuchungszeitraum einen vollständig anderen Verlauf als bei der Klimaklasse 1-11 (Abb. 9.4), der im ersten Drittel der Zeit von größeren Flächenschwankungen gekennzeichnet ist.

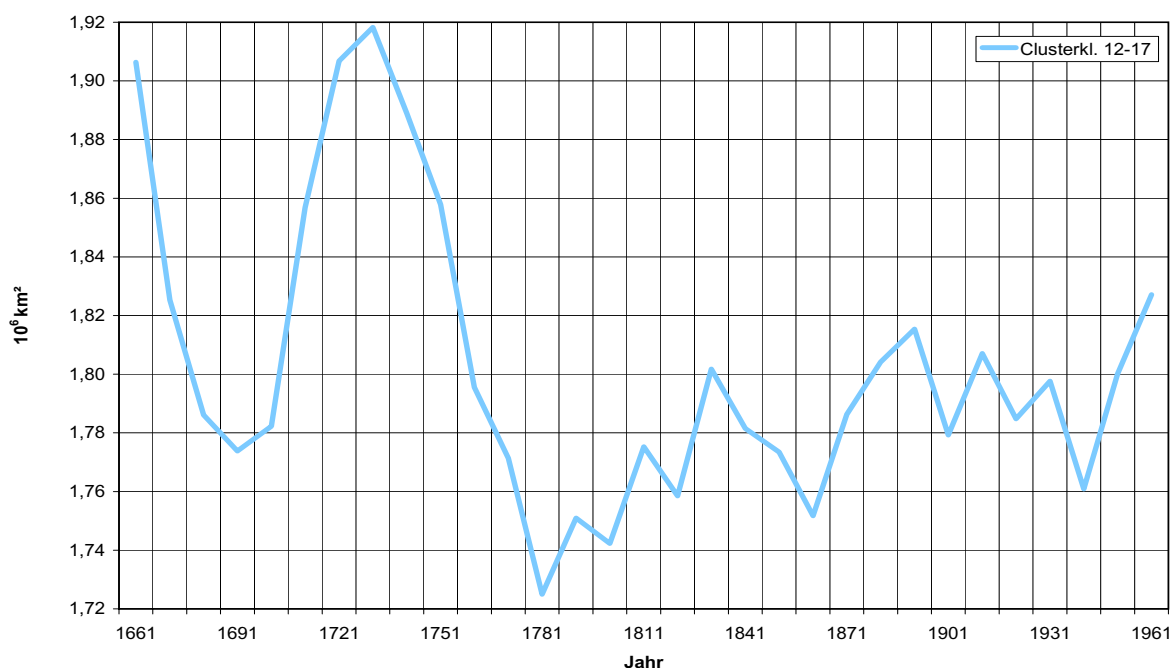


Abb. 9.5 Veränderung der Flächengröße der Cluster- bzw. Klimaklasse 12-17 im Untersuchungsgebiet

Am Beginn des Untersuchungszeitraumes ist eine große Flächenausdehnung zu erkennen, die bereits in der Zeit des Late Maunder Minimums (1675-1715) um rund 150.000 km² abnimmt. Es ist zu vermuten, dass diese Abnahme der Flächengröße mit der Temperaturab- und einer Feuchtigkeitszunahme im Teilgebiet 2 (s. Abb. 9.3) zusammenhängt und gleichzeitig dazu

führt, dass die sehr kalte, extrem feuchte Klimaklasse 1-11 in dieser Zeit an Größe gewinnt, obwohl laut Tab. 9.2 keine Korrelation zueinander besteht.

Auch die nachfolgende Flächenzunahme im 18. Jahrhundert, die durch Temperaturzu- und Feuchtigkeitsabnahme geprägt ist, scheint mit der Abnahme der Klimaklasse 1-11 im gleichen Zeitraum zusammenzuhängen, was sich aber ebenfalls nicht in einer signifikanten Korrelation niederschlägt (s. Tab. 9.2). Vom Maximum der Flächengröße im 18. Jahrhundert nimmt die Klimaklasse 12-17 kontinuierlich ab bis zu einer Größe von unter 1,73 Mio. km². Ein unmittelbarer Bezug zu den Temperatur- und Niederschlagsänderungen kann dabei nicht erkannt werden. Noch vor dem Beginn des 19. Jahrhunderts ist bis heute eine leichte Zunahme mit kleineren Schwankungen zu erkennen, was mit der gleichzeitig verlaufenden Temperaturzunahme im Teilgebiet 2 synchron verläuft.

9.1.3 Klimaklasse 18-25

Die Abb. 9.6 stellt die Flächenschwankungen der kühlen, sehr feuchten Klimaklasse 18-25 über den gesamten Untersuchungszeitraum dar, die in den Teilgebieten 2 und 3 vorkommt (s. Abb. 9.3 u. z.B. Abb. 7.1).

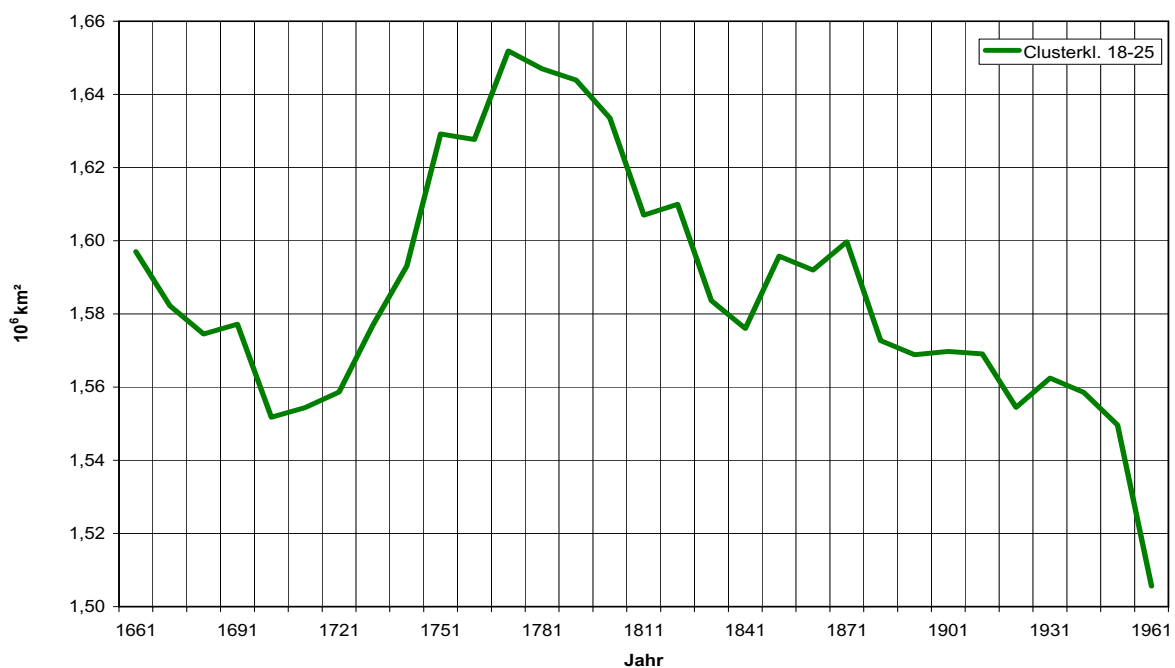


Abb. 9.6 Veränderung der Flächengröße der Cluster- bzw. Klimaklasse 18-25 im Untersuchungsgebiet.

Es ist ähnlich der Klimaklasse 12-17 (Abb. 9.5) eine Flächenreduktion in der Zeit des Late Maunder Minimums (1675-1715) zu erkennen, die mit dem kühleren Klimaeinfluss gut korreliert (s.a. Abb. 9.3, Teilgebiet 2). In der Folgezeit wächst die Fläche bis ins späte 18. Jahrhundert um ca. 100.000 km² an und erreicht damit das Flächenmaximum von 1,65 Mio. km². Diese Entwicklung steht im Einklang mit der Wärmezunahme und dem Feuchtigkeitsrückgang sowohl im Teilgebiet 2 als auch Teilgebiet 3 (Abb. 9.3). Ebenso läuft diese Entwicklung konform mit der Flächenabnahme der beiden kühleren Klimaklassen 1-11

und 12-17, was allerdings statistisch nicht abgesichert werden kann (s. Tab. 9.2). In der Folgezeit nimmt die Flächengröße der Klimaklasse 18-25 wieder stetig bis zum Ende des Untersuchungszeitraumes ab. Hier scheint die Klimaklasse vor allem im 20. Jahrhundert durch die wärmeren Klimaklassen, die nachfolgend behandelt werden, zurückgedrängt worden zu sein.

9.1.4 Klimaklasse 26-36

Für die mäßig kühle, feuchte Klimaklasse 26-36, die überwiegend im Teilgebiet 3 vorkommt (s. Abb. 9.2 u z.B. Abb. 7.1), stellt Abb. 9.7 einen völlig anderen Verlauf der Flächenschwankungen dar, als es in den zuvor betrachteten Klimaklassen der Fall war.

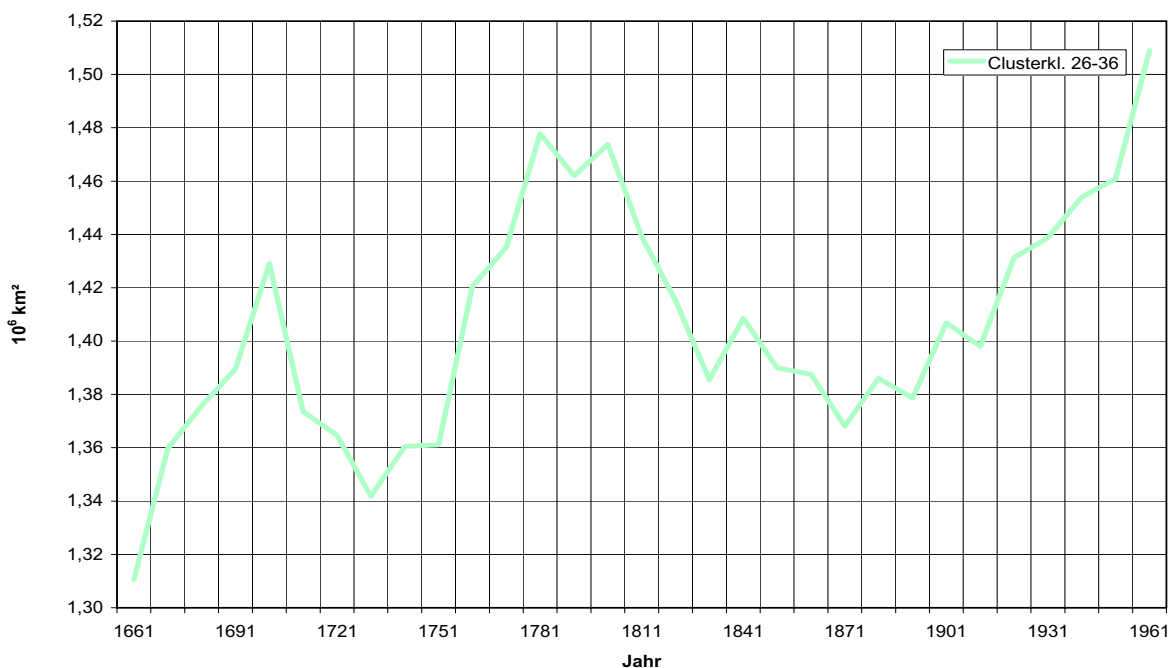


Abb. 9.7 Veränderung der Flächengröße der Cluster- bzw. Klimaklasse 26-36 im Untersuchungsgebiet.

Sowohl in der Zeit des Late Maunder Minimums (1675-1715) als auch in der wärmeren Zeit des späten 18. Jahrhunderts sind Flächenzunahmen zu erkennen. In der ersten Phase liegt die Zunahme bei ca. 100.000 km², die mit der gleichzeitigen Verringerung in den vorhergehenden Klimaklassen 1-11 (Abb. 9.4) und 12-17 (Abb. 9.5) korreliert (s. Tab. 9.2), aber nicht mit einer Temperaturerhöhung, sondern mit einer Verringerung der Feuchtigkeit im Teilgebiet 3 (Abb. 9.3) verbunden ist. Die Flächenzunahme von ca. 120.000 km² in der zweiten Phase ist wiederum negativ korreliert (Tab. 9.2) mit den davor liegenden Klimaklassen 1-11 (Abb. 9.4) und 12-17 (Abb. 9.5), wobei die Flächenabnahme der beiden Klimaklassen nicht mit der Größe der Flächenzunahme der Klimaklasse 26-36 (Abb. 9.7) übereinstimmt. Hier kommt neben der weiteren Verringerung der Feuchtigkeit auch eine geringe Temperaturerhöhung dazu (s. Abb. 9.3). Im 19. Jahrhundert sinkt die Flächengröße der Klimaklasse 26-36 abermals, was wieder mit dem Einfluss der kühleren Klimaklassen 1-11 und 12-17 antikorreliert (s. Tab. 9.2). Dabei geht in dieser Zeit sowohl die Temperatur als auch die Feuchtigkeit im Teilgebiet 3 zurück. Der Flächenrückgang korreliert dabei auch mit der Klimaklasse 37-43 (Abb. 9.8). Zu

Beginn des 20. Jahrhunderts nimmt die Fläche wieder um 120.000 km² zu, was vor allem mit der Klimaklasse 1-11 sichtbar antikorreliert, wie sich auch durch die Temperaturzunahme im Teilgebiet 3 deutlich zeigt (Abb. 9.3). Ein bereits im 18. Jahrhundert vorhandenes Flächenmaximum von ca. 1,48 Mio. km² wird zum Ende des Untersuchungszeitraumes mit einer Flächengröße von ca. 1,51 Mio. km² noch überschritten.

9.1.5 Klimaklasse 37-43

Diese mäßig warme, feuchte, im Teilgebiet 3 (Abb. 9.2 u. z.B. Abb. 7.1) vorkommende Klimaklasse, die nur eine geringe Verbreitung im Untersuchungsgebiet aufweist, ist durch ihre geringe Flächengröße und ihre kleinen Flächengrößenschwankungen charakterisiert.

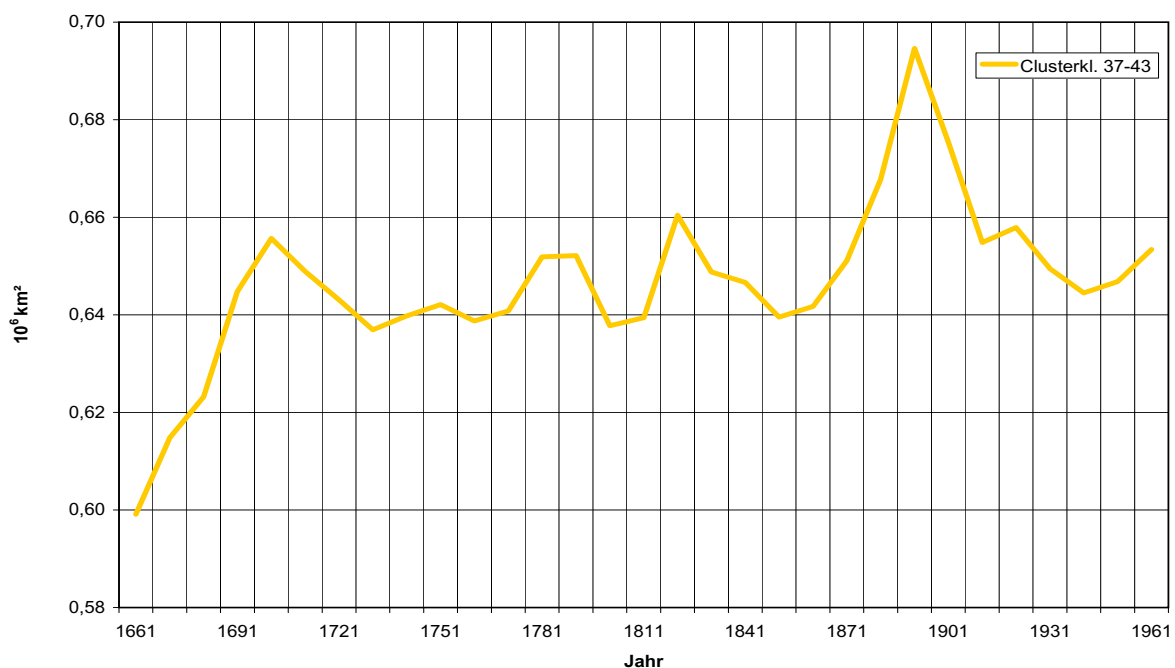


Abb. 9.8 Veränderung der Flächengröße der Cluster- bzw. Klimaklasse 37-43 im Untersuchungsgebiet.

Die Abb. 9.8 zeigt in dieser Klimaklasse nur zu Beginn des Untersuchungszeitraumes und zum Beginn des 20. Jahrhunderts eine leichte Flächengrößenveränderung um jeweils 60.000 km², die, wie bereits diskutiert, teilweise mit der Flächenreduktion der Klimaklassen 18-25 und der Flächenzunahme der Klimaklasse 26-36 korreliert (s. Tab. 9.2). Insgesamt zeigt die Kurve bereits nach dem ersten Anstieg im Late Maunder Minimum (1675-1715) das Flächengrößenmittel und bleibt bis zum Beginn des 20. Jahrhunderts auch über die Zeit des Dalton Minimums (1790-1830) relativ stabil. Nach dem kurzzeitigen Anstieg der Flächengröße zu Beginn des 20. Jahrhunderts wird das Klimaflächenmittel ebenfalls wieder erreicht.

Die nachfolgende warme, mäßig feuchte Klimaklasse 44-49 spielt bei der Betrachtung der Flächengrößenverschiebungen nur eine untergeordnete Rolle, da sie einerseits im Untersuchungsgebiet nur eine sehr kleine Fläche von rund 60.000 km² einnimmt und auf der anderen Seite durch die geringen Flächenschwankungen im gesamten Betrachtungszeitraum klimatologisch unbedeutend ist. Nur mit der nachfolgenden Klimaklasse 50-64 (Kap. 9.1.6)

besteht eine negative Korrelation (s. Tab. 9.2) der Flächenschwankungen, die sich auch in der Flächengrößenänderung der beiden Klimaklassen zueinander widerspiegelt.

9.1.6 Klimaklasse 50-64

Die warme, mäßig trockene, im mediterranen Raum, vor allem westlich der Straße von Gibraltar und auf den Kanaren vorkommende Klimaklasse 50-64 weist in der Zeit des Late Maunder Minimums (1675-1715) eine maximale Flächenausbreitung von ca. 1,17 Mio. km² auf. In derselben Zeit ist auch bei der Klimaklasse 1-11 (Abb. 9.4) eine größere Flächenausbreitung zu erkennen. Ein statistisch signifikanter Zusammenhang ist allerdings nicht nachweisbar (s. Tab. 9.2). Dagegen besteht eine negative bzw. hohe negative Korrelation zwischen den Klimaklassen 50-64 und 44-49 bzw. 50-64 und 12-17 (Abb. 9.5). Gleichzeitig gibt es zwischen den Klimaklassen 50-64 und 18-25 (Abb. 9.6) eine positive Korrelation (s.a. Tab. 9.2). D.h. über die klimatologisch verschiedenen Teilbegrietsgrenzen hinaus reagieren diese beiden Klimaklassen gleichzeitig mit Flächengrößenzu- und abnahmen. Die Temperaturzunahme und Feuchtigkeitsabnahme im Teilgebiet 2 (Abb. 9.3), wo sich die Klimaklasse 18-25 befindet, und die Temperaturabnahme und Feuchtigkeitszunahme im Teilgebiet 3, wo sich die Klimaklasse 50-64 befindet, wirken auf beide Klimaklassen entsprechend mit gleichen Flächenänderungen.

In der nachfolgenden Zeit nimmt die Fläche der Klimaklasse 50-64 bis zur Periode 1741/70 wieder um ca. 80.000 km², entsprechend der Größe Österreichs, ab wie Abb. 9.9 verdeutlicht.

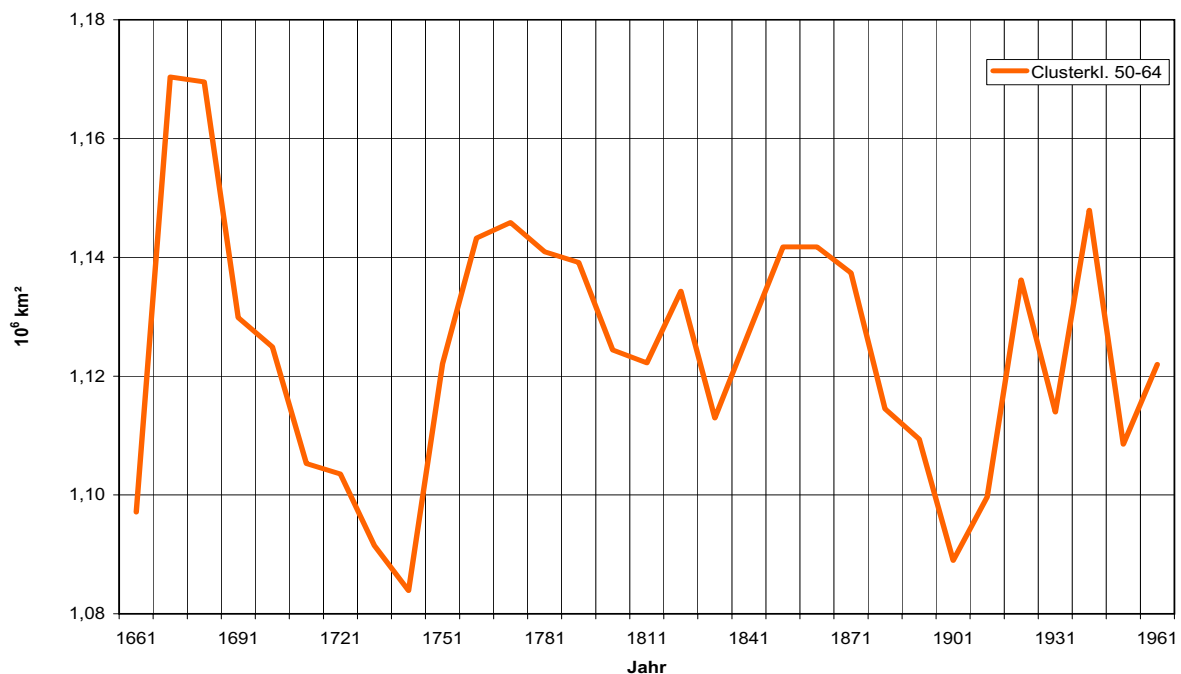


Abb. 9.9 Veränderung der Flächengröße der Cluster- bzw. Klimaklasse 50-64 im Untersuchungsgebiet.

Ab der Periode 1741/70 wächst die Fläche auf etwa 1,14 Mio. km², was mit dem wärmeren Klima in dieser Zeit korrespondiert und in der Teilfläche 3 zur gleichen Zeit mit einem Feuchtigkeitsrückgang verbunden ist. In der kälteren Zeit des Dalton Minimums (1790-1830)

sinkt die Flächengröße auf unter 1,12 Mio. km². Danach nimmt sie nochmals zu, um dann bis zum Beginn der globalen Erwärmung im 20. Jahrhundert auf unter 1,10 Mio. km² abzusinken und annähernd das Flächengrößenniveau der Periode 1741/70 zu erreichen. Diese Entwicklung steht im Gegensatz zum allgemeinen Trend der Erwärmung, lässt sich aber möglicherweise mit dem weiteren Rückgang der Feuchtigkeit im Teilgebiet 3 erklären. Im 20. Jahrhundert steigt die Flächengröße fluktuierend bis zum Ende an und erreicht einen Wert von 1,12 Mio. km², wobei das fluktuierende Verhalten eher durch die Feuchtigkeitsschwankungen im Teilgebiet 3 (s. Abb. 9.3) herrührt als durch den Anstieg der Temperatur.

9.1.7 Klimaklasse 65-71

Die Abb. 9.10 stellt den Flächengrößenverlauf der sehr warmen, trockenen und südlich des Mittelmeeres vorkommenden Klimaklasse 65-71 dar. Sie ist mit anfänglich 350.000 km² die flächenmäßig kleinste Klimaklasse im Untersuchungsgebiet.

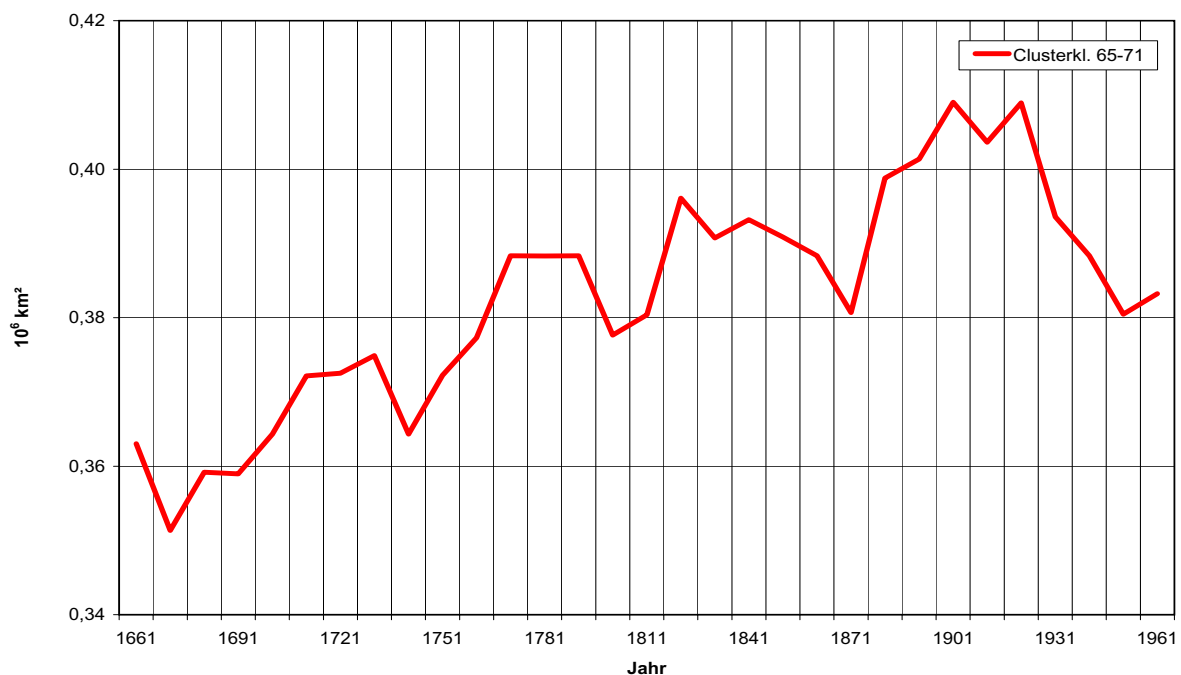


Abb. 9.10 Veränderung der Flächengröße der Cluster- bzw. Klimaklasse 65-71 im Untersuchungsgebiet.

Bis zur Periode 1921 ist ein mehr oder weniger kontinuierlicher Flächenanstieg auf ca. 420.000 km² zu erkennen, der mit dem kontinuierlichen Feuchtigkeitsrückgang im Teilgebiet 3 einhergeht (s. Abb. 9.3). Gleichzeitig korreliert die Flächenzunahme mit den Klimaklassen 26-36 und 37-43 (Tab. 9.2). Danach sinkt die Fläche der Klimaklasse auf ca. 380.000 km² ab. Dieser Rückgang ist auch bei der Klimaklasse 37-43 zu beobachten, tritt hier aber schon vor dem Beginn des 20. Jahrhunderts auf.

Der Verlauf der Flächenkurve der Klimaklasse 65-71 ist nicht mit denen in Europa gelegenen (s.o.) vergleichbar, da sich weder der Einfluss des Late Maunder Minimums (1675-1715) und des Dalton Minimums (1790-1830) noch die globale Erwärmung im 20. Jahrhundert in den Flächengrößenunterschieden widerspiegelt.

9.1.8 Klimaklasse 72-83

Die sehr trockene Klimaklasse 72-83 ist die wärmste und zugleich südlichste Klimaklasse im Untersuchungsgebiet. In Abb. 9.11 wird der Verlauf der Flächengröße dargestellt.

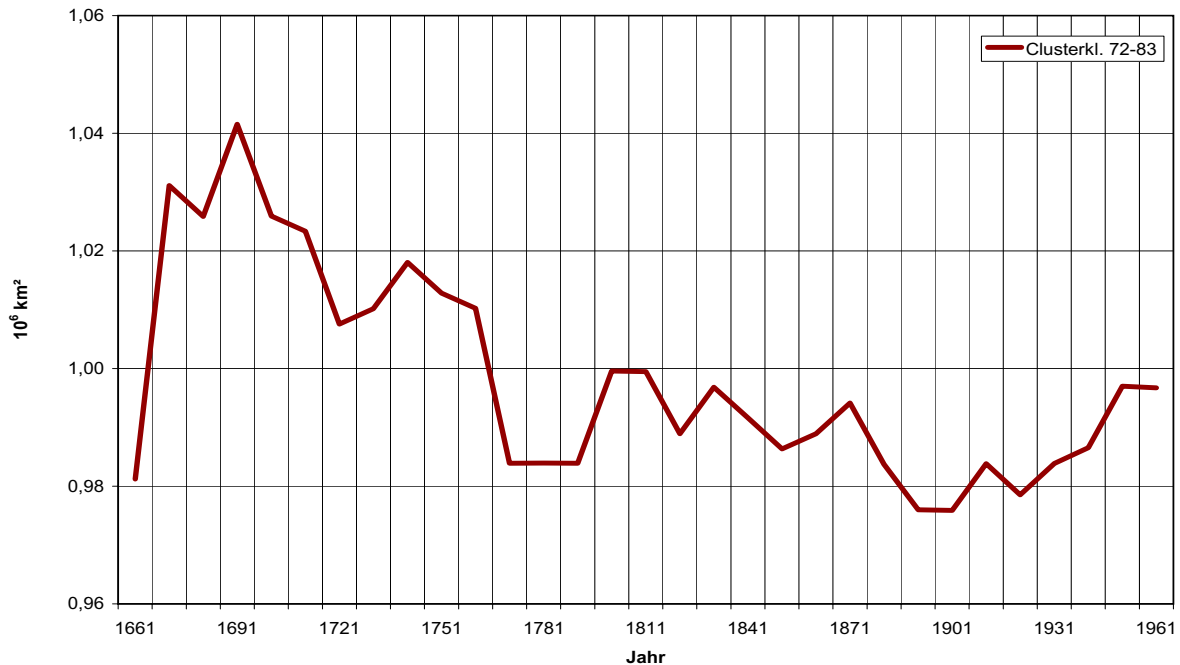


Abb. 9.11 Veränderung der Flächengröße der Cluster- bzw. Klimaklasse 72-83 im Untersuchungsgebiet.

Die Klimaklasse 72-83 stellt unter allen bereits diskutierten Klimaklassen diejenige dar, die bemerkenswerterweise in der kühlen Zeit des Late Maunder Minimums ein Flächenmaximum von 1,04 Mio. km² aufweist und bis zum Beginn der globalen Erwärmung eine Abnahme auf ca. 980.000 km² zeigt. Sie steht damit im Gegensatz zur vorhergehenden Klimaklasse 65-71 (Abb. 9.10), was sich auch in der negativen Korrelation der beiden Klimaklassen zueinander zeigt (s. Tab. 9.2). Daneben ist der Rückgang der Flächengröße mit dem Rückgang der Feuchtigkeit im Teilgebiet 3 (s. Abb. 9.3) verbunden.

Im 20. Jahrhundert, dem Beginn der globalen Erwärmung, nimmt die Fläche bis zum Ende wieder bis knapp unter 1 Mio. km² zu. Die Zunahme der Fläche ist ebenfalls bei der Klimaklasse 12-17 (Abb. 9.4) zu beobachten, was im Fall der Klimaklasse 72-83 im Teilgebiet 3 mit einer Feuchtigkeitzzunahme und bei der korrespondierenden Klimaklasse 12-17 im Teilgebiet 1 mit einem Temperaturanstieg verbunden ist (s. Abb. 9.3).

9.2 Diskussion

Die Flächenänderungen der untersuchten Klimaklassen weisen zum Teil erhebliche Größenschwankungen in den warmen und kalten Klimaphasen auf. Der Einfluss der Klimaklassen untereinander ist dabei sowohl in der Zeit als auch in den Größenunterschieden sehr verschieden. Zum Teil korrelieren bzw. antikorrelieren die Größenschwankungen der

Klimaklassen miteinander, wobei diese Verbindungen nicht von der einen zur nächsten Klimaklasse erfolgen muss, sondern räumlich deutlich voneinander entfernt sein können. Die Untersuchung der Flächengrößen der einzelnen Klimaklassen zeigt, dass das gleichzeitige Auftreten von Flächenmaxima und Flächenminima in allen Klimaklassen nicht immer zu einem Zeitpunkt auftritt, sondern meist nur zu spezifischen Zeiten, wie dem Late Maunder Minimum (1675-1715) oder dem Dalton Minimum (1790-1830). So treten die gemeinsamen Flächenmaxima bei den Klimaklassen 26-36, 37-43, 44-49 und 65-71 im Late Maunder Minimum und bei den Klimaklassen 1-11 und 12-17 im Dalton Minimum auf. Bei den gemeinsamen Flächenminima ist nur der Zeitraum des Late Maunder Minimums in den Klimaklassen 1-11, 44-49, 50-64 und 72-83 zu sehen. Es ist dabei zu erkennen, dass die Klimaklasse 44-49 im selben Zeitraum Flächenmaxima und Flächenminima aufweisen, was bei dieser Klasse auf eine große Klimawechselwirkung des Late Maunder Minimums deutet, aber auch mit der Datenerhebung am Beginn der Klimarekonstruktion zusammenhängen kann. Alle übrigen Klimaklassen weisen keine Perioden auf, in denen Flächenminima und -maxima gemeinsam auftreten.

Gleichzeitig zeigen die Flächenschwankungen der einzelnen Klimaklassen (Kap. 9.1) sehr deutlich, dass eine Differenzierung der Klimaschwankungen in den verschiedenen Regionen möglich und zugleich notwendig ist. Verallgemeinernde Aussagen über die Temperatur- und Niederschlagsänderungen in den letzten drei Jahrhunderten wurden durch die differenzierte flächenhafte Betrachtung weiter erläutert. So konnte durch die Größenschwankungen gezeigt werden, dass einige Klimaklassen durch ihre Größe an der Klimavariabilität stärker beteiligt sind als andere kleinere Klassen. So zeigten vor allem die großflächigeren Klimaklassen erhebliche Flächenschwankungen, die sich im europäischen und nordeuropäischen Raum besonders in den angrenzenden Klimaklassen deutlich ausprägen. Die Klimavariabilität ist dort in Bezug auf die Größenverhältnisse erheblich größer als bei den kleinflächigeren Klimaklassen, die hauptsächlich im südeuropäischen Raum vorkommen. Diese kleineren Klimaklassen nehmen in der europäischen Klimavariabilität nur eine untergeordnete Stellung ein.

9.3 Saisonbezogene Klimaflächenänderungen

Analog zur Beschreibung der jahresbezogenen Klimaflächenänderungen in Kap. 9.1 werden hier aus der saisonbezogenen Klimaklassifikation (Kap. 8) die Klimaklassen extrahiert und ihre jeweiligen Flächengrößen betrachtet. Für jede der drei Jahreszeiten wird ein Überblick über die Größen der einzelnen Klimaklassen gegeben, um die Flächenschwankungen und die Dimensionen zueinander über den gesamten Untersuchungszeitraum zu verdeutlichen. Es wird für jede Saison nach der Abb. 9.2 eine Dreiteilung des Untersuchungsgebietes vorgenommen, um den klimatologischen Zusammenhang zwischen Klimaklassen und Teilgebieten des Untersuchungsgebietes zu beschreiben. Dazu werden Temperatur- und Niederschlagsreihen der Teilgebiete, wie in Abb. 9.3 dargestellt und beschrieben. Der statistische Zusammenhang der Klimaflächenänderungen zwischen den Klimaklassen wird in jeder Saison analysiert.

9.3.1 Winterperiode

Die Abb. 9.12 zeigt alle Klimaklassen der Winterperiode (vgl. Abb. 8.1 bis Abb. 8.3) und deren charakteristische Flächenschwankungen über den gesamten Untersuchungszeitraum. Es ist

deutlich zu erkennen, dass sich die Flächengrößen der einzelnen Klimaklassen in den verschiedenen Perioden zum Teil stark ändern.

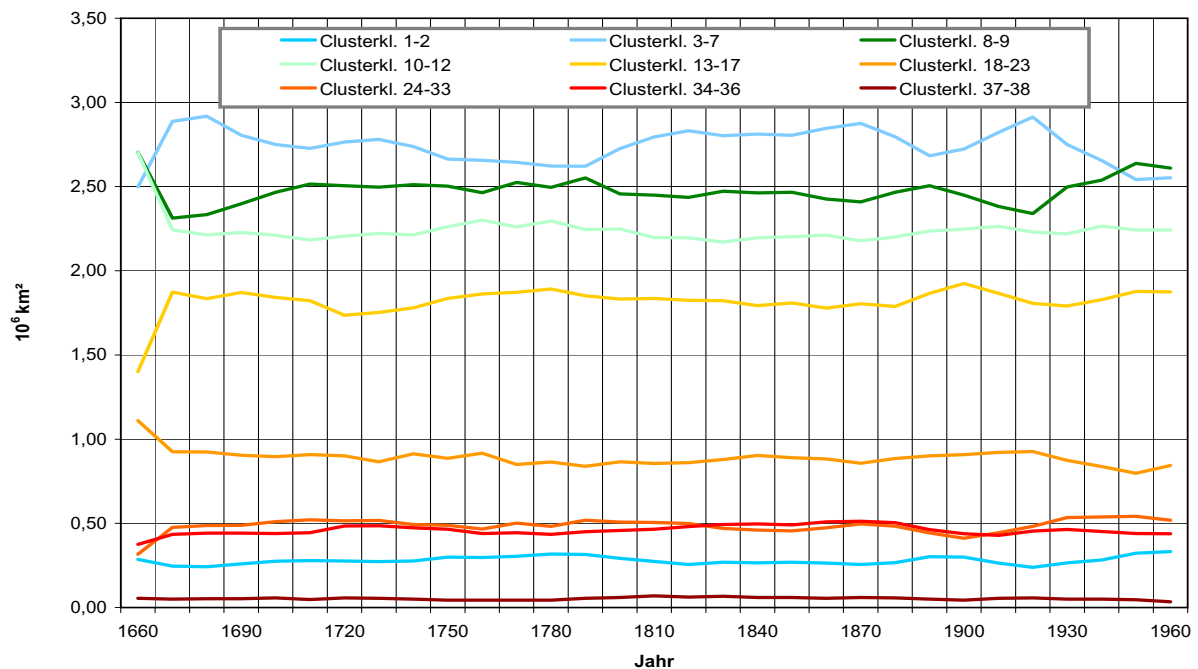


Abb. 9.12 Flächengrößen der einzelnen Cluster- bzw. Klimaklassen der Winter-Klimaklassifikation.

Auffällig sind große Schwankungen am Beginn des Untersuchungszeitraumes zwischen der Periode 1660/89 und der Periode 1670/99. Vermutlich kommen diese großen Schwankungen in den rekonstruierten Daten durch die anfänglich schlechtere Datensituation zustande.

Die Tab. 9.3 gibt einen Überblick der mittleren Flächengrößen der Klimaklassen über den gesamten Zeitraum.

Tab. 9.3 Durchschnittliche Flächengrößen der Klimaklassen im Untersuchungsgebiet von 1660-1989 im Winter.

Klimakl.	1-2	3-7	8-9	10-12	13-17	18-23	24-33	34-36	37-38
Flächen- größe in 10^6 km^2	0,28	2,74	2,48	2,24	1,82	0,89	0,49	0,46	0,05

Es ist zu erkennen, dass die kühlsste Klimaklasse 1-2 (vgl. Kap. 8.1 bis Abb. 8.3) im Gegensatz zu den übrigen Klimaklassen nur eine Größe einnimmt, die etwa der Fläche Polens entspricht. Die drei folgenden kühlen Klimaklassen 3-7, 8-9 und 10-12 (vgl. Kap. 8.1) nehmen zusammen die größte Fläche ein. Sie prägen durch ihre Verbreitung die winterklimatische Situation im Untersuchungsgebiet. Unter den drei Klassen ist die Fläche der Klimaklasse 3-7 mit 2,74 Mio. km^2 die Größte und entspricht ca. der fünffachen Größe Frankreichs. Die beiden folgenden Klimaklassen 8-9 und 10-12 sind jeweils um die Fläche Englands kleiner als die Klimaklasse 3-7. Die folgenden Klimaklassen, die zu den wärmeren Klassen zählen, werden

immer kleiner, je südlicher diese vorkommen. Die letzte Klimaklasse 37-38 besitzt nur noch eine Größe von ca. 50.000 km², was einem Zehntel der Fläche Spaniens entspricht.

Um den unterschiedlichen Flächengrößenverlauf der Klimaklassen in Abhängigkeit von den Teilgebieten, in denen die Klimaklassen vorkommen, zu sehen, wurden wie bereits in Abb. 9.2 dargestellt, die Temperatur- und Niederschlagsreihen für jedes Teilgebiet (Abb. 9.13) aufgestellt.

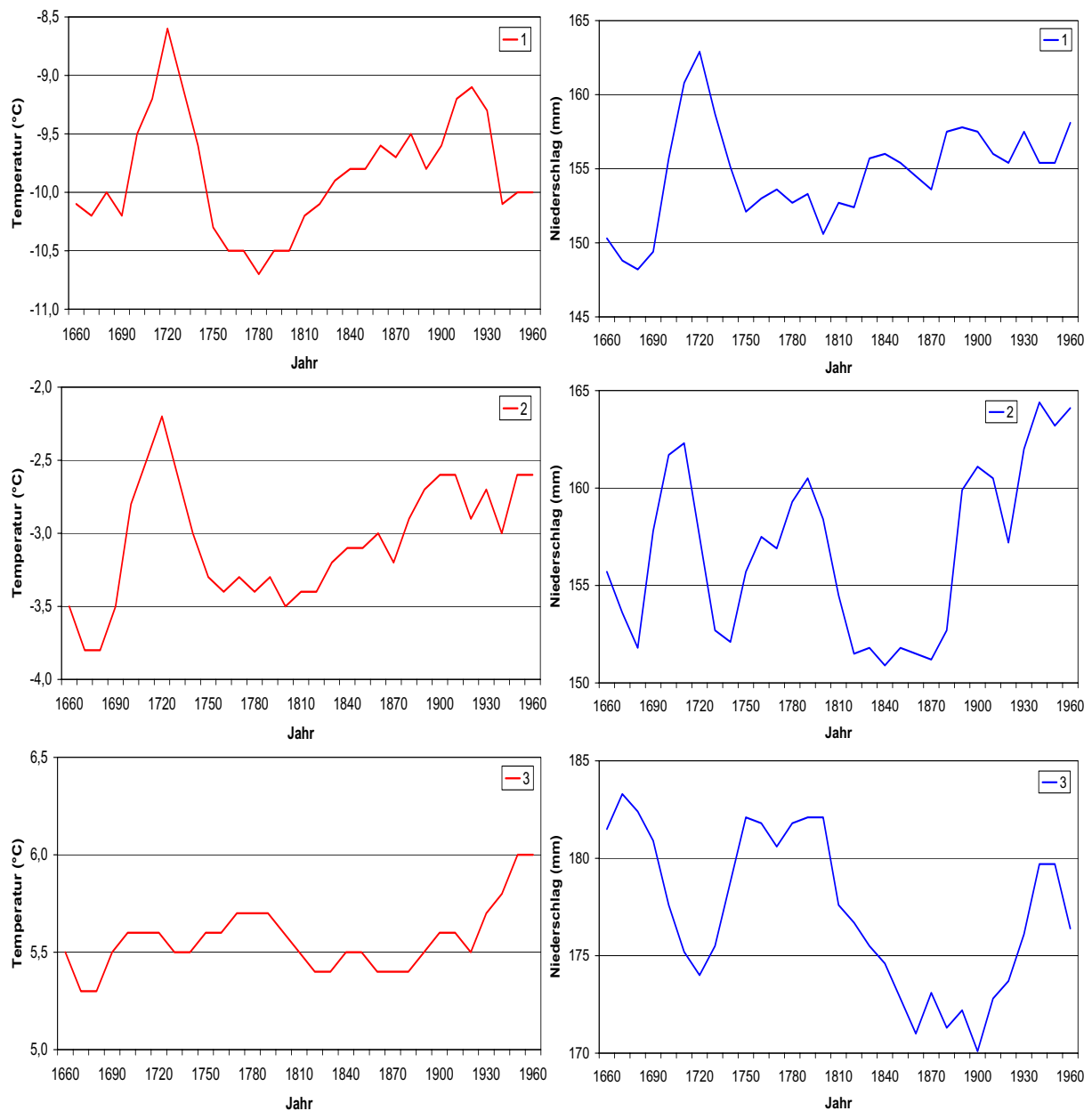


Abb. 9.13 Temperatur- und Niederschlagsreihen der Teilgebiete 1 bis 3 im Winter.

Der Temperatur- und Niederschlagsverlauf jedes Teilgebietes zeigt deutliche Unterschiede sowohl im Verlauf als auch in der Größe der beiden Parameter. Die Größe der Temperaturen und der Niederschläge soll hier nicht näher betrachtet werden, sondern nur der Einfluss der kühleren Klimaperioden - des Late Maunder Minimums (1675-1715) und des Dalton Minimums (1790-1830) - sowie der dazwischen und danach folgenden wärmeren

Klimaperioden auf den Verlauf innerhalb der Teilgebiete gezeigt werden. Für jedes der drei Teilgebiete werden die Klimaklassen in Bezug gesetzt.

Um den Zusammenhang der Klimafächenklassen untereinander zu zeigen, wurden, wie zuvor bei der jahresbezogenen Flächenanalyse der Klimaklassen (s. Tab. 9.2), die Korrelationen zwischen den Klassen bestimmt. Die Tab. 9.4 zeigt die einzelnen Klassen, die über den gesamten Zeitraum positive oder negative Korrelationen aufweisen. Eine positive Korrelation weist auf einen in gleicher Richtung gehenden Verlauf der Flächengrößenänderungen beider Klimaklassen hin, wohingegen eine negative Korrelation einen entgegengesetzten Verlauf bedeutet.

Tab. 9.4 Korrelation der Flächenänderungen zwischen den Klimaklassen (Kl.) im Winter. / = keine signifikante Korrelation, n = neg. Korrelation, p = pos. Korrelation bei ** = 95 % bzw. *** = 99 % Signifikanzniveau, Korrelationsbestimmung nach dem Vierfeldertest (Sachs, 2002).

Kl.	1-2	3-7	8-9	10-12	13-17	18-23	24-33	34-36	37-38
1-2									
3-7	n***								
8-9	p***	n**							
10-12	p***	n***	/						
13-17	p**	n**	/	p***					
18-23	/	/	/	/	/				
24-33	/	/	/	/	/	n**			
34-36	n**	p***	/	n***	n***	/	/		
37-38	n**	p***	/	n**	n**	/	/	p***	

Im Folgenden werden zwei Klimaklassen betrachtet, die in der untersuchten Zeit klimatisch relevante Flächengrößenschwankungen in den kühleren und wärmeren Perioden aufweisen. Es handelt sich dabei um die Klimaklassen 3-7 und 8-9, die auch in den drei Teilgebieten (s. Abb. 8.1 bis Abb. 8.3 und Abb. 9.2) vorkommen.

9.3.1.1 Klimaklasse 3-7

In Abb. 9.14 wird der Verlauf der Flächenänderungen der Klimaklasse 3-7, die im Teilgebiet 1 (s. Abb. 8.1 u. Abb. 9.2) des Untersuchungsgebietes vorkommt, dargestellt.

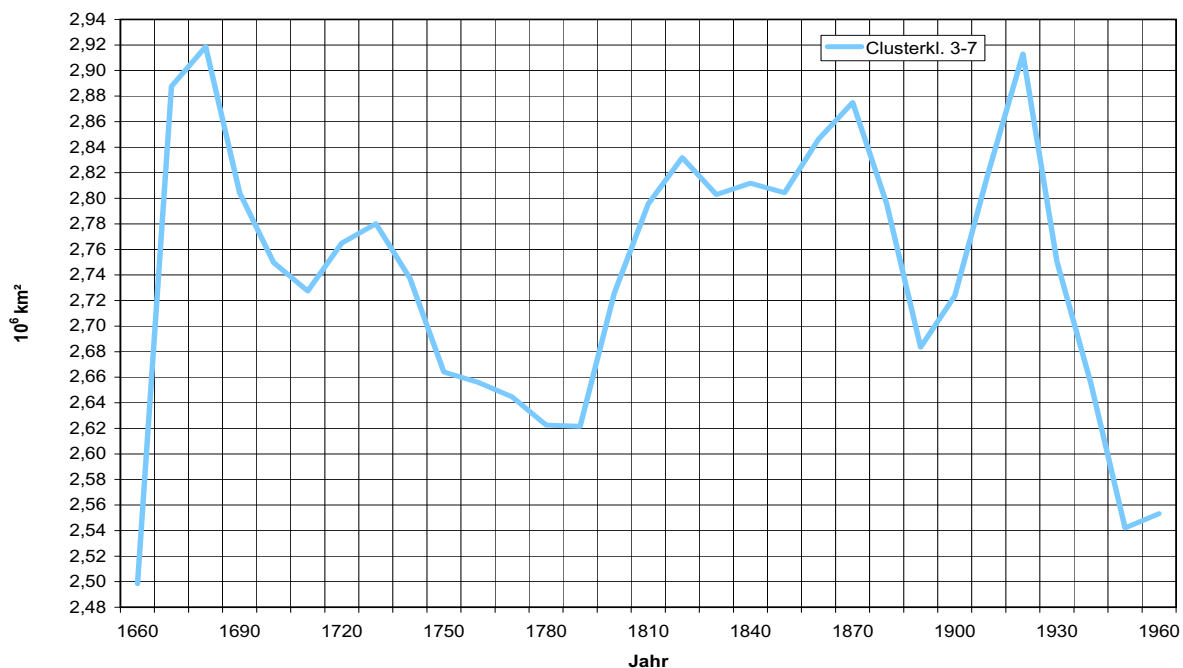


Abb. 9.14 Veränderung der Flächengröße der Cluster- bzw. Klimaklasse 3-7 im Winter.

Die dargestellte Klimaklasse bildet nicht nur die Klasse mit der größten Flächenausdehnung im Untersuchungsgebiet, sondern auch die, die in kühleren bzw. wärmeren Phasen mit deutlichen Flächengrößenschwankungen reagiert. So zeigt diese in der kühleren Phase des Late Maunder Minimums (1675-1715) eine Flächenausdehnung von etwa 2,92 Mio. km², was im Teilgebiet 1 zu dieser Zeit mit kühleren Temperaturen und geringem Niederschlag korreliert (s. Abb. 9.13). Mit dem Beginn der wärmeren Phase im 18. Jahrhundert nimmt die Flächengröße ab, was mit höheren Temperaturen und gleichzeitiger Feuchtigkeitszunahme einhergeht, und geht bis zur Periode 1790/1819 - Beginn des Dalton Minimums (1790-1830) - um die Größe der Bundesrepublik Deutschland auf ca. 2,62 Mio. km² zurück. Im gesamten 19. Jahrhundert ist eine Flächenzunahme bis auf ca. 2,88 Mio. km² zu erkennen, die im Gegensatz zum Beginn des 18. Jahrhunderts mit dem Anstieg der Temperatur und des Niederschlages im Teilgebiet 1 einhergeht. Mit dem Beginn der globalen Erwärmung im 20. Jahrhundert sinkt die Flächengröße wieder auf ca. 2,68 Mio. km², was mit einem kurzfristigen Temperaturabfall im Teilgebiet 1 verbunden ist (s. Abb. 9.13). Anschließend vergrößert sich die Fläche im ersten Drittel des 20. Jahrhunderts nochmals auf das Niveau des Late Maunder Minimums, nimmt dann wieder ab und erreicht schließlich etwa die Größe wie zu Beginn des Untersuchungszeitraumes. Die Flächenschwankungen, die im zweiten Drittel des Untersuchungszeitraumes auftreten, verlaufen nicht immer gleichzeitig mit einer Änderung der Temperatur oder des Niederschlages im Teilgebiet 1. Dieses hängt damit zusammen, dass die Klimaklasse 3-7 auch im Teilgebiet 2 (Abb. 8.1 u. Abb. 9.2) vorkommt, womit der klimatische Bezug nicht nur in einem Teilgebiet zu suchen ist.

Betrachtet man die positiven bzw. negativen Korrelationen der Klimaklassen untereinander (Tab. 9.4), so ist festzustellen, dass die Klimaklassen 8-9, 10-12 und 13-17 signifikant antikorrelieren, d.h. der Verlauf der Größenänderungen entgegengesetzt ist, wohingegen die wärmsten Klimaklassen 34-36 und 37-38 signifikant korrelieren und somit die Größenänderungen in dieser Zeit gleichgerichtet mit denen der Klimaklasse 3-7 verlaufen.

9.3.1.2 Klimaklasse 8-9

Neben der zweitgrößten Flächenausbreitung im Untersuchungsgebiet zeigt diese Klimaklasse, die sowohl im Teilgebiet 2 und 3 auftritt (s. Abb. 8.1 u. Abb. 9.2), in Bezug auf die klimatisch unterschiedlichen Perioden einen entgegengesetzten Flächengrößenverlauf wie die zuvor betrachtete Klimaklasse 3-7, was sich auch aus Tab. 9.4 ablesen lässt.

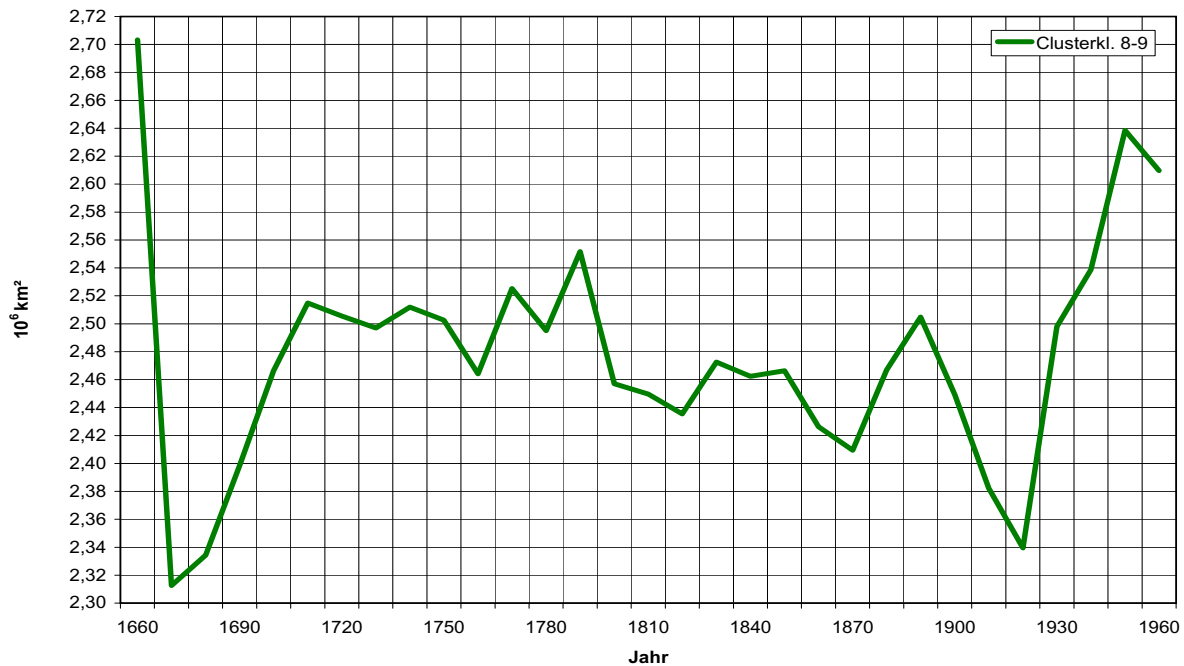


Abb. 9.15 Veränderung der Flächengröße der Cluster- bzw. Klimaklasse 8-9 im Winter.

Die Abb. 9.15 verdeutlicht dieses, da zu Beginn der Untersuchungsperiode im Laufe des Late Maunder Minimums (1675-1715) die Flächengröße von rund 2,7 Mio. km² auf ca. 2,3 Mio. km² absinkt, was bedingt ist durch den kühleren Einfluss zu dieser Zeit und hier gleich verläuft, wie es auch die Temperatur im Teilgebiet 2 zeigt (s. Abb. 9.13). Die Flächenabnahme steht dabei in Relation zur Zunahme einer fast gleich großen Fläche in der Klimaklasse 3-7 (Abb. 9.14), was durch Tab. 9.4 verdeutlicht wird. Im weiteren Verlauf sind bei beiden Klimaklassen solche Verbindungen zu erkennen. So z.B. im 18. Jahrhundert bis zum Beginn des Dalton Minimums 1790, wo bei der Klimaklasse 8-9 ein Anstieg der Flächengröße bis auf 2,56 Mio. km² zu erkennen ist. Dieser Anstieg ist in Verbindung mit einer Feuchtigkeitszunahme und nicht einer Temperaturzunahme zu sehen, wie die Teilgebiete 2 und 3 in Abb. 9.13 zeigen. Mit der Flächenzunahme der Klimaklasse 8-9 ist gleichzeitig die Verkleinerung der Fläche der Klimaklasse 3-7 um annähernd dieselbe Größe von ca. 30.000 km² verbunden. Auch im späteren Verlauf wechseln sich zu Beginn des 20. Jahrhunderts bis zum Untersuchungsende die Größenzunahmen und -abnahmen der beiden Klimaklassen ab, wobei der gegensätzliche Flächengrößenverlauf nicht mehr so exakt ausfällt wie zu Untersuchungsbeginn, was auch damit zusammenhängt, dass beide Klimaklassen nicht nur einem Teilgebiet zuzuordnen sind. Die Klimaklasse 8-9 nimmt zum Untersuchungsende eine Fläche von rund 2,62 Mio. km² ein, was nur zu Beginn übertroffen wird. Damit übersteigt ihre Fläche die der zuvor größten, kühleren Klimaklasse 3-7 (s. Abb. 9.1) um rund 100.000 km², wodurch der Einfluss der wärmeren, feuchteren Klimaklasse (s. Kap. 8.1) für die Winterperiode im 20. Jahrhundert verstärkt wird.

Betrachtet man die Korrelationen der Klimaklasse 8-9 zu den übrigen Klimaklassen in Tab. 9.4, so ist neben der schon erwähnten negativen Korrelation zur Klimaklasse 3-7 nur eine signifikant positive Korrelation zur Klimaklasse 1-2 zu sehen.

Die Flächenmaxima und -minima der Klimaklassen der Winterperiode stellen auch hier wie zuvor bei der jährlichen Betrachtung (Kap. 9.1) dar, dass sich nicht immer zur selben Zeit Flächenextreme zeigen. So treten die gemeinsamen Flächenmaxima bei den Klimaklassen 3-7 und 18-23 in der Zeit des Late Maunder Minimums (1675-1715) und bei den Klimaklassen 1-2, 8-9 und 24-33 zum Untersuchungsende auf. Die Flächenminima sind bei den Klassen 1-2 und 8-9 in der Zeit des Late Maunder Minimums und bei den Klimaklassen 3-7, 18-23 und 37-38 zum Untersuchungsende zu finden. Die übrigen Klimaklassen zeigen keine gemeinsamen Flächenminima und -maxima zu bestimmten Zeiten.

9.3.2 Frühlingsperiode

Die Abb. 9.16 stellt die Flächenschwankungen der Klimaklassen des Frühlings (vgl. Abb. 8.4 bis Abb. 8.6) dar. Deutlich zu erkennen sind die Flächenänderungen der Klimaklassen 15-18, 19-23 und 24-31, die im Untersuchungsgebiet zusammen die größte Fläche einnehmen.

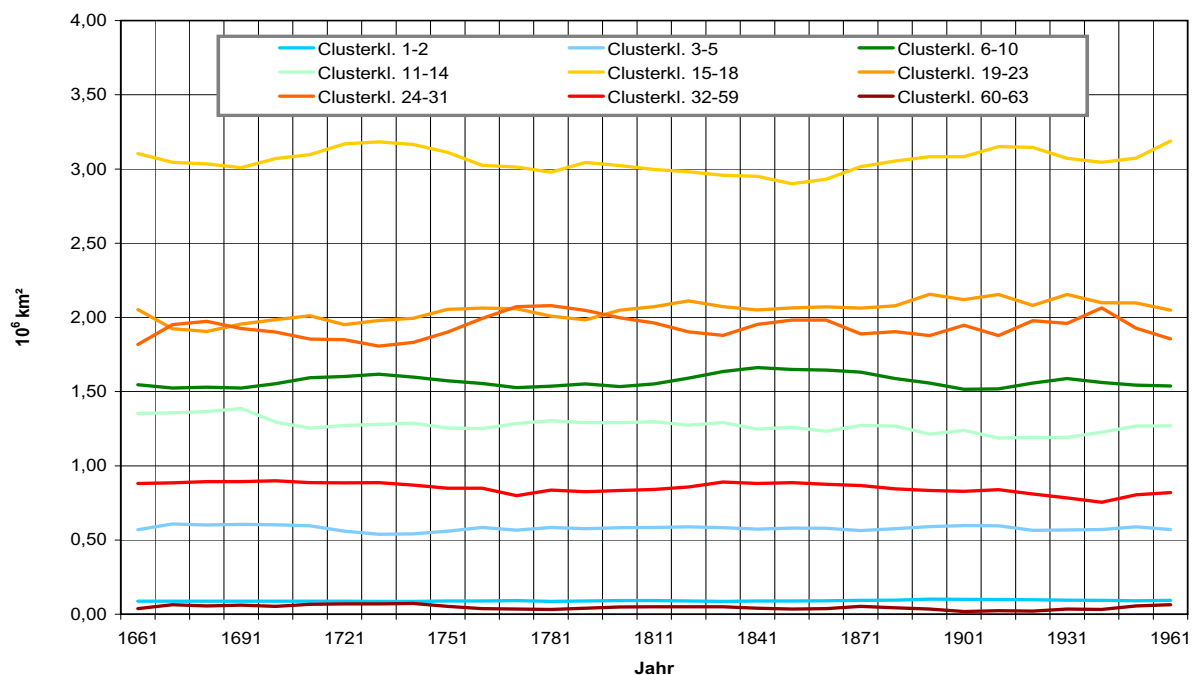


Abb. 9.16 Flächengrößen der einzelnen Cluster- bzw. Klimaklassen der Frühlings-Klimaklassifikation.

Wie auch bei der Winterperiode treten bei der Frühlingsperiode innerhalb der Klimaklassen zum Teil große Flächenschwankungen zu unterschiedlichen Zeiten auf, die vor allem bei den Klassen 6-10 bis 24-31 zu sehen sind.

Wie groß die durchschnittlichen Flächengrößen der einzelnen Klimaklassen im gesamten Untersuchungszeitraum sind, veranschaulicht Tab. 9.5.

Tab. 9.5 Durchschnittliche Flächengrößen der Klimaklassen im Untersuchungsgebiet von 1661-1990 im Frühling.

Klimakl.	1-2	3-5	6-10	11-14	15-18	19-23	24-31	32-59	60-63
Flächen- größe in 10^6 km^2	0,09	0,58	1,57	1,27	3,05	2,05	1,93	0,85	0,05

Es ist zu erkennen, dass die kühleren Klimaklassen, insbesondere die Klasse 1-2 nur einen geringen Flächenanteil im Untersuchungsgebiet haben (vgl. Abb. 8.4 bis Abb. 8.6). Bis zur Klimaklasse 15-18 nehmen die Flächengrößen der einzelnen Klimaklassen bis über 3 Mio. km² zu. Die Klimaklasse 15-18 nimmt dabei die Größe ein, die dem Sechsfachen der Fläche Spaniens entspricht. Die Größe der folgenden Klimaklassen 19-23 und 24-31 ist um jeweils rund 1 Mio. km² kleiner als bei der Klimaklasse 15-18. Zusammen dominieren die drei Klimaklassen in dieser Jahreszeit (vgl. Kap. 8.2). Die beiden letzten Klimaklassen 32-59 und 60-63 haben zusammen nur noch eine Größe, die den beiden Ländern Frankreich und Bundesrepublik Deutschland zusammen entspricht.

Ebenso wie zuvor in der Winterperiode (Kap. 9.3.1) werden auch für den Frühling der zeitliche Verlauf von Temperatur und Niederschlag (Abb. 9.17) für die drei Teilgebiete (vgl. Abb. 9.2) aufgestellt.

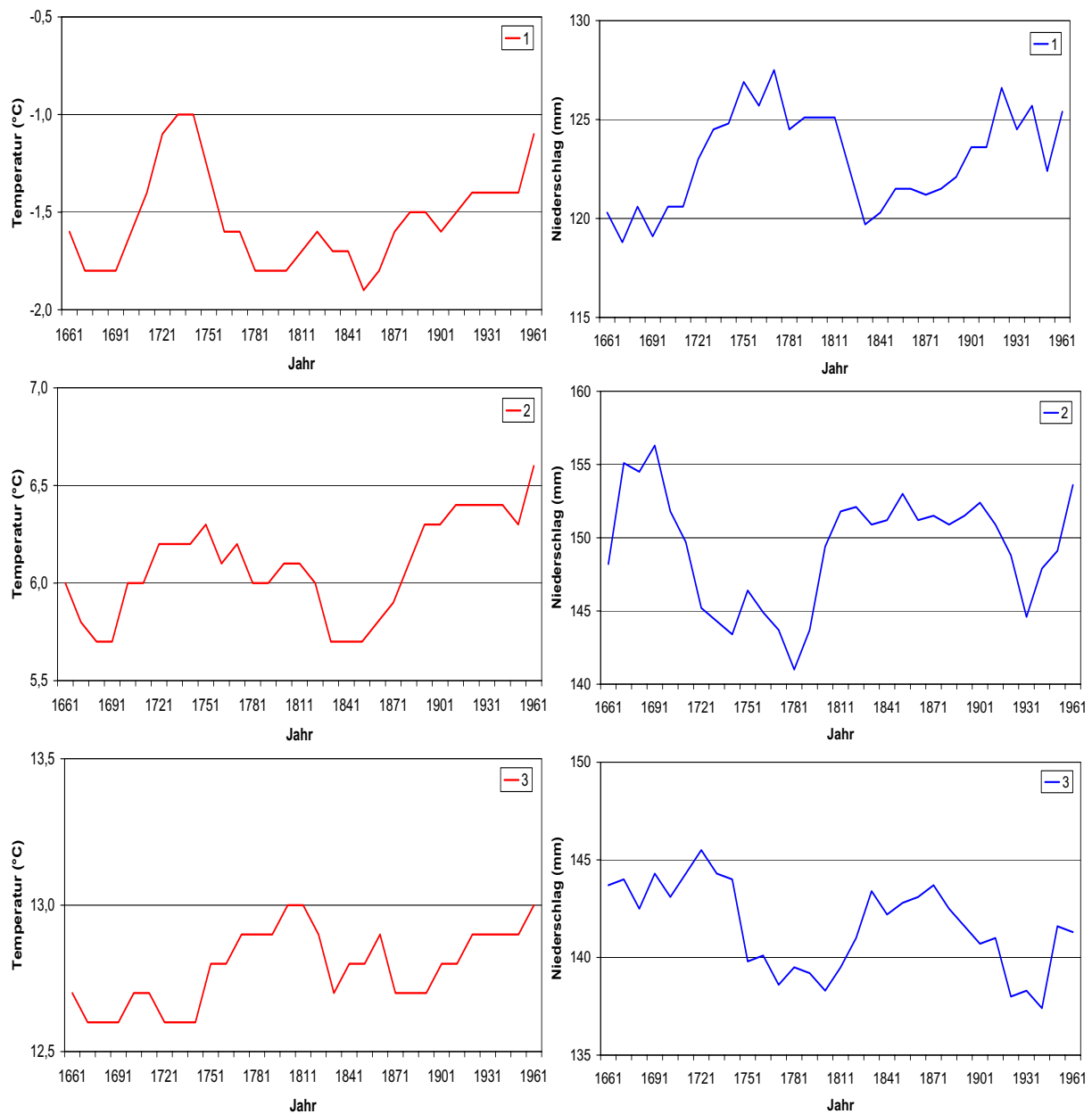


Abb. 9.17 Temperatur- und Niederschlagsreihen der Teilgebiete 1 bis 3 im Frühling.

Temperatur und Niederschlag in den Teilgebieten verlaufen über die Zeit sehr unterschiedlich und werden bei der Betrachtung der Klimaklassen näher erläutert.

Gleichzeitig werden wie in der Winterperiode die Korrelationen der einzelnen Klimaklassen zueinander untersucht und in Tab. 9.6 dargestellt. Es werden sowohl gleich verlaufende (positive) als auch gegenläufige (negative) Korrelationen zwischen den Klimaklassen beobachtet, die bei der Betrachtung einzelner Klimaklassen diskutiert werden.

Tab. 9.6 Korrelation der Flächenänderungen zwischen den Klimaklassen (Kl.) im Frühling. / = keine signifikante Korrelation, n = neg. Korrelation, p = pos. Korrelation bei ** = 95 % bzw. *** = 99 % Signifikanzniveau, Korrelationsbestimmung nach dem Vierfeldertest (Sachs, 2002).

Kl.	1-2	3-5	6-10	11-14	15-18	19-23	24-31	32-59	60-63
1-2									
3-5	/								
6-10	/	n**							
11-14	n***	/	/						
15-18	/	/	/	/					
19-23	p***	/	/	n**	/				
24-31	p**	/	/	/	n**	/			
32-59	n***	/	/	p**	/	/	/		
60-63	n**	/	/	p***	/	n**	n**	p**	

Für die differenziertere Flächenanalyse der Frühlingsperiode innerhalb des Untersuchungszeitraumes werden nachfolgend zwei Klimaklassen näher betrachtet, die sich nicht nur durch ihre Größe im Untersuchungsgebiet auszeichnen, sondern auch durch ihre spezifischen Größenänderungen in klimatisch relevanten Perioden.

9.3.2.1 Klimaklasse 15-18

Die Abb. 9.18 zeigt die Flächenschwankungen der Klimaklasse 15-18, die sich überwiegend im Teilgebiet 2 und in einigen Bereichen des Teilgebiet 3 befindet (s. Abb. 8.4 u. Abb. 9.2). Diese Klimaklasse tritt hauptsächlich im europäischen Gürtel, der sich von Westen nach Osten von den Britischen Inseln, Frankreich, Teilen Spaniens über die Beneluxstaaten, Deutschland, Teile Italiens, das Balkangebiet, Türkei, Polen und die Ukraine bis zum Schwarzen Meer erstreckt (vgl. Abb. 8.4 bis Abb. 8.6), auf.

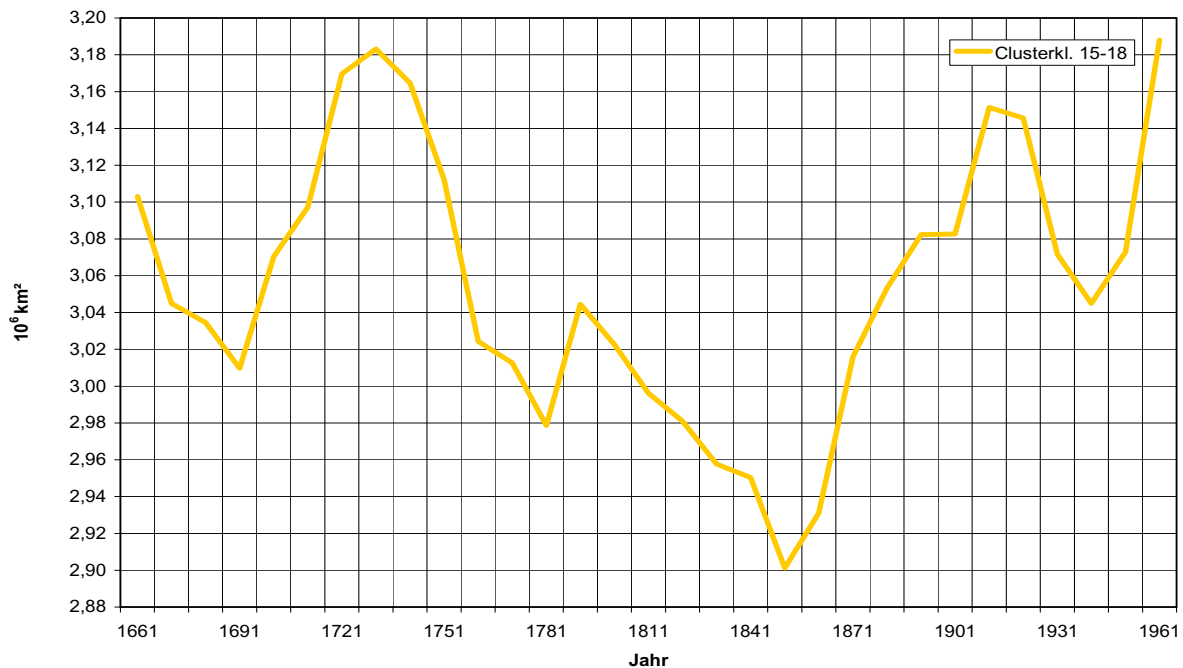


Abb. 9.18 Veränderung der Flächengröße der Cluster- bzw. Klimaklasse 15-18 im Frühling.

Der Kurvenverlauf in der Abb. 9.18 verdeutlicht, wie sich zur Zeit des Late Maunder Minimums (1675-1715) die Flächengröße von anfänglich 3,10 Mio. km² auf rund 3 Mio. km² verringert, was mit einer Temperaturabnahme und gleichzeitiger Feuchtigkeitszunahme in den Teilgebieten 2 und 3 zusammenhängt (Abb. 9.17). In der folgenden, wärmeren Zeit des 18. Jahrhunderts nimmt die Fläche wieder auf ca. 3,18 Mio. km² zu, entsprechend einer Zunahme um die Größe Englands. Von da ab verringert sich die Flächengröße über das Dalton Minimum hinaus bis zur Periode 1851/80 und erreicht das geringste Niveau mit ca. 2,9 Mio. km². Die Flächengrößenabnahme verläuft dabei entsprechend der Abnahme der Temperatur und Zunahme der Feuchtigkeit im Teilgebiet 2 (s. Abb. 9.17). Der Einfluss des kühleren Dalton Minimums (1790-1830) ist nicht im Kurvenverlauf (Abb. 9.18) zu erkennen, sondern steht eher mit der Zunahme der Feuchtigkeit im Teilgebiet 2 (Abb. 9.17) als mit der Temperatur in Verbindung. Im Übergang zum 20. Jahrhundert, der Zeit der globalen Erwärmung, vergrößert sich die Fläche auf fast 3,16 Mio. km², was hier wiederum mit einem Temperaturanstieg im Teilgebiet 2 verbunden ist. Danach geht die Größe bis zur Periode 1941/70 auf ca. 3,04 Mio. km² zurück. Diese Flächenabnahme lässt sich in dieser Zeit weniger durch die Temperatur als vielmehr durch die Feuchtigkeit erklären (s. Abb. 9.17). Zum Ende des Untersuchungszeitraumes erreicht die Klimaklasse eine Größe, die das Flächenmaximum im 18. Jahrhundert noch übersteigt und wieder mit dem Anstieg beider Klimaparameter im Teilgebiet 2 verbunden ist.

Der Flächengrößenverlauf der Klimaklasse 15-18 ist trotz seines großen Flächenanteils im Untersuchungsgebiet nur mit der Klimaklasse 24-31 signifikant antikorreliert. Alle übrigen Klassen bilden mit der Klimaklasse 15-18 keinen statistischen Zusammenhang.

9.3.2.2 Klimaklasse 24-31

Die überwiegend im mediterranen Gebiet und Teilgebiet 3 (Abb. 8.4 u. Abb. 9.2) vorkommende Klimaklasse 24-31 (vgl. Abb. 8.4 bis Abb. 8.6) stellt die drittgrößte Klasse im Untersuchungsgebiet dar und zeigt sowohl im Zeitraum des Late Maunder Minimums (1675-1715) als auch am Ende des 18. Jahrhunderts Flächengrößen von ca. 1,98 Mio. km² bzw. ca. 2,08 Mio. km². In derselben Zeit sind im Teilgebiet 3 (Abb. 9.17) niedrigere Temperaturen und höhere Feuchtigkeit zu verzeichnen. Der Kurvenverlauf der Klimaklasse 24-31 läuft in etwa entgegengesetzt dem Kurvenverlauf der Klimaklasse 15-18, auch was die Flächenschwankungen betrifft. Es besteht der Verdacht, dass durch die Abnahme der Temperatur und die damit einhergehende Flächenabnahme der Klimaklassen 15-18 und 19-23, wärmere Klassen, wie die Klimaklasse 24-31 die Möglichkeit bekommen, in die flächenreduzierten Gebiete vorzudringen. Dieser Zusammenhang wird bei der Klimaklasse 15-18 durch die negative Korrelation (Tab. 9.6) bestätigt. Ebenso scheint es sich in den nächsten Perioden zu verhalten, wo die Klimaklasse 24-31 bis zur Periode 1731/60 kleiner wird, obwohl die Temperatur in dieser Zeit wieder ansteigt. Danach nimmt die Fläche bis zur Periode 1781/1810 wieder zu, womit die Temperaturerhöhung im 18. Jahrhundert erst sehr spät mit einer Flächenzunahme einhergeht, was durch den Verlauf der Temperatur im Teilgebiet 3 bestätigt wird.

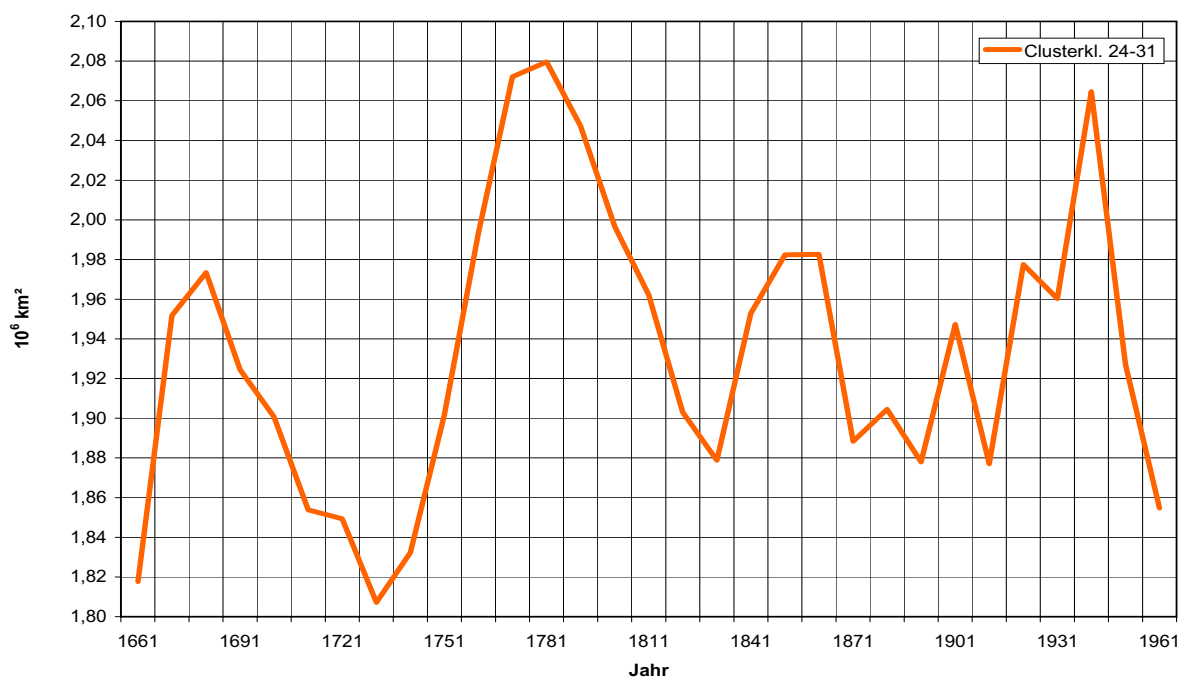


Abb. 9.19 Veränderung der Flächengröße der Cluster- bzw. Klimaklasse 24-31 im Frühling.

In der Zeit des kühleren Dalton Minimums (1790-1830) zeigt auch diese Klasse einen Flächenrückgang, der durch die niedrigere Temperatur und die geringere Feuchtigkeit hervorgerufen wird (s. Abb. 9.17). Ab Mitte des 19. Jahrhunderts bis zum ersten Drittel des 20. Jahrhundert treten Schwankungen von rd. 100.000 km² auf, sodass die Fläche zwischen ca. 1,88 Mio. km² und ca. 1,98 Mio. km² liegt. Diese Schwankungen werden durch den kühleren, feuchteren Einfluss (s. Abb. 9.17) verursacht. Bis zur Periode 1941/70 nimmt die Größe der Klimaklasse 24-31 bis auf ca. 2,06 Mio. km² zu. In der gleichen Zeit nehmen sowohl die Flächengrößen der kühleren, feuchten Klimaklassen 15-18 (s. Abb. 9.18) als auch die der

wärmeren, trockneren Klimaklasse 60-63 signifikant ab (s. Tab. 9.6). Danach sinkt die Größe der Klimaklasse 24-31 wieder auf unter 1,86 Mio. km², während gleichzeitig die wärmere Klimaklasse 60-63 ansteigt, also der wärmere, trocknere Einfluss wieder zunimmt. Zur gleichen Zeit nimmt auch die Größe der darunterliegenden kühleren Klimaklasse 15-18 wieder zu.

In der Frühlingsperiode treten Flächenmaxima in der Zeit des Late Maunder Minimums (1675-1715) in den Klimaklassen 3-5, 11-14 und 32-59 und am Beginn des 20. Jahrhunderts (globale Erwärmung) bei den Klassen 1-2 und 19-23 auf. Im Gegensatz dazu treten gemeinsame Flächenminima bei den Klimaklassen 3-5 und 24-31 in der wärmeren Zeit des 18. Jahrhunderts sowie bei den Klassen 15-18 und 19-23 in der Mitte des 19. Jahrhunderts auf. Auch am Beginn des 20. Jahrhunderts sind bei den Klassen 6-10, 11-14 und 60-63 gemeinsame Flächenminima zu erkennen. Alle übrigen Klimaklassen zeigen keine gemeinsamen Flächenminima und -maxima zu bestimmten Zeiten.

9.3.3 Sommerperiode

Die Abb. 9.20 zeigt die durchschnittlichen Flächengrößen der einzelnen Klimaklassen in der Sommerperiode (vgl. Abb. 8.7 bis Abb. 8.9).

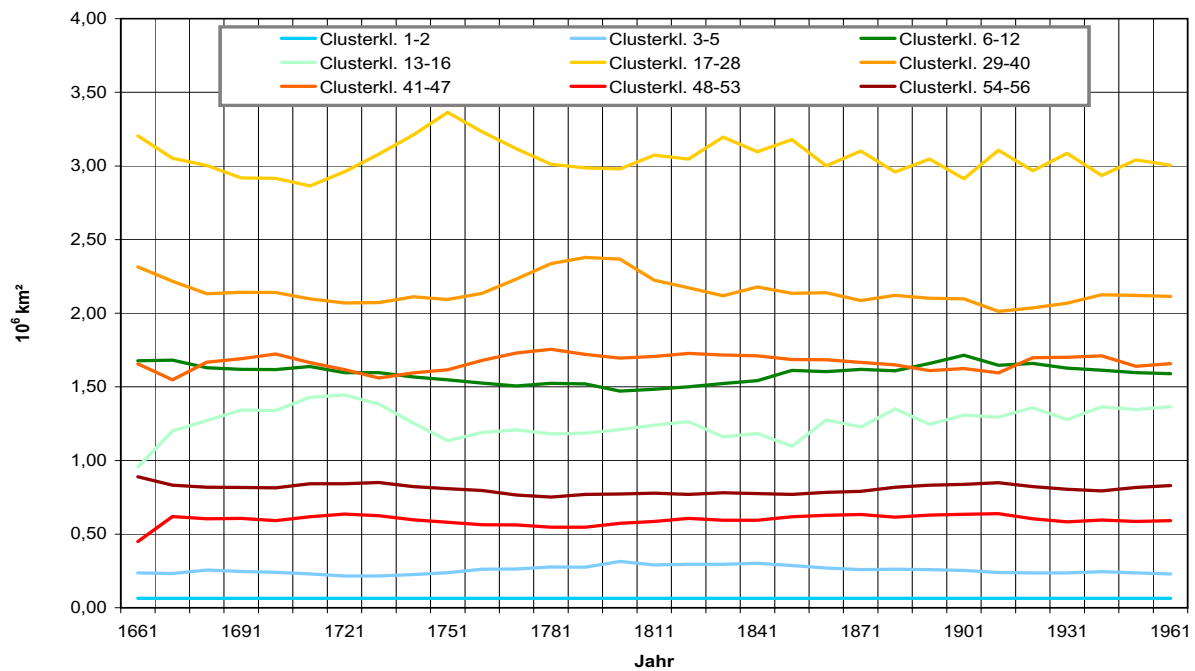


Abb. 9.20 Flächengrößen der einzelnen Cluster- bzw. Klimaklassen der Sommer-Klimaklassifikation.

Analog zur Klimaklasse 15-18 in der Frühlingsperiode (Kap. 9.3.2) nimmt die Klimaklasse 17-28 einen Großteil der Fläche des "europäischen Gürtels" (s. Kap. 9.3.2) ein und hat zugleich die größte Flächenausbreitung im gesamten Untersuchungsgebiet. Ihr folgen die überwiegend im mediterranen Gebiet vorkommenden Klimaklassen 29-40 und 41-47. Wie bereits in der Abb. 9.16 (Frühlingsperiode) zu sehen war, gliedern sich die Klimaklassen außer nach ihrer Flächengröße auch nach ihrer Lage im Untersuchungsgebiet. Dabei sind die Klimaklassen mit den geringsten Flächengrößen gleichzeitig diejenigen mit den klimatisch extremeren

Bedingungen, so z.B. Klimaklassen 1-2 und 3-5, die im Norden liegen, oder die Klimaklassen 48-53 und 54-56, die im Süden des Untersuchungsgebietes vorkommen. Mit einer eher mittleren Flächengröße sind die Klimaklassen 6-12, 13-16 und 41-47 vertreten. Sie bilden die Übergangsklassen zu den klimatisch extremen Klimaklassen.

Die Tab. 9.7 veranschaulicht die durchschnittlichen Flächengrößen aller Klimaklassen im Untersuchungsgebiet.

Tab. 9.7 Durchschnittliche Flächengrößen der Klimaklassen im Untersuchungsgebiet von 1661-1990 im Sommer.

Klimakl.	1-2	3-5	6-12	13-16	17-28	29-40	41-47	48-53	54-56
Flächen- größe in 10^6 km^2	0,06	0,26	1,5	1,26	3,05	2,15	1,67	0,60	0,81

Die Klimaklassen 17-28 und 29-40 besitzen eine durch ihre Größe bedingte Vorrangstellung im gesamten Untersuchungszeitraum. Die übrigen Klimaklassen weisen zum Teil große Flächenunterschiede zur Klimaklasse 17-28 auf, wobei die kühlsste Klimaklasse 1-2 nur noch eine Größe hat, die mit 80.000 km² unterhalb der Österreichs liegt. Auch die wärmste Klimaklasse 54-56, besitzt nur eine Fläche von 810.000 km², was der Größe der Länder Italien und Spanien zusammen entspricht. Die klimatisch interessantesten Klimaklassen 13-16 und 17-28 werden in der differenzierten Beschreibung der Flächengrößenänderungen näher diskutiert.

Hier (Abb. 9.21) werden, wie zuvor in der Winter- und Frühlingsperiode (Kap. 9.3.1 u. Kap. 9.3.2), Temperatur- und Niederschlagsverlauf der Sommerperiode für die Dreiteilung des Gebietes (s. Abb. 9.2) dargestellt.

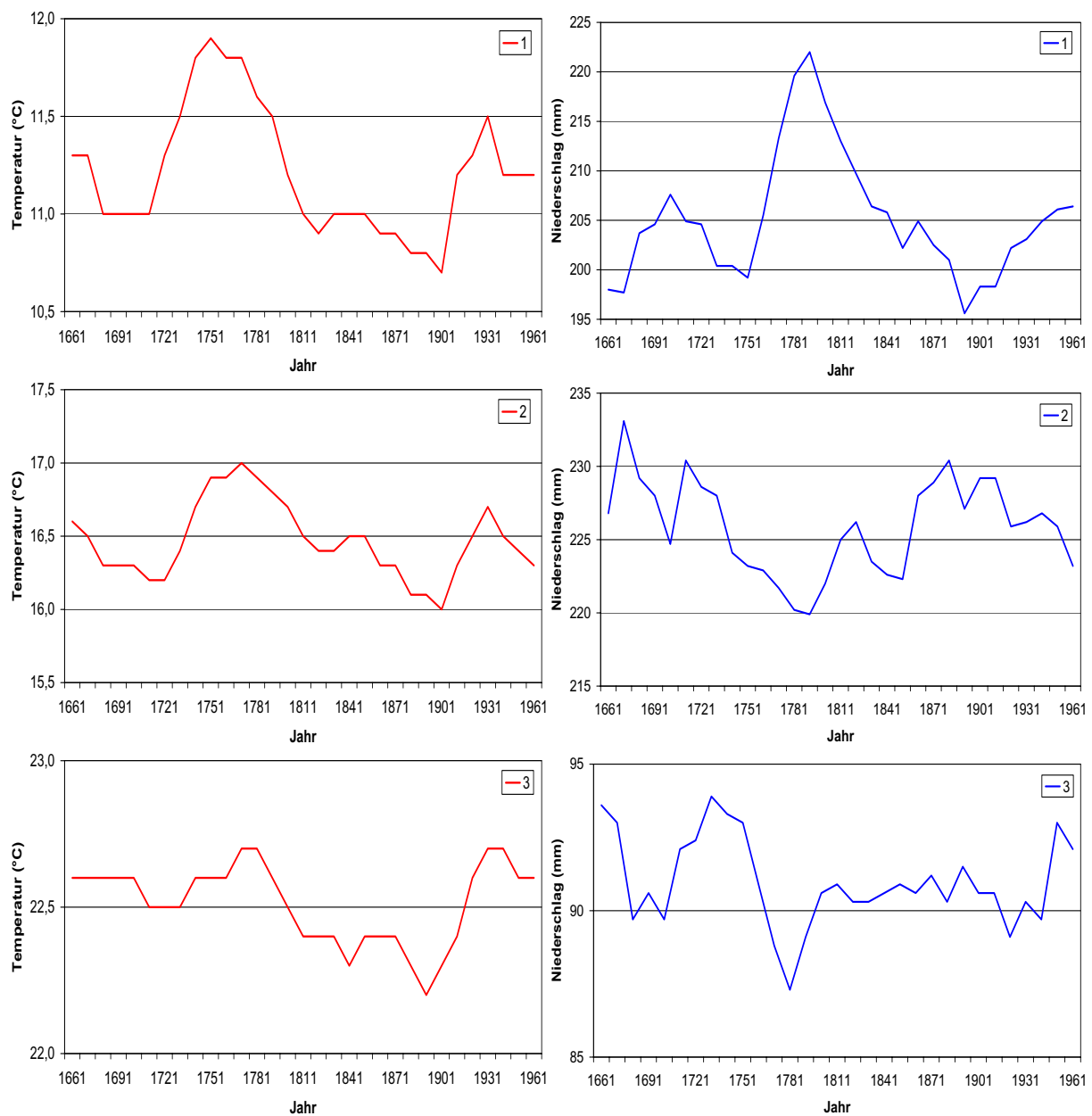


Abb. 9.21 Temperatur- und Niederschlagsreihen der Teilgebiete 1 bis 3 im Sommer.

Im Gegensatz zu den vorhergehenden Jahreszeiten sind sich sowohl die einzelnen Verläufe der Temperatur als auch des Niederschlages ähnlicher. Das ist vor allem bei den Temperaturverläufen der drei Teilgebiete zu erkennen. Der Verlauf des Niederschlages ist dagegen nur bei den Teilgebieten 2 und 3 ähnlich und zeigt beim Teilgebiet 1 einen dazu entgegengesetzten Verlauf. Auf den Zusammenhang zwischen den Flächenänderungen der Klimaklassen und den Veränderungen der Klimaparameter in den Teilgebieten wird später näher eingegangen.

In der nachfolgenden Tab. 9.8 werden, wie zuvor bei der Winter- und Frühlingsperiode, die Korrelationen der einzelnen Klimaklassen zueinander untersucht. Auch hier treten gleich

verlaufende (positive) oder gegenläufige (negative) Korrelationen zwischen den Klimaklassen auf. Im Gegensatz zu den vorhergehenden Saisons, wo teilweise keine Korrelationen bei den Klimaklassen auftraten, die im mittleren Untersuchungsgebiet lagen (s. Tab. 9.4 u. Tab. 9.6), ist es in Tab. 9.8 die kühlsste Klimaklasse 1-2, die keine Korrelation zu den übrigen Klimaklassen aufweist.

Tab. 9.8 Korrelation der Flächenänderungen zwischen den Klimaklassen (Kl.) im Sommer. / = keine signifikante Korrelation, n = neg. Korrelation, p = pos. Korrelation bei ** = 95 % bzw. *** = 99 % Signifikanzniveau, Korrelationsbestimmung nach dem Vierfeldertest (Sachs, 2002).

Kl.	1-2	3-5	6-12	13-16	17-28	29-40	41-47	48-53	54-56
1-2									
3-5	/								
6-12	/	/							
13-16	/	n**	p**						
17-28	/	/	/	n***					
29-40	/	p**	/	/	/				
41-47	/	p**	/	/	/	p***			
48-53	/	/	p***	p**	n***	/	n**		
54-56	/	n***	p**	p***	n**	n**	n***	p***	

9.3.3.1 Klimaklasse 13-16

Die Abb. 9.22 stellt die zeitliche Flächenänderung der Klimaklasse 13-16 dar, die sich hauptsächlich in den Teilgebieten 1 und 2 befindet (s. Abb. 8.7 u. Abb. 9.2). Sie zeigt über die kühle Zeit des Late Maunder Minimums (1675-1715) hinaus bis in die wärmere Klimaphase des 18. Jahrhunderts, wie sich die anfängliche Flächengröße von ca. 960.000 km² bis auf ca. 1,44 Mio. km² erhöht, was einer Flächenzunahme von rd. 50 % entspricht. Hierfür ist der Temperaturanstieg, der sowohl im Teilgebiet 1 als auch Teilgebiet 2 zu erkennen ist (s. Abb. 9.21), verantwortlich. Die Feuchtigkeitsverläufe in beiden Teilgebieten sind in dieser Zeit entgegengesetzt (vgl. Abb. 9.21). Zur gleichen Zeit nimmt die Größe der nächstwärmeren Klimaklasse 17-28 (vgl. Kap. 8.3) um etwa den gleichen Flächenbetrag ab. Von der maximalen Flächenausdehnung in der Periode 1721/50 nimmt die Größe innerhalb von zwei Perioden bis 1751/80 um die Fläche Italiens auf ca. 1,14 Mio. km² ab, was hier nicht mit einer Temperatur-, sondern mit einer Feuchtigkeitsabnahme im Teilgebiet 1 und 2 zu erklären ist (s. Abb. 9.21).

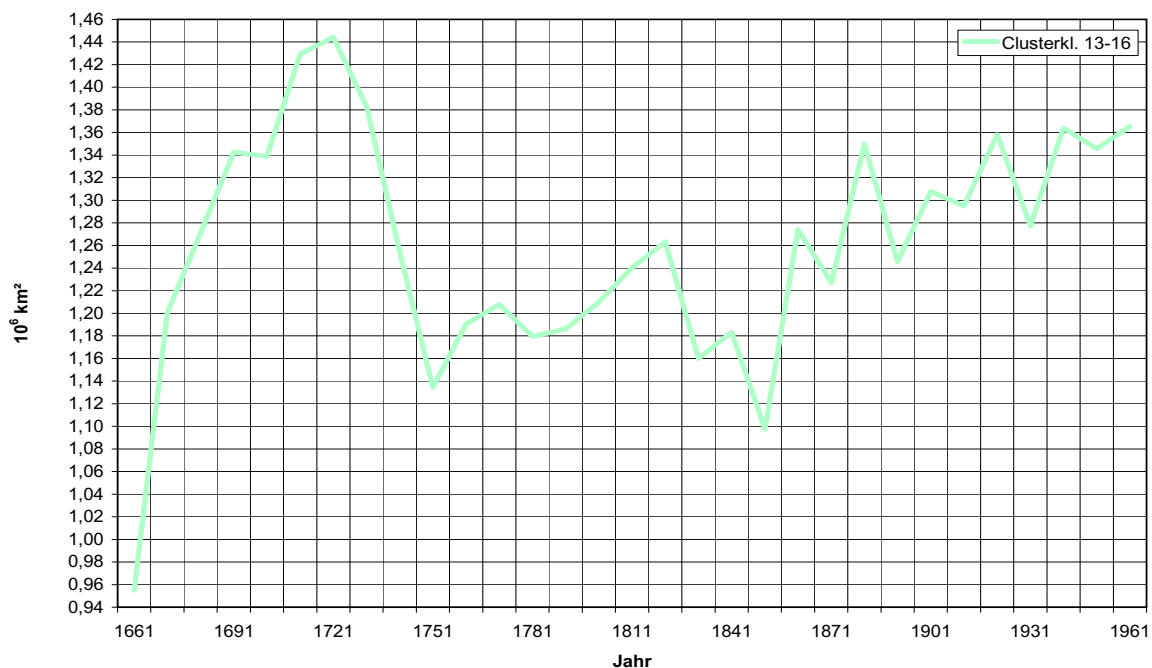


Abb. 9.22 Veränderung der Flächengröße der Cluster- bzw. Klimaklasse 13-16 im Sommer.

Im kühlen Dalton Minimum nimmt die Flächengröße der Klimaklasse wieder bis auf rd. 1,26 Mio. km² zu. Zur gleichen Zeit ist eine Flächenreduzierung nur bei der Klimaklasse 29-40 (s. Abb. 9.20) zu erkennen. Das bedeutet, dass sich eine klimabedingte Verschiebung der Flächengrößen nicht unmittelbar auf die davor und danach folgende Klimaklasse auswirkt, sondern hier die wärmere, trockenere Klimaklasse 29-40 durch den gleichzeitigen Einfluss von Temperatur und Niederschlag zurückgedrängt wird (vgl. Kap. 8.3). Von da ab steigt die Flächengröße bis zum Ende des Untersuchungszeitraumes auf ca. 1,36 Mio. km² an. Nur in den Perioden 1831/60 und 1851/80 treten zwei Flächenabnahmen auf, die mit der Flächenzunahme der wärmeren Klimaklasse 17-28 antikorrelieren (s. Tab. 9.8). Später nimmt bereits vor dem Beginn der globalen Erwärmung des 20. Jahrhunderts bis zum Untersuchungsende die Flächengröße im Gegensatz zu den nächstwärmeren Klimaklassen 17-28 (s. Kap. 9.3.3.2) und 29-40 (s. Abb. 9.20) bis über 1,3 Mio. km² zu. Damit wächst die Bedeutung der Klimaklasse 13-16 in den Gebieten, an die wärmere Klimaklassen angrenzen.

9.3.3.2 Klimaklasse 17-28

Die Abb. 9.23 gibt den Verlauf der im zentralen Untersuchungsgebiet flächengrößten Klimaklasse 17-28 wieder, die sich hauptsächlich im Teilgebiet 2 und in wenigen Abschnitten auch in den Teilgebieten 1 und 3 befindet. Von Beginn an nimmt die Fläche bis zum Ende des Late Maunder Minimums (1715) auf ca. 2,86 Mio. km² ab, was der geringsten Flächenausdehnung dieser Klasse über den gesamten Zeitraum entspricht. Die Klimaklasse 17-28 verliert dabei Flächenanteile an die antikorrelierende nächstkühlere Klimaklasse 13-16 (s. Abb. 9.20 und Abb. 9.22), wodurch die klimatisch kühlere Situation ausgedrückt wird, was sich auch in den Temperaturkurven der Teilgebiete widerspiegelt (s. Abb. 9.21).

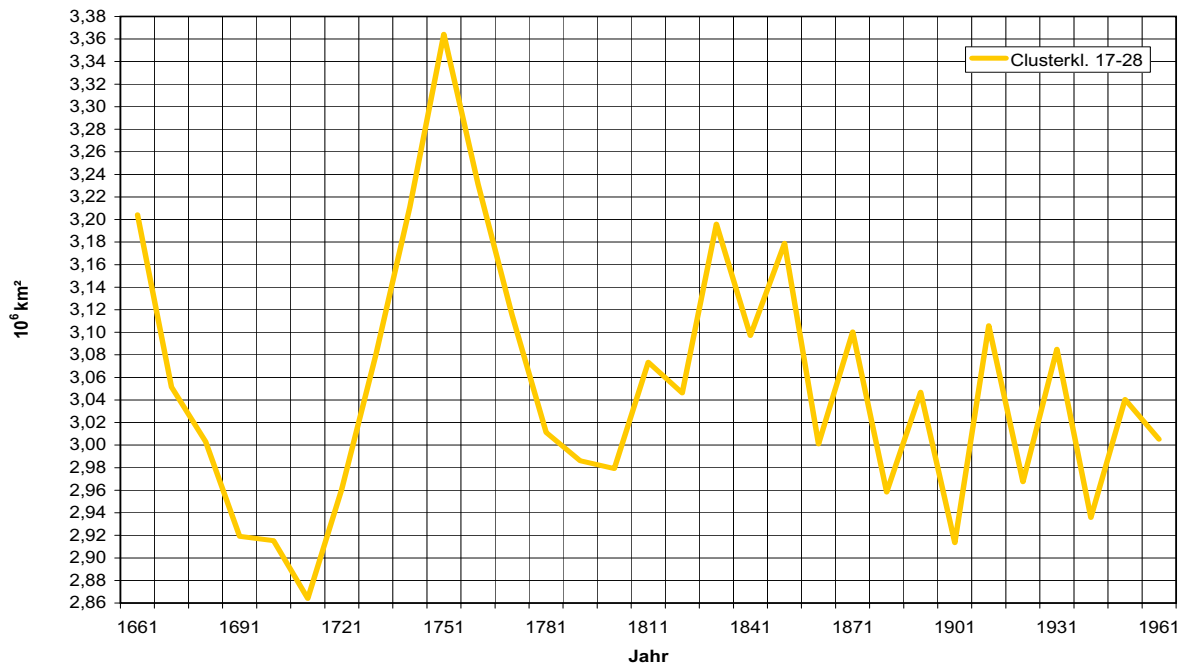


Abb. 9.23 Veränderung der Flächengröße der Cluster- bzw. Klimaklasse 17-28 im Sommer.

Innerhalb der Perioden 1711/40 bis 1751/80 erhöht sich die Fläche um etwa die Größe Spaniens auf ca. 3,36 Mio. km², was den wärmeren und hauptsächlich trockeneren Einfluss in dieser Zeit zum Ausdruck bringt (s. Teilgebiet 2 Abb. 9.21) und sich gleichzeitig in einer Flächenreduzierung in der kühleren Klimaklasse 13-16 (s. Abb. 9.22) widerspiegelt. Ab der Periode 1751/80 - dem Flächenmaximum - sinkt die Flächengröße mit zum Teil großen Schwankungen vor allem auch in der Zeit der globalen Erwärmung im 20. Jahrhundert bis zum Ende des Untersuchungszeitraumes auf ca. 3 Mio. km². Bis zum Beginn der globalen Erwärmung kann dieses mit einem Temperaturrückgang, der in allen drei Teilgebieten zu beobachten ist (Abb. 9.21), in Verbindung gebracht werden. Mit der globalen Erwärmung geht die Klimaklasse 17-28 in ihrer Größe zugunsten der kühleren, feuchteren Klimaklasse 13-16 (s. Kap. 8.3) zurück, was auf den feuchteren Einfluss vor allem im Teilgebiet 2 zurückzuführen ist.

Die beschriebenen Flächenänderungen sind nicht nur mit der Klimaklasse 13-16 (Kap. 9.3.3.1), sondern auch mit den Klimaklassen 48-53 und 54-56 antikorreliert. Damit wird deutlich, wie der Rückgang der größten Klimaklasse dazu führt, dass sowohl die nächstkühlere und feuchtere Klimaklasse 13-16 als auch die deutlich wärmeren Klimaklassen 48-53 und 54-56 von der globalen Erwärmung profitieren.

Gemeinsame Flächenmaxima und Flächenminima treten zu unterschiedlichen Zeiten auf, wobei sich Flächenmaxima im Dalton Minimum (1790-1830) bei den Klassen 3-5, 29-40 und 41-47 in der wärmeren Zeit des 18. Jahrhunderts (1715-1790) bei den Klassen 13-16 und 17-28 und am Beginn der globalen Erwärmung (20. Jahrhundert) bei den Klassen 6-12 und 48-53 ergeben. Flächenminima sind vor allem in den kühleren Perioden zu erkennen, wie dem Late Maunder Minimum (1675-1715) bei den Klassen 13-16, 41-47 und 48-53 sowie im 18. Jahrhundert bei den Klassen 3-5 und 17-28 und im Dalton Minimum (1790-1830) bei den Klassen 6-12 und 54-56.

9.4 Diskussion

Die Flächengrößenänderungen der verschiedenen Perioden zeigen bei den unterschiedlichen Klimaklassen in den kühleren und wärmeren Perioden zum Teil große Schwankungen. In der Winterperiode sind es die kühleren Klassen, die im Norden und der Mitte des Gebietes vorkommen, die beachtliche Flächengrößenschwankungen aufweisen. Dagegen treten im Frühling und Sommer die immensen Größenschwankungen bei den wärmeren Klimaklassen auf, die in der Mitte und im Süden des Gebietes lokalisiert sind.

Bei der Betrachtung der Flächenminima und -maxima der verschiedenen Klimaklassen fällt prinzipiell auf, dass nicht alle Klimaklassen zur selben Zeit Flächengrößenextreme aufweisen. Allerdings zeigen sich bei den gemeinsam auftretenden Flächenextremen der Klimaklassen, dass diese in den kühleren (Late Maunder Minimum, Dalton Minimum) oder wärmeren Perioden (18. Jahrhundert, 20. Jahrhundert) auftreten.

Die Aufteilung des Untersuchungsgebietes in drei Teilgebiete veranschaulicht, dass der flächenverändernde Einfluss auf die Klimaklassen nicht alleine temperaturbestimmt ist, sondern auch durch den Niederschlag mitbeeinflusst wird.

Wie bereits in der jährlichen Klimaflächenbetrachtung (Kap. 9.1) gezeigt, können in den Klimaklassen der saisonalen Perioden (Kap. 9.2) vor allem im Zeitraum des Late Maunder Minimums (1675-1715), aber auch in den übrigen Zeitabschnitten größere Flächenschwankungen beobachtet werden. Es wird zugleich die in Kap. 8 vorgenommene, saisonbezogene Klimaklassifikation und deren Aussagen zu Klimaschwankungen untermauert. Die saisonale Untersuchung der Klimaflächenänderung beschreibt genau, wie sich das Klima der letzten rd. 300 Jahre auf die Klimaklassen hinsichtlich ihrer Flächendynamik ausgewirkt hat. Die Flächenbetrachtung zeigt zugleich, wie sich die Flächendifferenzierung der Klimaklassen in den einzelnen Saisonabschnitten voneinander unterscheidet. So dominieren in der Winterperiode in der Größe vor allem die kühleren Klimaklassen, die überwiegend im Norden und Osten des Untersuchungsgebietes vorkommen. Dagegen setzen sich im Frühling die milderen Klimaklassen durch, die mit ihrer Größe vor allem im "europäischen Gürtel" von den Britischen Inseln bis hin zum Schwarzen Meer im Vordergrund stehen. In ähnlicher Weise treten im Sommer die gemäßigt warmen Klimaklassen hervor, die entsprechend der Frühlingsperiode, im Untersuchungsgebiet verteilt sind.

10 Untersuchung von Extremen

Der Mensch reagiert seit je her sensibel auf Klima- bzw. Wetterextreme, wie Pfister (1999) und Glaser (2001) in ihren Publikationen sehr deutlich beschreiben. Das Phänomen solcher Extreme wird in den letzten Jahren von der Gesellschaft mit erheblicher Aufmerksamkeit verfolgt und Klimaprognosen (IPCC, 2001b) deuten auf eine Verstärkung von Klimaextremen hin. Die Medien haben sich dieser veränderten Klimasituation angepasst und ermöglichen durch ihre detaillierte Berichterstattung einen Einblick in Klima- und Wetterereignisse. Damit steigt ihr Einfluss auf die Gesellschaft, die zum Teil sehr verunsichert wird. Eine objektive Meinungsbildung ist oftmals nicht mehr möglich, vor allem dann, wenn über Extremereignisse unseriös und nicht fundiert berichtet wird. Gerade in diesem Zusammenhang stellt sich die Frage nach der Einordnung von Extremereignissen. Daher wird der Untersuchung von Extremen, die z.B. auf identische oder ähnliche Ursachen zurückzuführen sind, ein eigener Zweig in der Statistik gewidmet (Galambos, 1987; Pfeifer, 1989; Sachs, 2002; Hartung et al., 2002), der neben der allgemeinen Untersuchung von klimatischen Beobachtungen und Trends einen wichtigen Bestandteil der Klimatologie darstellt (Wilks, 1995; Storch & Zwiers, 2002).

Wetter- und Klimaextreme haben einen ernst zu nehmenden, aktiven Einfluss auf die verschiedenen Ökosysteme, in denen sich die Pflanzen- und Tiergesellschaften seit langem etabliert haben (Lamb, 1982; Meehl et al., 2000a; Parmesan et al., 2000). Aber auch die menschliche Gesellschaft wird zum Teil erheblich durch Extreme bedroht oder sogar geschädigt. Nach Easterling et al. (2000a) können Klimaextreme in zwei Kategorien eingeteilt werden: diejenigen, die nach einfachen, klimatisch statistischen Gesichtspunkten jedes Jahr in Erscheinung treten, wie z.B. sehr hohe und sehr niedrige Temperaturen oder Niederschläge, und diejenigen, die deutlich komplexerer Natur sind und nicht jährlich auftreten, wie z.B. außergewöhnliche Dürren, Überflutungen oder starke Stürme, die häufig als Desaster bezeichnet werden (Sarewitz & Pielke, 2001). Gerade durch das Bevölkerungswachstum und die damit einhergehenden Bevölkerungswanderungen, die eine erhöhte Verwundbarkeit aller Ökosystembereiche bedeuten, wirken sich solche verheerenden Extreme besonders stark auf den Menschen aus (Changnon et al., 2000). Auf der anderen Seite sind Klima- bzw. Witterungsextreme für bestimmte biotische Systeme essenzielle Voraussetzung für deren Fortbestand. So führt Meehl et al. (2000b) für bestimmte Vogelarten Australiens an, dass sie zum Brüten Feuchtgebiete benötigen, aber ihren normalen Lebensraum dort in ariden Gebieten haben. Die Brutmöglichkeit dieser Vögel tritt daher nicht in jedem Jahr ein, sondern nur dann, wenn extreme Niederschläge auftreten.

Grundsätzlich ermöglicht die Extremwertuntersuchung die Einteilung und Beurteilung von extremen Ereignissen nach statistisch exakten Regeln. Ein wichtiger Punkt der Untersuchung von Extremen besteht darin, tatsächliche Extremwerte in Klimazeitreihen zu identifizieren. Hier bergen kurze Klimazeitreihen die Gefahr von Fehlinterpretationen, durch irrtümlich festgestellte Extremwerte, die möglicherweise in langen Zeitreihen keine Extremwerte darstellen würden (Gerstengarbe & Werner, 1987; Gerstengarbe & Werner, 1991). Auf der anderen Seite birgt die Betrachtung von Extremen in langen Zeitreihen die Gefahr, dass Messfehler oder sogar Lücken zu einem Informationsverlust führen können und damit die

Beurteilung von Extremen erschwert wird (Solow, 1999). Die Extremwertuntersuchung kann auch zur Feststellung von singulären oder periodischen Extremereignissen benutzt werden, die wiederum durch bestimmte atmosphärische Zirkulationsmuster hervorgerufen werden können.

Extremereignisse lassen sich nicht global verallgemeinern, da sie sich in bestimmten Regionen der Erde häufen, in anderen Regionen dagegen seltener auftreten (Easterling et al., 2000b). Beispiele zu Extremwertuntersuchungen zeigen, wie Dai et al. (1998) in ihrer Studie, dass es in vielen Gebieten der Welt seit dem letzten Jahrhundert zu einem erhöhten Aufkommen von Dürren und übermäßigen Nässen kommt. Das wird im engen Zusammenhang mit den großen Anomalien in der atmosphärischen Zirkulation gesehen (Dai et al., 1997). Über die Grenzen Europas hinaus wurden beispielsweise positive Trends der Häufung von Starkniederschlägen beobachtet, wie es Karl et al. (1995) und Karl & Knight (1998) in den USA, Hennessy et al. (1999) und Plummer et al. (1999) in Australien feststellten. Im asiatisch-pazifischen Raum untersuchten Manton et al. (2001) unterschiedliche regionale Extreme bei Niederschlag und Temperatur und machten dabei die Beobachtung, dass die Häufigkeit sehr warmer Tage sowie der Anteil extremer Niederschläge im Jahr fast durchgehend zunahm. In einer Untersuchung über Starkregen, die über viele Länder verteilt durchgeführt wurde, fanden Groisman et al. (1999) heraus, dass sich die Sommerniederschläge durchweg um 5 % erhöht haben, ohne dass sich die Anzahl der Regentage geändert hat. Stattdessen wurde eine erhöhte Variabilität der Streuung zum Summenmittel des Niederschlages beobachtet, die durch die Erhöhung des mittleren Niederschlages zu einer viermal größeren Wahrscheinlichkeit von Starkniederschlägen führt. Heino et al. (1999) stellten bei der Untersuchung von Extremen verschiedener Klimaparameter folgende Veränderungen fest: Die Minimumtemperatur stieg deutlich stärker an als die Maximumtemperatur, aber der maximale tägliche Niederschlag und die Anzahl Tage mit Niederschlägen größer gleich 10 mm pro Tag wies keinen Trend oder größere interannuelle Variabilität auf. Trotzdem war in den 30er Jahren und seit den 80er Jahren des letzten Jahrhunderts die Anzahl der einen Tag andauernden Niederschläge extrem hoch. Daneben stellte sich heraus, dass sich die tägliche Temperaturamplitude hauptsächlich in Nord- und Zentraleuropa verringert hat. Des Weiteren fanden Schönwiese & Rapp (1997) bei Untersuchungen über den Zeitraum von 100 Jahren für Europa heraus, dass der Niederschlagstrend im Norden positiv und im Süden negativ ausfällt. Ähnliche Aussagen werden auch von Osborn et al. (2000b) gemacht, die anhand von 110 Wetterstationen im Winter einen Anstieg und im Sommer einen Abfall der Starkniederschläge herausfanden. Brunetti et al. (2001) zeigten für Italien, dass bei den saisonalen und jährlichen Niederschlägen die Anzahl feuchter Tage einem negativen Trend folgt, der mit der Erhöhung von Starkniederschlägen einhergeht, wobei aber die jährliche Niederschlagsmenge zurückgegangen ist.

Als ein Maß für Extremereignisse sehen Katz & Brown (1994) die relative Sensitivität, die als partielle Ableitung eines Ereignisses hinsichtlich eines Parameters, dividiert durch die Ereigniswahrscheinlichkeit, definiert wird. Dabei stellen Katz & Brown (1992) fest, dass die Häufigkeit von Extremen stärker von der Variabilität als vom Mittel des Klimas abhängt und extreme Ereignisse sensitiver gegenüber der Variabilität als dem Mittelwert in der Verteilung einer Klimaserie sind. Andere Autoren meinen, dass sich eine relativ geringe Erhöhung der mittleren Temperatur bei gleicher Verteilung in einem Anstieg von Extremereignissen auswirkt (Wagner, 1996; Dai et al., 1998; Karl & Easterling, 1999; Groisman et al., 1999).

Ziel der hier vorliegenden Untersuchung ist es, aus der saisonbezogenen Klimaklassifikation (Kap. 8) Extremwerte für spezifische Regionen zu extrahieren und diese mit der Häufung von saisonalen Hochwassern der letzten Jahrhunderte, wie sie von Sturm et al. (2001) erarbeitet wurden, klimatologisch in Verbindung zu bringen.

10.1 Datengrundlage

Als Datengrundlagen dienen zum einen die gleitenden 30-jährigen Klimadaten aus der saisonbezogenen Klimaklassifikation (Kap. 8) und zum anderen Hochwasserdaten der Flüsse Main, Saale und Weser sowie der Flussabschnitte Mittelrhein und Mittelelbe. Die von Sturm et al. (2001) zusammengetragenen Daten über Hochwasserereignisse stellen 31-jährige gleitende, d.h. jeweils um ein Jahr verschobene, Häufigkeiten dar. Um eine Vergleichbarkeit mit rezenten Phasen der Hochwasser herzustellen, wurden die Hochwasserereignisse aufgrund ihrer Stärke durch Indexzahlen standardisiert. Berücksichtigt wurden dabei nur die Ereignisse mit mittlerer und schwerer Ausprägung (+2 und +3). Die Hochwasserdaten sind in zeitlich gegliederte Phasen vermehrter bzw. verminderter Häufigkeit von Hochwasser über alle meteorologischen Jahreszeiten außer dem Herbst unterteilt. Eine hochwasserreiche Periode wird dabei so definiert, dass die standardisierten 31-jährigen gleitenden Hochwasserhäufigkeiten über der Standardabweichung bzw. über 1 liegen. Entsprechend bedeutet eine hochwasserarme Phase eine Standardabweichung unter -1. Als Beginn bzw. Ende derartiger Perioden wird dabei das Jahr des ersten und das des letzten Hochwassers bzw. das Jahr nach dem letzten und das vor dem nachfolgenden Hochwasser bestimmt.

10.2 Methode

Zur Identifizierung von Extremwerten in den betrachteten Klimatypen wird nach der Veröffentlichung von Gerstengarbe & Werner (1989) vorgegangen, die es ermöglicht, eine willkürlich definierte Grenze eines Extremwertbereiches zu vermeiden, die sonst durch die Darstellung eines bestimmten Bereiches der Verteilungsfunktion oder durch die Definition eines Quantilwertes vorgegeben wird. Bei der Untersuchung von Extremwerten wird bei Gerstengarbe & Werner (1989) ein "natürlicher" Extremwertbereich definiert, der an der Stelle zu finden ist, an dem eine tendenzielle Entwicklung bzw. ein Trend in der Stichprobe beginnt, die nicht mehr zur Grundgesamtheit der Verteilung gehört. Im Folgenden wird das Verfahren kurz skizziert.

Bekanntermaßen kann die Wahrscheinlichkeit P von x_p als Integral der Wahrscheinlichkeitsdichtefunktion innerhalb der Grenzen x_1 und x_2 definiert werden:

$$P(x_1 \leq x_p \leq x_2) = \int_{x_1}^{x_2} f(x) dx \quad . \quad 10.1$$

Wird nun bei konstanter Wahrscheinlichkeit P die Wahrscheinlichkeitsdichtefunktion f erhöht, verringert sich die Differenz zwischen den Grenzen x_1 und x_2 sowie umgekehrt. Dabei ist aus einem der Größe nach sortierten Datenkollektiv ($x_1 < x_2, \dots < x_n$) die Größe der Differenz zwischen den einzelnen benachbarten Daten umgekehrt proportional zur Wahrscheinlichkeit des Auftretens im Datenkollektiv. Die Grenze zu einem oberen oder unteren Extremwertbereich (Abb. 10.1) wird dabei an dem Punkt definiert, an dem die Differenz eines Teilbereiches sich signifikant vom übrigen Datenkollektiv unterscheidet. Dieser Punkt deutet den Beginn einer tendenziellen Entwicklung an. Um diesen Punkt als signifikant zu definieren, wird bei Gerstengarbe & Werner (1989, 1999), wie auch bei Brunetti et al. (2001), der sequenzielle MANN-KENDALL-Test (Sneyers, 1990) in zwei Richtungen verwendet. Auf eine ausführliche Beschreibung der Methodik wird an dieser Stelle verzichtet, da sie bereits bei der Progressiven Analyse (Kap. 4.1.1) vorgestellt wurde.

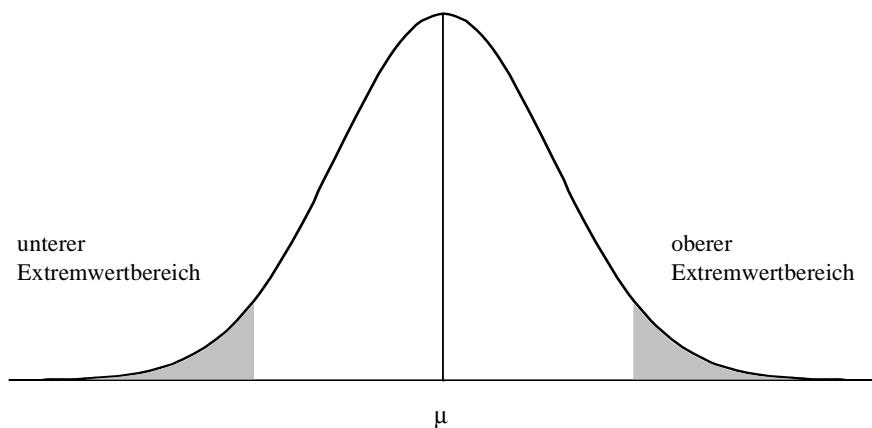


Abb. 10.1 Schematische Darstellung des oberen und unteren Extremwertbereiches in einer Normalverteilung.

10.3 Ergebnisse der Extremwertuntersuchung

Um einen klimatologischen Zusammenhang zwischen den unterschiedlichen, saisonalen hochwasserreichen und hochwasserarmen Phasen (Sturm et al., 2001) und den saisonbezogenen Klimaklassifikationen (Kap. 8) aufzeigen zu können, werden aus den Klassifikationen exemplarisch einzelne Klimatypen, die sich im Einzugsgebiet der verschiedenen Flüsse und Flussabschnitte befinden und einen Zusammenhang zwischen Hochwasserphasen und Klimatypen zeigen, näher untersucht. Die verschiedenen Flüsse und Flussabschnitte sowie die dort vorkommenden Klimatypen sind in den Abbildungen der saisonbezogenen Klimaklassifikation (s. Kap. 8) dargestellt. Für diese Klimatypen werden sowohl die oberen als auch die unteren Extremwertbereiche des Niederschlages bestimmt und dem Hochwasser der Flüsse und Flussabschnitte gegenübergestellt. Verglichen werden dabei die oberen Extremwertbereiche mit den hochwasserreichen und die unteren Extremwertbereiche mit den hochwasserarmen Phasen. Parallel dazu werden die oberen und unteren Extremwertbereiche der Temperaturen betrachtet, um auch über die Klimavariabilität beider Parameter in den einzelnen Klimatypen Aussagen treffen zu können.

10.3.1 Winterextreme

Bei den Winterextremen wird das Summenmittel des Niederschlages der Monate Dezember bis Februar betrachtet und im Folgenden in untere und obere Extreme unterschieden. Eine nähere Betrachtung für die Winterextreme erfolgt exemplarisch für den Klimatyp 8.

10.3.1.1 Untere Extreme

In Abb. 10.2 werden die Extremwertbereiche des Niederschlages für den Klimatyp 8 mit den hochwasserarmen Phasen dargestellt. Es soll gezeigt werden, ob die extrem geringen Niederschläge mit den hochwasserarmen Phasen korrespondieren.

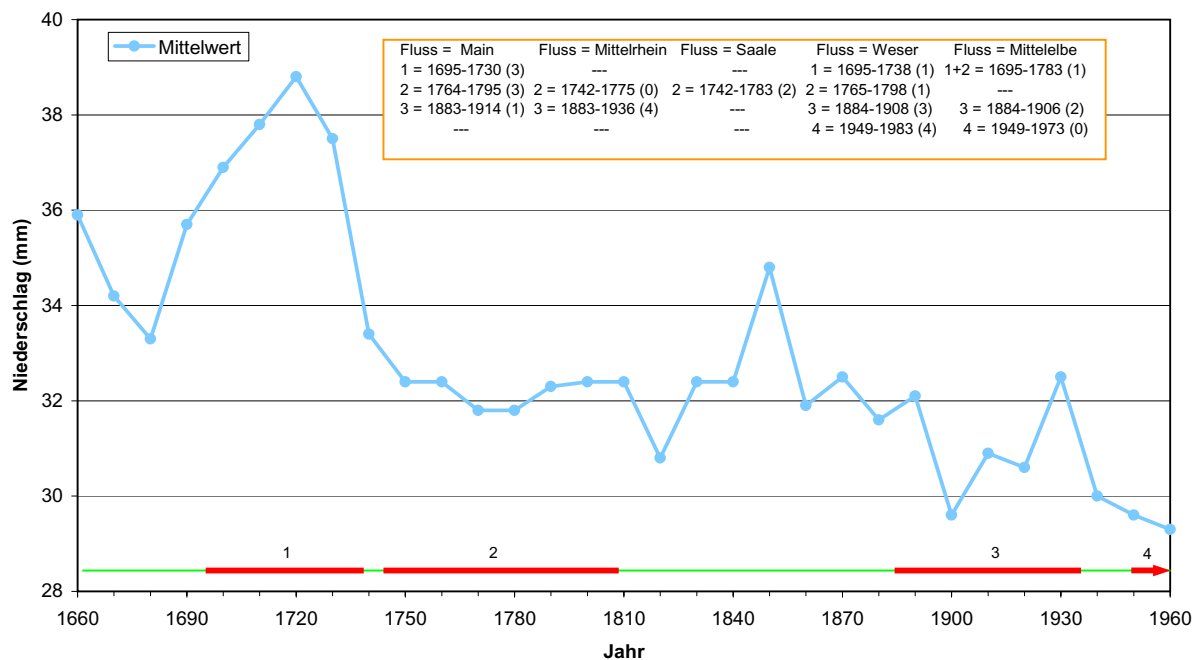


Abb. 10.2 *Natürlicher unterer Extremwertbereich für den Niederschlag des Klimatyps 8 im Winter im Vergleich mit hochwasserarmen Phasen verschiedener Flüsse und Flussabschnitte. Gelber Kasten = zeitl. Überblick über die hochwasserarmen Phasen, rote Balken = hochwasserarme Phasen, hinter den Phasenzeiten in Klammern = abs. Hochwasserauftrittshäufigkeiten.*

Der gelbe Kasten zeigt die Phasen, in denen bei den Flüssen und Flussabschnitten Hochwasser auftraten. Die in Klammern stehenden Zahlen hinter den Zeiträumen bei Flüssen und Flussabschnitten geben die Anzahl der Hochwasserereignisse in den jeweiligen Phasen wieder. Für die Phase 1 ist ein Zusammenhang mit dem unteren Extremwertbereich des Niederschlages nicht zu erkennen. Es wird ein gegenteiliger Verlauf der Extremwertkurve in diesem Zeitraum beobachtet, der keine Verbindung zwischen Niederschlag und Phase aufzeigt. Mit der Phase 2 wird ein Zusammenhang zwischen hochwasserarmen Phasen und den Extremen deutlicher und ist ebenso bei den Phasen 3 und 4 zu beobachten.

Um neben den Extremwertbereichen des Niederschlages auch die der Temperatur in denselben Zeitabschnitten zu verdeutlichen, werden in Abb. 10.3 beide Kurven der Extremwertbereiche mit den jeweiligen Trends dargestellt.

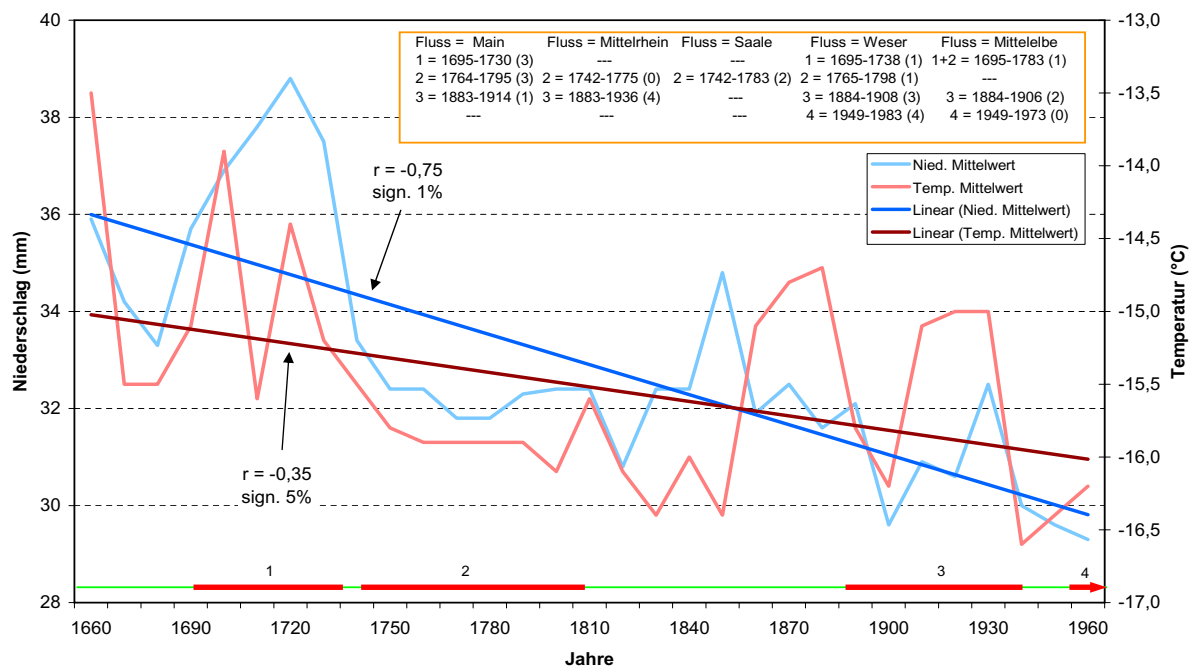


Abb. 10.3 Natürliche untere Extremwertbereiche und Trends für Temperatur und Niederschlag des Klimatyps 8 im Winter. r = Korrelationskoeffizient nach Spearman (Hartung et al., 2002), sign. = signifikant bei z.B. 5 % Irrtumswahrscheinlichkeit, gelber Kasten = zeitl. Überblick über die hochwasserarmen Phasen, rote Balken = hochwasserarme Phasen, hinter den Phasenzeiten in Klammern = abs. Hochwasserauftrittshäufigkeiten.

Deutlich zu erkennen sind die abfallenden Extremwertkurven beider Parameter, die am Beginn und am Ende deutliche Extremwertschwankungen aufweisen. Die Schwankungen am Beginn des Untersuchungszeitraumes fallen in die Zeit des Late Maunder Minimums (1675-1715) (Frenzel, 1994) und werden nachfolgend von einer Zeitspanne mit geringeren Schwankungen abgelöst. Die größeren Schwankungen zum Ende des 19. und beginnenden 20. Jahrhundert stimmen mit dem Klimawandel in dieser Zeit überein.

10.3.1.2 Obere Extreme

In der Abb. 10.4 werden die Extremwerte des Niederschlags für den Klimatyp 8 mit hochwasserreichen Phasen der verschiedenen Fließgewässer dargestellt.

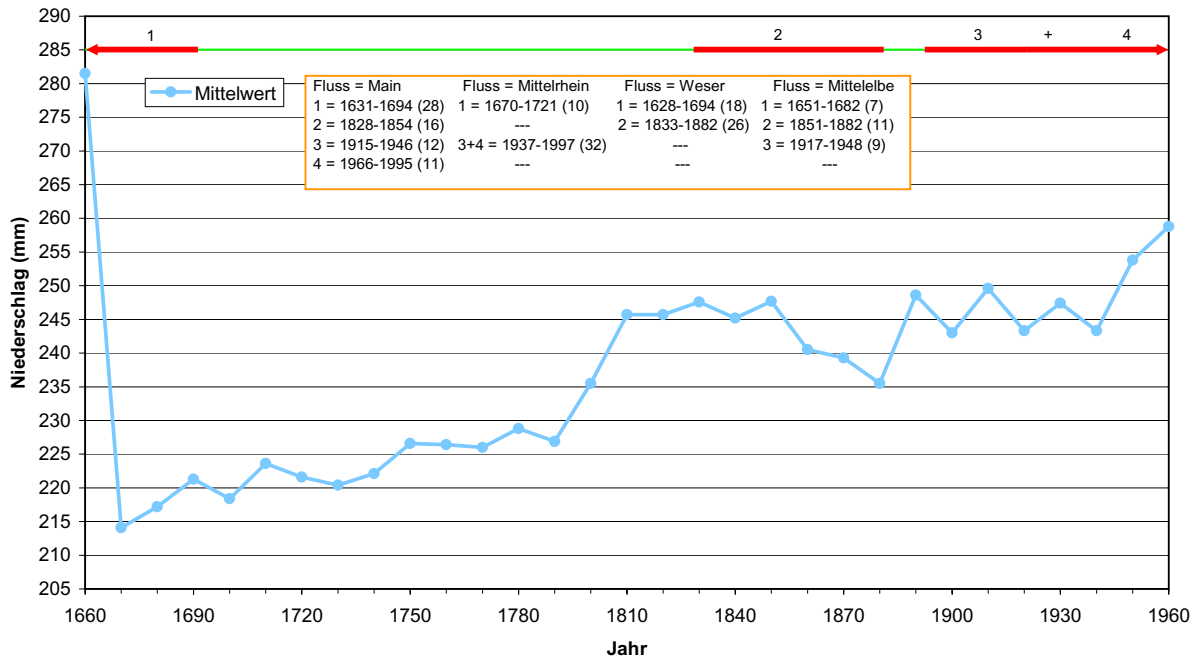


Abb. 10.4 Natürlicher oberer Extremwertbereich für den Niederschlag des Klimatyps 8 im Winter im Vergleich mit hochwasserreichen Phasen verschiedener Flüsse und Flussabschnitte. Gelber Kasten = zeitl. Überblick über die hochwasserreichen Phasen, rote Balken = hochwasserreiche Phasen, hinter den Phasenzeiten in Klammern = abs. Hochwasserauftrittshäufigkeiten.

Es zeigen sich vier verschiedene hochwasserreiche Phasen, die keinen deutlichen Zusammenhang zu den Extremwerten darstellen. Es wird zwar zwischen Phase 1 und der Extremwertkurve in der Periode 1660 ein Zusammenhang beobachtet, der aber bereits in der Periode 1670 durch den starken Abfall der Kurve nicht mehr besteht. Vermutlich spielt auch hier, analog Abb. 10.2, der geringere Informationsgehalt bei der Klimadatenrekonstruktion (Kap. 3.2.2) eine wichtige Rolle. Bei den Phasen 2 und 3 sind Verbindungen mit den Extremen nicht deutlich zu erkennen. Durch den kontinuierlichen Anstieg bleibt ein direkter Zusammenhang aus. Allerdings verdeutlicht der Kurvenanstieg und das Vorhandensein von Hochwasserphasen auch, dass die Verschiebung des Extremwertbereiches zu einer Häufung von Hochwasserphasen führt. Die Hochwasserphase 4 und die Extremwertkurve bestätigen den Zusammenhang nochmals.

In der folgenden Abb. 10.5 werden die Grenzen des oberen Extremwertbereiches beider Klimaparameter des Klimatyps 8 dargestellt.

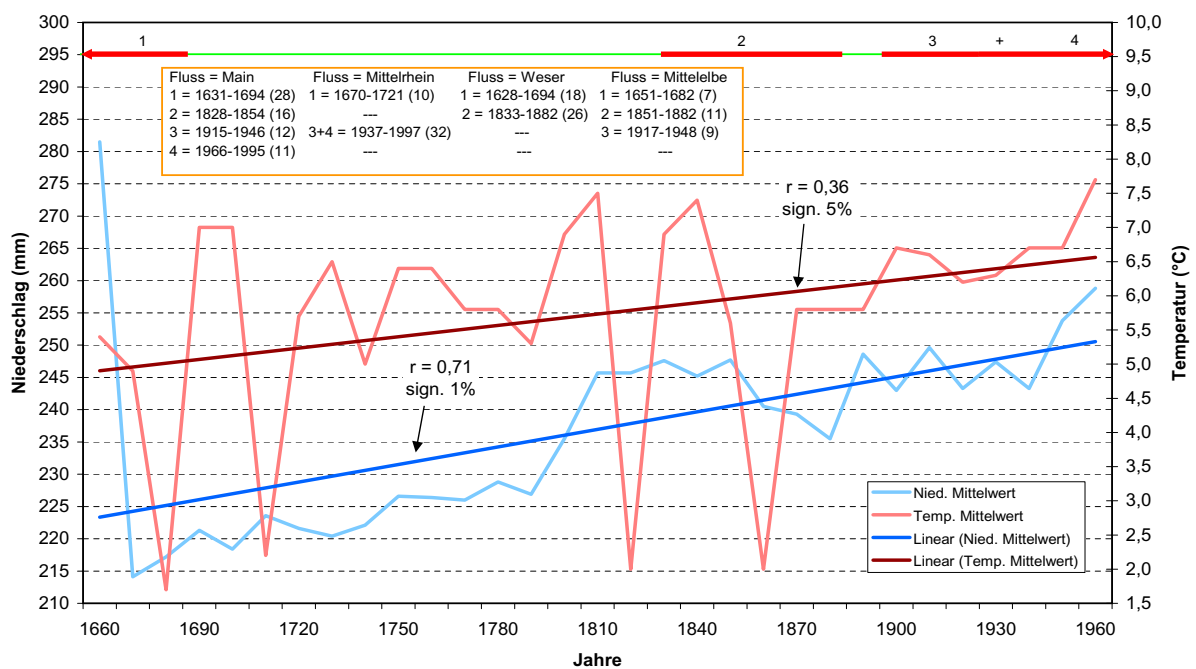


Abb. 10.5 Natürliche obere Extremwertbereiche und Trends für Temperatur und Niederschlag des Klimatyps 8 im Winter. r = Korrelationskoeffizient nach Spearman (Hartung et al., 2002), sign. = signifikant bei z.B. 5 % Irrtumswahrscheinlichkeit. Gelber Kasten = zeitl. Überblick über die hochwasserreichen Phasen, rote Balken = hochwasserreiche Phasen, hinter den Phasenzeiten in Klammern = abs. Hochwasserauftrittshäufigkeiten.

Sowohl die Extremwertkurve der Temperatur als auch die des Niederschlages weisen einen signifikant positiven Trend auf. Zu Beginn des Untersuchungszeitraumes sind große Temperaturschwankungen zu beobachten, die auf die kühlere Klimaphase des Late Maunder Minimums zurückzuführen sind. Von Beginn bis zur Mitte des 19. Jahrhunderts treten nochmals große Temperaturschwankungen auf, die mit der kühleren Phase des Dalton Minimums (Usoskin et al., 2002; Mursula et al., 2003) in Verbindung gebracht werden können.

Die Niederschlagskurve zeigt zu Beginn des Untersuchungszeitraumes einen sehr hohen Wert, der in den zeitlichen Verlauf der Kurve nicht hineinpasst. Über den gesamten Zeitraum weist die Kurve einen kontinuierlichen Anstieg aus, der am Übergang vom 17. zum 18. Jahrhundert - zum Übergang des Dalton Minimums - einen markanten Anstieg zeigt. Ein solcher Anstieg ist ebenfalls am Ende zu beobachten.

Die Ergebnisse der unteren und oberen Extreme der Winterperiode veranschaulichen durch die signifikant fallenden und steigenden Trends und die damit verbundenen niedrigeren und höheren Temperatur- und Niederschlagsextreme zum Untersuchungsende, dass sich die Definitionsgrenzen der Extremwertbereiche in der Verteilung nach außen verschoben haben. Damit geht eine Erweiterung des nicht-extremen Wertebereiches einher, der bei konstanter Datenanzahl der betrachteten Parameter - innerhalb der Verteilungsfunktion - mit einer Variabilitätssteigerung und vermehrten extremen Klimaereignissen verbunden ist.

10.3.2 Frühlingsextreme

Bei der Betrachtung der Frühlingsextreme wurden die Mittel der verschiedenen Klimatypen aus den Monaten März bis Mai mit den hochwasserarmen und -reichen Phasen der Fließgewässer der entsprechenden Zeit verglichen.

10.3.2.1 Untere Extreme

Analog der Winterextreme lassen sich auch hier keine deutlichen Zusammenhänge zwischen entsprechenden Klimatypen und bestimmten Klimaphasen (Late Maunder Minimum, Dalton Minimum oder wärmere Phasen im 18. und 20. Jahrhundert) und den hochwasserarmen Phasen ableiten. Daher wird an dieser Stelle nicht näher auf einen detaillierten Vergleich eingegangen.

Nachfolgend werden in Abb. 10.6 exemplarisch die unteren Extremwertbereiche des Klimatyps 15 für beide Klimaparameter dargestellt. Dabei sind deutlich größere Schwankungen innerhalb der beiden Extremwertkurven, verglichen mit den unteren Extremwertbereichen der Winterperiode, zu erkennen.

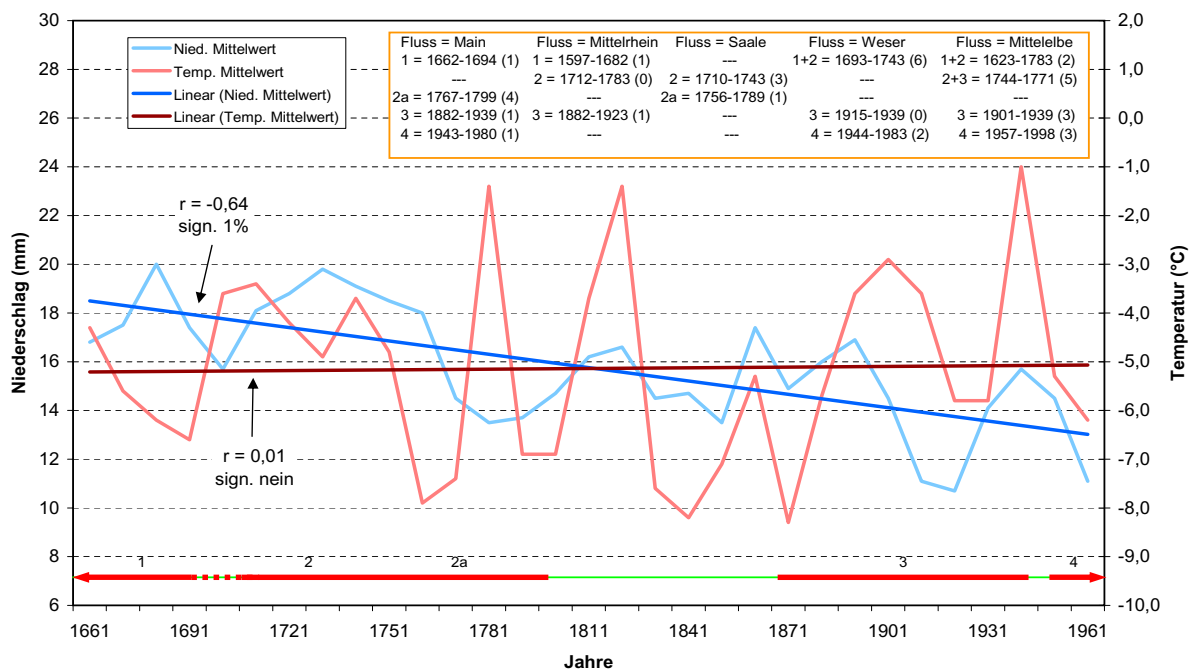


Abb. 10.6 Natürliche untere Extremwertbereiche und Trends für Temperatur und Niederschlag des Klimatyps 15 im Frühling. r = Korrelationskoeffizient nach Spearman (Hartung et al., 2002), sign. = signifikant bei z.B. 5 % Irrtumswahrscheinlichkeit. Gelber Kasten = zeitl. Überblick über die hochwasserarmen Phasen, rote Balken = hochwasserarme Phasen, hinter den Phasenzeiten in Klammern = abs. Hochwasserauftrittshäufigkeiten.

Die Extremwertkurve des Niederschlages zeigt einen signifikanten Abwärtstrend, wobei die Kurve große Schwankungen über den gesamten Zeitraum aufweist. Die Kurve der Temperaturextreme zeigt im Gegensatz dazu keinen signifikant negativen Trend. Bei näherer Betrachtung der Temperaturkurve kann über den Untersuchungszeitraum ein geringer nicht signifikanter Aufwärtstrend gesehen werden, der mit dem Anstieg der Kurve im 20. Jahrhundert verbunden ist. Lediglich der extreme Niederschlagsbereich deutet durch den Kurvenverlauf auf

eine Verschiebung der unteren Definitionsgrenze der Extremwerte mit der Erweiterung des unteren "normalen" Wertebereiches hin. Dieses tritt bei der Temperatur nicht auf.

10.3.2.2 Obere Extreme

Hier ist analog der Untersuchung der unteren Extreme des Frühlings kein deutlicher Zusammenhang zwischen oberen Extremen und den hochwasserreichen Phasen der verschiedenen Klimatypen festzustellen. Lediglich die hochwasserreichen Phasen 1 und 2, die in die Zeiten des Late Maunder Minimums und die folgende wärmere Phase fallen, lassen einen Zusammenhang mit der Extremwertkurve erahnen. Allerdings demonstriert der Vergleich der Extremwerte beider Parameter des Klimatyps 15 in Abb. 10.7 signifikant steigende Trends, wobei der zeitliche Zusammenhang, dargestellt durch den Korrelationskoeffizienten, über den gesamten Untersuchungszeitraum beim Niederschlag größer ist als bei der Temperatur.

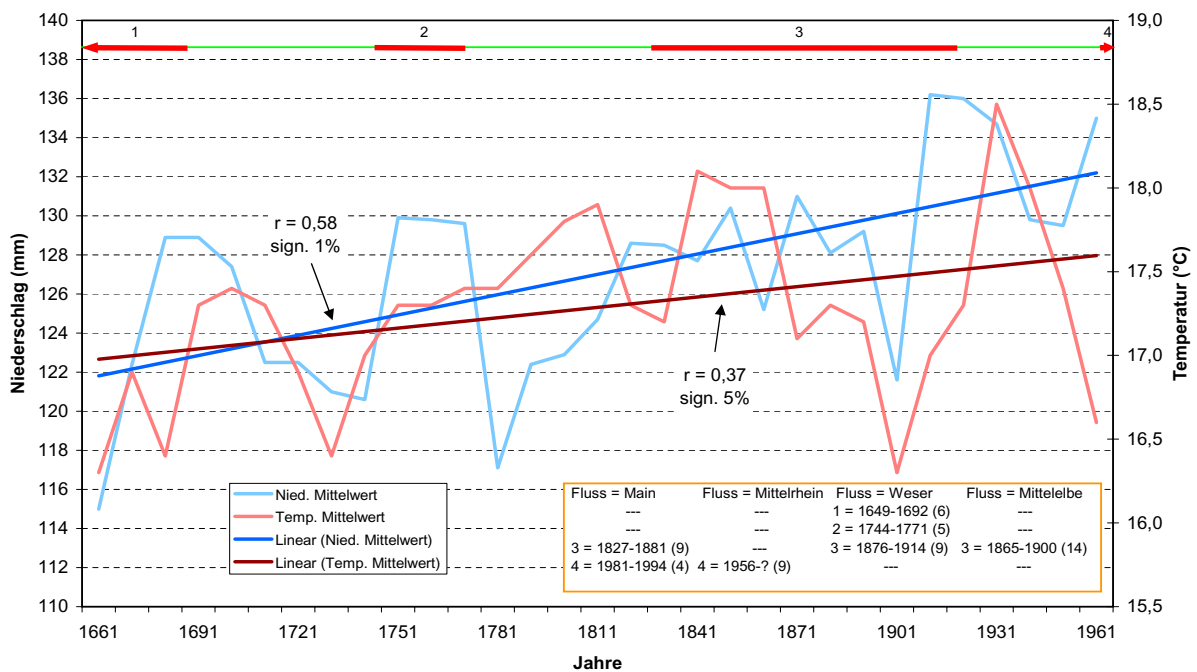


Abb. 10.7 Natürliche obere Extremwertbereiche und Trends für Temperatur und Niederschlag des Klimatyps 15 im Frühling. r = Korrelationskoeffizient nach Spearman (Hartung et al., 2002), sign. = signifikant bei z.B. 5 % Irrtumswahrscheinlichkeit. Gelber Kasten = zeitl. Überblick über die hochwasserreichen Phasen, rote Balken = hochwasserreiche Phasen, hinter den Phasenzeiten in Klammern = abs. Hochwasserauftrittshäufigkeiten.

Beim Vergleich der oberen und unteren Extremwertbereiche des Klimatyps 15 in Abb. 10.6 und Abb. 10.7 ist eine Verstärkung der Klimavariabilität beim Niederschlag sowohl im unteren als auch oberen Bereich festzustellen. Eine solche Variabilitätserhöhung beruht bei der Temperatur hingegen nur auf der Erhöhung des oberen Extremwertbereiches.

10.3.3 Sommerextreme

Bei der dritten saisonalen Betrachtung werden die Sommerextreme im Mittel der drei Monate Juni bis August behandelt. Wie bei den Winter- und Frühlingsextremen werden verschiedene Klimatypen mit den zeitlich passenden Phasen der Hochwasser verglichen sowie exemplarisch ein Klimatyp, der einen zeitlichen Zusammenhang mit den Hochwasserphasen zeigt. Allerdings ergeben sich auch in diesem saisonalen Abschnitt keine deutlichen Verknüpfungen zwischen unteren und oberen Extremen und den entsprechenden Phasen der Hochwasser. Um den zeitlichen Verlauf der Extreme beider Parameter dennoch zu diskutieren, wird an dieser Stelle exemplarisch auf den Klimatyp 19 eingegangen, der im Gebiet der Fluss- und Fließabschnitte zu finden ist.

10.3.3.1 Untere Extreme

Die Abb. 10.8 stellt die unteren Extremwertbereiche beider Klimaparameter des Klimatyps 19 dar. Lediglich bei der Hochwasserphase 3 ergibt sich eine Verbindung zur Verschiebung des Extremwertbereiches. Sonst ist ein Zusammenhang nicht erkennbar.

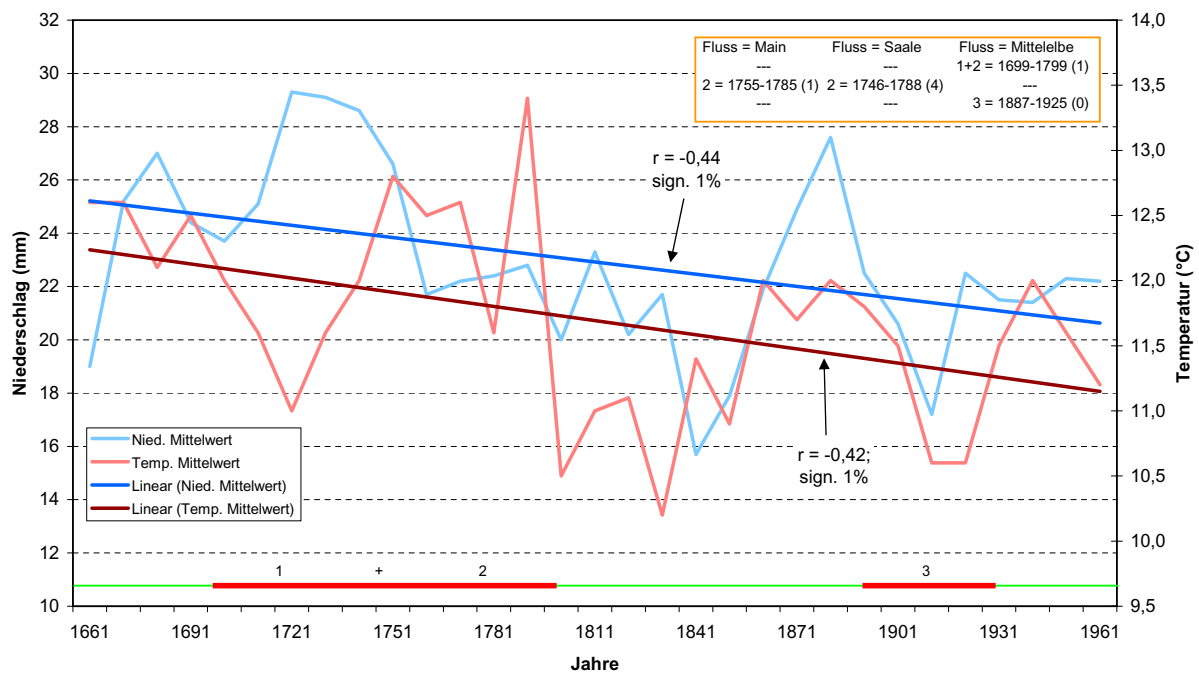


Abb. 10.8 *Natürliche untere Extremwertbereiche und Trends für Temperatur und Niederschlag des Klimatyps 19 im Sommer. r = Korrelationskoeffizient, sign. = signifikant bei z.B. 5 % Signifikanzniveau. Gelber Kasten = zeitl. Überblick über die hochwasserarmen Phasen, rote Balken = hochwasserarme Phasen, hinter den Phasenzeiten in Klammern = abs. Hochwasserauftrittshäufigkeiten.*

Die Extremwertkurven beider Klimaparameter zeigen jeweils fallende Kurvenverläufe mit signifikanten Trends. Zu Beginn des Untersuchungszeitraumes ist ein klimatischer Zusammenhang zwischen Late Maunder Minimum (1675-1715) und den beiden Klimaparametern nicht zu erkennen. Erst verzögert treten im ersten Drittel des 18. Jahrhunderts größere Veränderungen in den jeweiligen Extremwertkurven auf. Mit dem Beginn des

19. Jahrhunderts treten vor allem bei der Extremwertkurve der Temperatur, später aber auch beim Niederschlag, niedrigere Extremwerte auf, die mit der kühleren Periode des Dalton Minimums (1790-1830) in Verbindung gebracht werden können. Im Verlauf des 19. Jahrhunderts fällt vor allem die Veränderung der Niederschlagsextreme auf, die sich zu Beginn des 20. Jahrhunderts in einem Abfallen der Extremwertbereiche zeigt.

10.3.3.2 Obere Extreme

Wie bereits erwähnt, ist eine Übereinstimmung zwischen Extremen und Phasen der Hochwasser nicht eindeutig zu belegen. Lediglich die Hochwasserphase 2 und der Anstieg der Extremwertkurve des Niederschlages im Zeitraum um 1751/80 zeigen eine Übereinstimmung (Abb. 10.9).

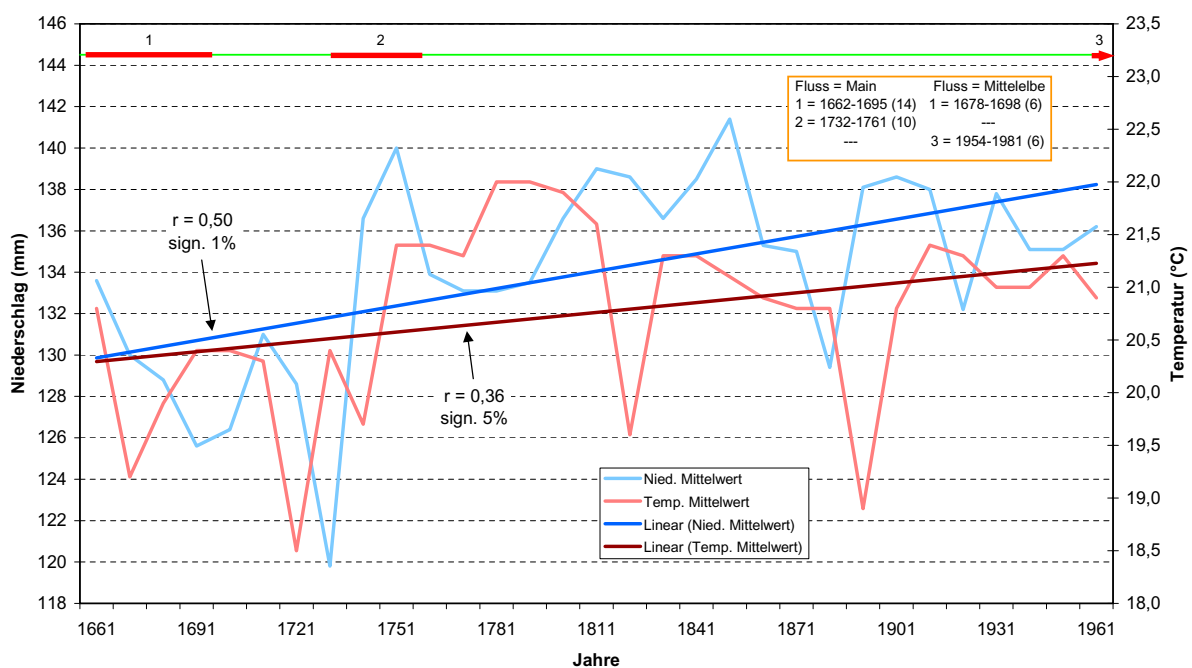


Abb. 10.9 Natürliche obere Extremwertbereiche und Trends für Temperatur und Niederschlag des Klimatyps 19 im Sommer. r = Korrelationskoeffizient, sign. = signifikant bei z.B. 5 % Signifikanzniveau. Gelber Kasten = zeitl. Überblick über die hochwasserreichen Phasen, rote Balken = hochwasserreiche Phasen, hinter den Phasenzeiten in Klammern = abs. Hochwasserauftrittshäufigkeiten.

In der Abb. 10.9 werden die zeitlichen Kurvenverläufe beider Klimaparameter der oberen Extremwertbereiche des Klimatyps 19 dargestellt. Zu erkennen sind die signifikanten Trendgeraden beider Klimaparameter, deren Kurven bis ins erste Drittel des 18. Jahrhunderts unter den Trendlinien verlaufen und, wie bei den unteren Extremen, ein verzögertes Auftreten gegenüber der kühleren Phase des Late Maunder Minimums zeigen. Die spätere wärmere Phase des 18. Jahrhunderts wird durch beide Extremwertkurven mit entsprechend höheren Extremwerten beantwortet. Der Beginn des 19. Jahrhunderts, der mit der kühleren Phase des Dalton Minimums verbunden ist, ist ebenfalls in der Kurve der Temperaturextreme wieder zu finden. Im Übergang zum 20. Jahrhundert fallen die Extremwertkurven beider Parameter kurzfristig ab, um schließlich dem Anstieg der Trendgeraden bis zum Untersuchungsende zu folgen.

Der Vergleich zwischen den unteren Extremen Abb. 10.8 und oberen Extremen Abb. 10.9 demonstriert auch hier, dass sich die Klimavariabilität im Sommer vom Untersuchungsbeginn bis zum Ende deutlich erhöht hat.

10.4 Diskussion

Bei der Untersuchung der Extreme in Klimatypen aus der Klimaklassifikation (Kap. 8) und zeitlich verschiedenen Hochwasserphasen ergaben sich keine deutlichen Übereinstimmungen zwischen den Veränderungen der Extremwertbereiche und den hochwasserarmen und hochwasserreichen Phasen zu bestimmten Zeiten. Da das Auftreten von Hochwasser im allgemeinen nur in kurzen zeitlichen Abschnitten verläuft, die wenige Tage bis Wochen umfassen, ist die Betrachtung von Extremwerten aus 30-jährigen Mitteln und 31-jährigen gleitenden Hochwasserhäufigkeiten zu grob, um vernünftige Vergleiche bzw. Übereinstimmungen festzustellen. Um so mehr zeigt aber die saisonbezogene Extremwertuntersuchung der Klimaparameter eine überwiegend deutliche Verschiebung der Extremwertbereiche, die in den betrachteten Klimatypen dazu führt, dass der Extremwertebereich stärker in die Randbereiche der Wahrscheinlichkeitsdichtefunktion verschoben wird. Damit nimmt der quasi "normale" Wertebereich zu, womit eine höhere Klimavariabilität einhergeht und das Auftreten von extremeren Klimaerscheinungen häufiger wird.

Die Entstehung von Hochwasser ist mit einem komplizierten Geneseprozess verbunden, der unter anderem mit dem Auftreten von kurzfristigen Starkniederschlägen in Zusammenhang steht (Dyck & Peschke, 1995). Daher sind Aussagen unter Zuhilfenahme monatlicher Extremwerte zur Klärung von Hochwasser normalerweise nicht geeignet. Dennoch wurde hier aufgrund der fast gleichen Datenstrukturen von 31-jährigen Phasen der Hochwasser und Extremwerten aus 30-jährigen Klimareihen der Klimatypen eine Möglichkeit gesehen, qualitative Aussagen über die Verbindung zwischen Extremwertbereichen des Niederschlages aus den einzelnen Klimatypen und dem phasenweisen Auftreten von Hochwassern zu machen.

Die Vergleiche zwischen den unterschiedlichen Hochwassertypen und den Extremwertbereichen des Niederschlags aus den saisonalen Klimatypen zeigen allerdings keine deutlichen Verbindungen und deuten daher kaum auf einen klimatologischen Zusammenhang hin. Das gilt sowohl für den positiven als auch den negativen Extremwertfall. Treten Übereinstimmungen zwischen Phasen der Hochwasser und Extremwertperioden auf, so werden diese durch gleichermaßen vorhandene Nicht-Übereinstimmungen abgelöst, sodass sich eine eindeutige Verbindung zwischen Phasen und Perioden nicht belegen lässt.

Durch die Untersuchung der Extremwertbereiche beider Klimaparameter der saisonalen Zeitabschnitte konnten differenzierte Aussagen über die Variabilität des Klimas in den einzelnen Klimatypen gemacht werden. Es ist deutlich zu erkennen, dass sie sich innerhalb des Untersuchungszeitraumes von rd. 300 Jahren in allen klimatischen Abschnitten (Winter, Frühling und Sommer) vergrößert hat. Die Klimavariabilität wurde dabei jeweils durch die signifikant steigenden bzw. fallenden Trends der oberen und unteren Extremwertkurven der Klimatypen demonstriert, die zu einer Verschiebung der Definitionsgrenzen der Extremwertbereiche führen. Durch diese Verschiebung verändert sich bei gleich bleibender

Datenanzahl die Anzahl der Klimadaten, die nicht mehr dem Extremwertbereich angehören. Es handelt sich dabei um eine Schwellenwertverschiebung, ab der bestimmte Werte dem Extremwertbereich neu zugeordnet werden. Durch den veränderten Extremwertbereich können sich auch die Wahrscheinlichkeiten für einen bestimmten zu betrachtenden Wert verändert haben, womit sich unabhängig einer evtl. Extremwertzugehörigkeit die Häufigkeit des Auftretens eines bestimmten Wertes erhöhen bzw. verringern kann.

Innerhalb der saisonalen Abschnitte treten in den oberen und unteren Extremwertbereichen verschieden hohe Schwankungen in den Extremwertkurven auf, die im Frühling am größten sind und vom Sommer zum Winter immer kleiner werden. Trotzdem sind sowohl die kühleren Perioden des Late Maunder Minimums (1675-1715) als auch des Dalton Minimums (1790-1830) sowie der Klimawandel am Beginn des 20. Jahrhunderts gut zu erkennen. Allerdings muss die Qualität der rekonstruierten Klimadaten vor allem in den frühen Jahren berücksichtigt werden, die dort durch die Verwendung von Mittelwerten eine scheinbare Variabilitätsniedrigung vortäuscht.

11 Phänologische Untersuchung

Bei der Extremwertuntersuchung (Kap. 10) wurde bereits der Zusammenhang zwischen historischen Klimaparametern und verschiedenen Hochwasserphasen diskutiert. Mit diesem Kapitel wird nun eine weitere Anwendung der rekonstruierten bzw. historischen Klimazeitreihen aufgezeigt, die die Phänologie, hier den Vegetationsbeginn von Pflanzen, im Untersuchungsgebiet (Kap. 2) bzw. in einzelnen Regionen Europas behandelt.

Die Phänologie ist die Lehre des zeitlichen Erscheinens von Entwicklungsstufen der Pflanzen unter dem Einfluss der Witterung und stammt vom altgriechischen "phainesthai" = erscheinen und "logos" = Kunde oder Lehre ab (Seyfert, 1966). Die frühesten phänologischen Beobachtungen wurden bereits im 8. Jahrhundert nach Chr. in Japan durchgeführt. Diese standen mit dem dort alljährlich gefeierten Kirschblütenfest in engem Zusammenhang (Schnelle, 1955; Seyfert, 1960). In Europa reichen die ältesten phänologischen Beobachtungen bis 1736 zurück und sind durch die Familie Marsham aus Norfolk bekannt geworden (Sparks, 1999). Aber schon im Mittelalter wurden erste pflanzenphänologische Aufzeichnungen vorgenommen (Pfister, 1984). Um 1750 machte sich der Botaniker Carl v. Linné um die wissenschaftliche Auswertung von pflanzenspezifischen Beobachtungen wie Blattentfaltung, Aufblühen, Reife der Früchte und Blattfall verdient. Die Untersuchungen führte Linné an verschiedenen Orten in Schweden durch und initiierte damit das erste Netzwerk zur Betrachtung der pflanzlichen Phänologie. Die Phänologie nahm an Bedeutung zu, als der Botaniker Hoffmann und sein Schüler Ihne 1884 den "Phänologischen Aufruf" und später die jährlich erscheinenden "Phänologischen Mitteilungen" veröffentlichten. Zusammen bildeten Hoffmann und Ihne ein weiträumiges Beobachtungsnetz, das bereits im 19. Jahrhundert über die Grenzen Deutschlands hinaus reichte, aber 1941 durch die Kriegswirren zusammenbrach (Schnelle, 1955; Seyfert, 1960). Ab den 50er Jahren des letzten Jahrhunderts wurden systematische phänologische Beobachtungen durch die verschiedenen nationalen Wetterdienste in Europa ausgebaut, die beim Deutschen Wetterdienst 1953 begannen und durch den namhaften Botaniker F. Schnelle 1957 in der Gründung der ersten internationalen phänologischen Gärten (IPG) mündeten. Der Gedanke, der mit den internationalen phänologischen Gärten verfolgt wird, beruht darauf, in allen diesen Gärten verschiedene vegetativ vermehrte, d.h. geklonte Pflanzen anzupflanzen und deren Entwicklung unter dem Aspekt der unterschiedlichen klimatischen Einflüsse zu beobachten und miteinander zu vergleichen (Chmielewski, 1996; Defila, 2001).

Der Komplex an Faktoren, der auf das Pflanzenwachstum einwirkt, ist nicht allein durch die klimatischen Elemente wie Temperatur, Strahlung und Niederschlag bestimmt, sondern auch durch Pflanzenkrankheiten, Pflanzenschädlinge sowie den Konkurrenzdruck der Pflanzen untereinander. Dazu gehört ebenfalls die individuelle genetische Vielfalt der Pflanzen, die auf die phänologischen Phasen von Pflanzen einwirkt (Schnelle, 1955; Kramer, 1996; Menzel, 2000). Auch der Boden mit den Faktoren Bodenwasser, Bodentemperatur und Bodennährstoffen sowie der pH-Wert des Bodens übt einen nicht zu unterschätzenden Einfluss auf das Pflanzenwachstum aus (Wielgolaski, 2001). Als weiterer Faktor ist der steigende CO₂-Gehalt der Atmosphäre zu nennen, der durch die Verwendung fossiler Brennstoffe entsteht

und maßgeblich zur Veränderung des Kohlenstoffkreislaufes beiträgt (IPCC, 2001a). Der atmosphärische Kohlenstoff dient als Kohlenstoffquelle bei der Fotosynthese. Durch die Erhöhung des CO₂-Gehalts wird die Fotosyntheserate bei den meisten Pflanzen begünstigt mit der Folge eines gesteigerten Pflanzenwachstums (Goudriaan & Zadoks, 1995). Durch die erhöhte Aufnahme von Kohlendioxid pro Zeiteinheit können die Öffnungszeiten der Stomata der Pflanzen verringert werden, was wiederum zu einer Reduzierung des Wasserverlustes führt. Dadurch kommt es zu einer verbesserten Wasserausnutzung der Pflanze im Verhältnis zur Kohlenstoffaufnahme.

Der Gehalt von CO₂ ist in der Nordhemisphäre natürlichen Schwankungen unterworfen und wird durch das Pflanzenwachstum mitbeeinflusst, wobei im Winter der CO₂-Gehalt steigt und im Sommer abfällt, was einer Konzentrationsschwankung von rund 20 ppm entspricht. Seit den 60er Jahren des letzten Jahrhunderts ist die jährliche Schwankung des saisonalen CO₂-Zyklus um rund 20-40 % gestiegen, das nach Keeling et al. (1996) dazu führt, dass sich das Pflanzenwachstum um rd. sieben Tage verlängert hat. Als entscheidender Klimafaktor in den mittleren und hohen Breiten gilt die Temperatur, da sie als limitierender Faktor für das Wachstum im Frühjahr verantwortlich ist (Spano et al., 1999; Kramer et al., 2000; Menzel, 2000; Sparks et al., 2000; Chmielewski & Rötzer, 2002).

Ähnlich der Akzeptanz, indirekte Klimadaten bzw. Proxydaten (s.a. Kap. 3.2.1) zur Beschreibung der Klimavariabilität der Vergangenheit zu verwenden (Pfister, 1999), wird seit dem Ende des letzten Jahrhunderts auch die Notwendigkeit gesehen, auf phänologische Indikatoren zur Beschreibung des Klimawandels zurückzugreifen, die eine Erhöhung der Temperatur, vor allem in vielen Gebieten der nördlichen Hemisphäre, phasengenau beschreiben können. Dabei spielen phänologische Zeitreihen als sehr sensitive Daten eine wichtige Rolle bei der Beschreibung globaler und regionaler Klimaverhältnisse (Chmielewski & Rötzer, 2001; Chmielewski et al., 2002).

Untersuchungen von Menzel & Fabian (1999), Chmielewski & Rötzer (2001), Robeson (2002) sowie Schaber (2002) zeigen, dass sich der Vegetationsbeginn in Deutschland und Europa verfrüht hat, was letztlich dazu führt, dass es zu einer Verlängerung des Vegetationszeitraumes kommt. Diese Entwicklung des Klimas gilt es zukünftig bei den Primärproduzenten wie der Landwirtschaft, der Forstwirtschaft und dem Gartenbau zu berücksichtigen. Vor allem in der Landwirtschaft wird durch die früher wärmeren Temperaturen im Jahresverlauf und dem damit verbundenen längeren Vegetationszeitraum der Anbau von Kulturpflanzen mit höheren Temperaturansprüchen möglich. Damit ist theoretisch ein erhöhtes Ertragspotenzial in vormals kühleren Anbaugebieten möglich. Der Vegetationsbeginn bildet generell einen sehr wichtigen Indikator, der die Wirkungen von Witterung und Klima auf die Pflanzenentwicklung beschreibt. Beispielsweise werden durch die zunehmende Tageslänge und die ansteigenden Temperaturen im Frühjahr die Entwicklungsprozesse in der Pflanze angeregt und führen zum Austrieb von Knospen, Blättern und Blüten.

Für die historische Untersuchung der Phänologie im klimatologischen Untersuchungsgebiet (Kap. 2) wurde dem Verfasser dankenswerterweise von Chmielewski & Rötzer (2001) eine Vegetationsreihe zur Verfügung gestellt. Diese phänologischen Daten schließen vier verschiedene Baumarten ein: die Moorbirke (*betula pubescens*), die Vogelkirsche (*prunus avium*), die Vogelbeere (*sorbus aucuparia*) und die Alpenjohannisbeere (*ribes alpinum*), die in Kombination als alljährlicher Blatt-Entfaltungs-Index den Vegetationsbeginn in verschiedenen

IPG beschreibt. Der Vegetationsbeginn wird dabei so definiert, dass an der jeweiligen Pflanze 3 bis 4 Blätter vollständig entfaltet sein müssen. Um der unterschiedlichen Qualität der einzelnen Beobachtungen und der mikroklimatischen Unterschiede gerecht zu werden, wurden diese zuvor gemittelt und den 12 verschiedenen Naturräumen (Kap. 11.1) zugeordnet. Dabei sind Naturräume mit den verschiedenen IPG räumlich verbunden. Die phänologischen Reihen selbst standen für den Zeitraum 1969 bis 1998 zur Verfügung, sodass der überlappende Zeitraum für die hier vorgenommene Untersuchung, bedingt durch die historischen Klimadaten und die phänologischen Daten, von 1969 bis 1990 reicht.

11.1 Phänologisches Untersuchungsgebiet

Das Untersuchungsgebiet zur phänologischen Betrachtung weicht in seiner Größe vom klimatologischen Untersuchungsgebiet (Kap. 2) ab. Die Abb. 11.1 zeigt das weitgehend auf Europa konzentrierte phänologische Gebiet, das sich an die Klassifikation von Wagner (1971) anlehnt und bei Chmielewski & Rötzer (2001) durch 12 Naturräume beschrieben wird.

Der phänologisch betrachtete Raum erstreckt sich annähernd über die Koordinaten 75°N-33°N und 21°W-30°O und ist in Nord-Süd Richtung um ca. 5° nach Norden und in West-Ost Richtung um jeweils 10° kleiner als das klimatologische Gebiet (Kap. 2).

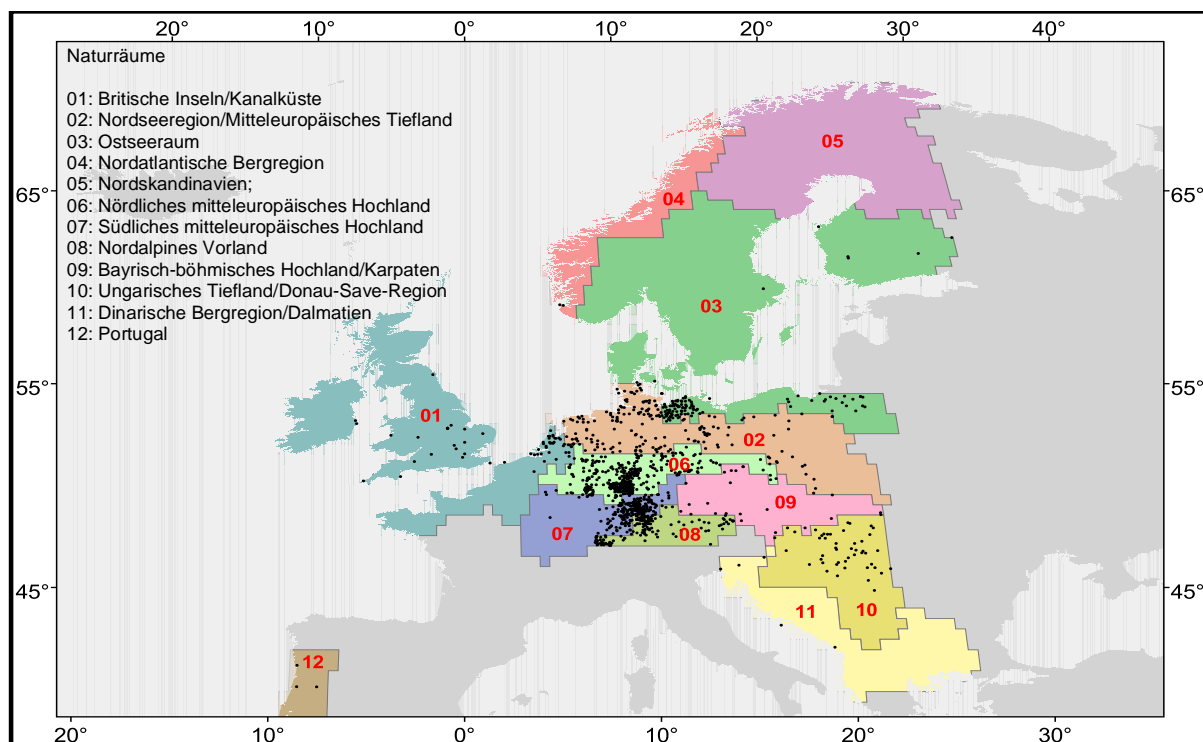


Abb. 11.1 Phänologisches Untersuchungsgebiet und Lage der Naturräume (NR) nach Chmielewski & Rötzer (2001), verändert, und die phänologischen Stationen des Deutschen Wetterdienstes (DWD), dargestellt durch schwarze Punkte.

Innerhalb des phänologischen Untersuchungsgebietes sind verschiedene Naturräume zu erkennen, die sich von Skandinavien (NR 4 und NR 5), der Ostseeregion (NR 3) über

Zentraleuropa und die Britischen Inseln (NR1 - NR11) bis nach Griechenland erstrecken. Im Südwesten liegt ein weiterer Naturraum, der die Landesgrenzen Portugals umfasst (NR12). Die in den Naturräumen vorhandenen internationalen phänologischen Gärten (IGP) kommen dort in unterschiedlich großer Anzahl vor und sind bei Chmielewski & Rötzer (2001) im Einzelnen aufgeführt.

11.2 Methode

Für die Untersuchung des historischen Vegetationsbeginns wurde nach der Methode von Chmielewski & Rötzer (2001) vorgegangen. Diese Methode ermöglicht es, auf unkomplizierte Weise mathematische Transferfunktionen (Runge & Schönwiese, 1986) bzw. Regressionsmodelle zu entwickeln und damit den Zusammenhang zwischen Phaseneintritt, hier dem Vegetationsbeginn, und dem Klimaparameter Temperatur zu beschreiben. In der genannten Untersuchung wurden monatliche Daten der Lufttemperatur NCEP/NCAR (Kalnay et al., 1996) von Januar bis Mai verwendet, um einen Zusammenhang zwischen Temperatur und Vegetationsbeginn aufzustellen. Diese Reanalysedaten besitzen eine relativ grobe Auflösung von ca. 2° in horizontaler Richtung.

Im Gegensatz zur Untersuchung von Chmielewski und Rötzer (2001) werden bei der Betrachtung des historischen Vegetationsbeginns die historischen Temperaturdaten mit der höheren Auflösung von 0,5° verwendet (s. Kap. 3.2.2). Um den Zusammenhang zwischen Temperatur und Vegetationsbeginn aufzustellen, werden die Zeitreihen des Vegetationsbeginns jedes Naturraumes mit den jeweiligen, den Naturraum umspannenden, monatlichen Temperaturdaten über den Zeitraum 1969 bis 1990 in Beziehung gesetzt.

Um die entwickelten Modelldaten mit realen Daten des Vegetationsbeginns (3 bis 4-Blattstadium) vergleichen zu können, wurden historische phänologische Daten des DWDs verwendet. Diese Daten stammen aus der Zeit von 1880 bis 1941 aus ganz Europa und beinhalten verschiedene Pflanzen mit Angaben zu den unterschiedlichen Entwicklungsstadien (Schaber, 2002). Für die vier Pflanzen (s.o.) wurde der Vegetationsbeginn aus den historischen Beobachtungsstationen des DWDs den Naturräumen zugeordnet. Diese Daten, die in unterschiedlich großer Anzahl für die Pflanzen und auch für die einzelnen Jahre vorhanden waren, wurden für jedes Jahr gemittelt und den Modellergebnissen gegenübergestellt.

Für eine Betrachtung der zeitlichen Änderung des Vegetationsbeginns in den Naturräumen über alle Jahre wurden Gruppen bzw. Cluster gebildet, um Jahre mit frühem bis spätem Vegetationsbeginn unterscheiden zu können. Hierfür wurde die Methode der nicht-hierarchischen Clusteranalyse (Kap. 5) benutzt, wie sie bereits zur Klimaklassifikation (Kap. 7 und Kap. 8) eingesetzt wurde.

11.3 Ergebnisse

Die Ergebnisse gliedern sich in fünf Abschnitte. Im Kap. 11.3.1 werden die Ergebnisse der linearen Beziehungen zwischen Vegetationsbeginn und den historischen Temperaturdaten für den Zeitraum 1969 bis 1990 dargestellt, die im Kap. 11.3.2 verwendet werden, um den historischen Vegetationsbeginn von 1661 bis 1990 zu zeigen. Im Kap. 11.3.3 wird der historische Vegetationsbeginn verglichen mit historischen phänologischen Stationsdaten des DWDs. Im Kap. 11.3.4 sollen die Veränderungen des Vegetationsbeginns in den Naturräumen und Europa verdeutlicht werden. Im Kap. 11.3.5 wird der Vegetationsbeginn in den verschiedenen Naturräumen zu Gruppen zusammengefasst, in denen der Vegetationsbeginn gleich oder sehr ähnlich ist. Damit wird ein systematischer Überblick über die zeitliche Veränderung des Vegetationsbeginns in allen Naturräumen gegeben.

11.3.1 Vegetationsbeginn von 1969 bis 1990

Um die Beziehung zwischen Temperaturdaten und dem mittleren Vegetationsbeginn jedes Naturraumes für den Zeitraum von 1969 bis 1990 herzustellen, werden für jeden Monat von Januar bis Mai jeweils Geradengleichungen mit entsprechenden Korrelationskoeffizienten berechnet. Die Tab. 11.1 beschreibt mithilfe der Korrelationskoeffizienten, wie groß der Zusammenhang zwischen Temperatur und Vegetationsbeginn jeden Monats pro Naturraum ist. Da der Vegetationsbeginn oftmals nicht nur durch die Temperatur eines Monats induziert wird, werden auf der Grundlage der Korrelationskoeffizienten die Monate zusammengefasst, die eine hohe Korrelation zwischen Temperatur und Vegetationsbeginn aufweisen. Auf diese Weise wird man dem mehrmonatigen Temperatureinfluss auf den Vegetationsbeginn gerecht und erhält daraus optimale Linearbeziehungen zwischen Temperatur und Vegetationsbeginn, die schließlich als Regressionsmodelle für die historische Untersuchung des Vegetationsbeginns verwendet werden.

Tab. 11.1 Korrelationen zwischen monatlichen Temperaturen T1(Januar) bis T5(Mai) und dem Vegetationsbeginn (B) aller Naturräume (NR) und Europa (EU). T24 Temperaturmittel der Monate Februar bis April, **=95 % bzw. ***=99 % Signifikanzniveau.

NR	B	T1	T2	T3	T4	T5	T24
EU	25. April	-0.51**	-0.80***	-0.77***	-0.55***	-0.23	-0.91***
1	13. April	-0.50**	-0.72***	-0.76***	-0.27	-0.37	-0.86*** ¹⁾
2	16. April	-0.29	-0.70***	-0.70***	-0.43**	-0.18	-0.84***
3	1. Mai	-0.58***	-0.72***	-0.67***	-0.67***	-0.34	-0.83***
4	8. Mai	-0.65***	-0.53**	-0.52**	-0.51**	-0.14	-0.67***
5	24. Mai	-0.23	-0.55***	-0.01	-0.72***	-0.51**	-0.79*** ²⁾
6	18. April	-0.28	-0.72***	-0.79***	-0.26	-0.24	-0.90***
7	21. April	-0.21	-0.74***	-0.78***	-0.17	-0.34	-0.91***
8	22. April	-0.29	-0.62***	-0.77***	-0.31	-0.23	-0.88***
9	30. April	-0.37	-0.67***	-0.77***	-0.28	-0.09	-0.87***
10	11. April	-0.27	-0.53**	-0.81***	-0.33	-0.10	-0.87***
11	18. April	-0.17	-0.60***	-0.82***	-0.82***	0.11	-0.88*** ³⁾
12	28. März	0.24	-0.67***	-0.12	-0.19	0.19	-0.67*** ⁴⁾

¹⁾T23: Februar-März; ²⁾T45: April-Mai; ³⁾T23: Februar-März; ⁴⁾T2: Februar

Die Tab. 11.1 verdeutlicht, wie groß der Einfluss der Temperatur auf den Vegetationsbeginn in den einzelnen Monaten ist. Dabei haben die Monate Februar (T2) und März (T3) den größten Einfluss. Auch der April (T4) nimmt teilweise noch Einfluss auf den Vegetationsbeginn, was an den hohen signifikanten Korrelationskoeffizienten zu erkennen ist. Diese drei Monate sind bedeutend für den Vegetationsbeginn und werden daher in einem nächsten Schritt zu gemeinsamen Temperaturmitteln (T24) pro Naturraum zusammengefasst. Die geänderten Linearbeziehungen zwischen diesen Temperaturmitteln und dem Vegetationsbeginn führen in den meisten Naturräumen zu einer Erhöhung der Korrelationskoeffizienten, womit der mehrmonatige Temperatureinfluss auf den Vegetationsbeginn deutlich wird. Bei vier der zwölf Naturräume wird von dieser monatlichen Kombination abgewichen, weil es nicht zu einer Erhöhung der Korrelationskoeffizienten geführt hat. Ein Grund für eine solche Abweichung liegt offensichtlich an der Lage der Naturräume im Untersuchungsgebiet. Bei einer Monatszusammenfassung werden entweder weniger Monate verwendet oder es kommt zu einer anderen Auswahl der Monate. Davon sind im Einzelnen die Naturräume 1, 5, 11 und 12 (Abb. 11.1) betroffen, die in der Tab. 11.1 kursiv dargestellt und durch Hochzahlen gesondert ausgewiesen sind. Beim Naturraum 1 werden aufgrund seiner westlichen Lage am Atlantik und des Einflusses des atlantischen Stromes die Monate Februar und März (T23) zusammengefasst, was zu einer Korrelationserhöhung führt. Für den Naturraum 5 sind die Monate April und Mai (T45) stärker mit dem Vegetationsbeginn korreliert. Das lässt sich durch die nördliche Ausrichtung des Naturraumes im Untersuchungsgebiet und dem damit späteren Temperaturanstieg im Frühjahr erklären. Der Naturraum 11 gleicht in der Verbindung der Monate Februar und März (T23) dem Naturraum 1. Das lässt sich hier aber auf seine Lage im

Mittelmeerraum und den früher wärmeren Einfluss des mediterranen Klimas zurückführen. Der südwestlichste Naturraum 12 weist lediglich im Februar eine signifikante Korrelation auf, die auf den Einfluss des Atlantiks sowie auf das mediterrane Klima zurückzuführen ist.

Die für jeden Naturraum aus den Monatsmitteln berechneten Regressionsmodelle dienen nachfolgend zur Betrachtung des historischen Vegetationsbeginns, indem die entsprechenden Monatsmittel in die Regressionsmodelle eingesetzt werden und daraus für jedes Jahr der Vergangenheit der Vegetationsbeginn berechnet wird.

11.3.2 Vegetationsbeginn von 1661 bis 1990

In Tab. 11.2 werden für jeden Naturraum der mittlere Vegetationsbeginn und die Standardabweichung sowie der späteste und früheste Termin mit entsprechender Jahreszahl gezeigt. Daneben wird die Differenz (*Diff.B*) des mittleren Vegetationsbeginns in den einzelnen Naturräumen zwischen den Ergebnissen von Chmielewski & Rötzer (2001) und den hier vorgenommenen historischen Untersuchungen dargestellt und damit gleichzeitig der Unterschied zwischen den verschiedenen Zeiträumen beschrieben.

Tab. 11.2 Parameter der Naturräume (NR) über den gesamten Zeitraum von 1661 bis 1990.
B=Vegetationsbeginn, s=Standardabweichung vom Vegetationsbeginn, maxB=maximaler Vegetationsbeginn, minB=minimaler Vegetationsbeginn (in Tagen nach Jahresbeginn), spät.Jahr=Jahr mit spätesten Austrieb, früh.Jahr=Jahr mit frühesten Austrieb, Diff.B=Differenz zu den Ergebnissen von Chmielewski & Rötzer (2001).

NR	1	2	3	4	5	6	7
B (Mittel)	104	109	122	128	146	116	113
s	6,7	7,8	5,6	4,2	4,9	8,8	8,1
maxB	124	134	136	140	163	146	143
minB	87	88	106	118	130	94	91
spät.Jahr	1785	1929	1799	1947	1867	1740	1740
früh.Jahr	1990	1990	1990	1779	1744	1794,1961	1794
Diff.B	+3	+5	+2	+1	+3	+10	+5
NR	8	9	10	11	12	EU	
B (Mittel)	114	123	104	112	95	116	
s	7,6	6,9	5,9	6,5	5,3	5,0	
maxB	142	146	126	134	113	129	
minB	94	106	89	94	73	100	
spät.Jahr	1740	1929	1929	1929	1956	1695,1785 1845,1929 1956	
früh.Jahr	1794	1961,1990	1989	1836	1990	1990	
Diff.B	+4	+4	+3	+3	+11	+3	

Aus Tab. 11.2 geht hervor, dass der Vegetationsbeginn des nördlich gelegenen Naturraumes 5 erst am 146. Tag (26. Mai) eintritt, wohingegen er beim südlichsten Naturraum 12 bereits am 95. Tag (5. April) eintritt. Für das gesamte Gebiet (EU) liegt der Vegetationsbeginn im Mittel beim 116. Tag (26. April) und damit drei Tage (*Diff.B*) später als bei Chmielewski & Rötzer (2001). In den übrigen Naturräumen ist der Vegetationsbeginn 1 bis 5 Tage später und liegt bei den Naturräumen 6 und 12 mit 10 bzw. 11 Tagen Differenz zu Chmielewski & Rötzer (2001) noch später.

Bei der Betrachtung des frühesten Vegetationsbeginns fallen zwei Epochen besonders ins Auge. So kommen die frühesten Zeitpunkte zum einen in der wärmeren Phase des 18. Jahrhunderts nach dem Late Maunder Minimum (1675-1715) (Frenzel, 1994) in den Naturräumen 4 bis 8 vor und zum anderen gegen Ende des Untersuchungszeitraumes in den Naturräumen 1 bis 3, 9, 10, 12 und europaweit (EU), wobei der Naturraum 11 mit dem Jahr 1836 eine Ausnahme darstellt. Bei den Jahren des spätesten Vegetationsbeginns sind die Ergebnisse sehr unterschiedlich und lassen sich nicht einer Epoche zuordnen. Der Naturraum EU weist mehrere Jahre aus, in denen der Vegetationsbeginn spät ausfällt. Dabei finden sich solche Termine in der Zeit des Late Maunder Minimums 1695, in der wärmeren Phase 1785, im 19. Jahrhundert 1845 sowie im 20. Jahrhundert zweimal 1929 und 1956. Die Ergebnisse sind durch die verschiedenen Bezugsperioden nicht mit den Ergebnissen von Chmielewski & Rötzer (2001) vergleichbar, deren Bezugsperiode von 1969 bis 1998 reicht.

11.3.3 Vergleich des Vegetationsbeginns mit Stationsdaten

Um die Gültigkeit der Modelldaten des Vegetationsbeginns zu überprüfen, wurde der Vegetationsbeginn der naturraumbezogenen Modelldaten mit dem Vegetationsbeginn der ebenfalls den Naturräumen zugeordneten Stationsdaten des DWDs verglichen. Aufgrund der unterschiedlichen Anzahl von Stationsdaten, die entweder nicht für jedes Jahr vorlagen oder nicht in jedem Jahr für alle vier Pflanzentypen pro Station oder beides, wurden alle vorhandenen Stationsdaten eines Jahres zu einem Mittel zusammengefasst und mit den Modelldaten verglichen. Da die Modelldaten ursprünglich aus Temperaturdaten bestehen, die jeweils einem Naturraum zugeordnet wurden, ist ein Vergleich zwischen den gemittelten Stationsdaten und den Modelldaten vertretbar. Dabei sollen die Ergebnisse nicht den Anspruch haben, datengenaue Übereinstimmung zwischen Modell- und Stationsdaten aufzuzeigen, sondern nur den Kurvenverlauf des frühen bzw. späten Vegetationsbeginns darstellen.

In der folgenden Abb. 11.2 wird der Kurvenverlauf des Vegetationsbeginns der Modell- und der Stationsdaten (DWD) für den Naturraum 2 (Nordseeregion/Mitteuropäisches Tiefland), Naturraum 3 (Ostseeraum), Naturraum 6 (Nördliches mitteleuropäisches Hochland), Naturraum 7 (Südliches mitteleuropäisches Hochland), Naturraum 8 (Nordalpines Vorland) und Naturraum 9 (Bayrisch-böhmisches Hochland/Karpaten) dargestellt.

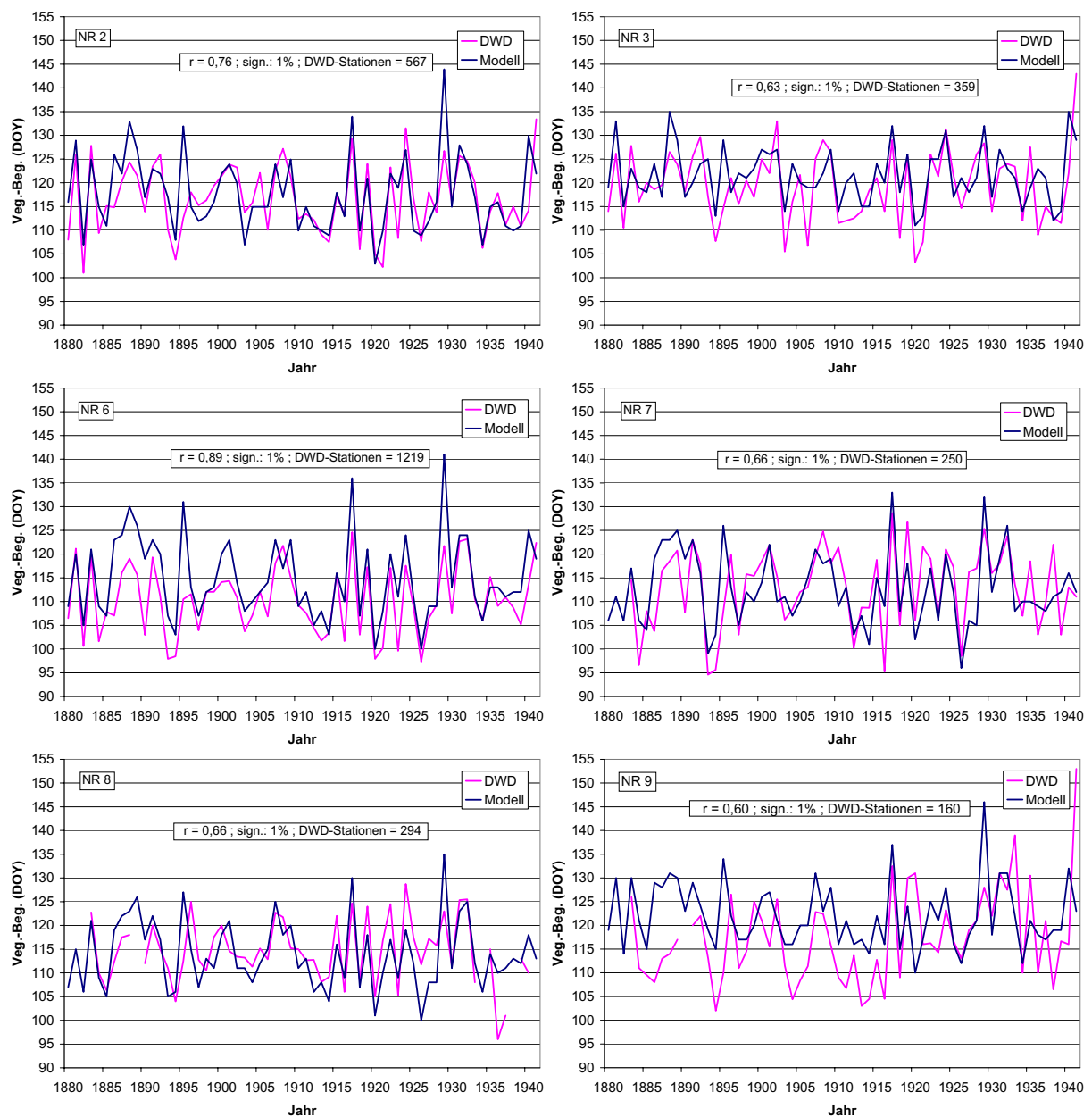


Abb. 11.2 Vergleich der Stationsdaten (DWD) und der Modelldaten für die Naturräume 2, 3, 6, 7, 8 und 9 im Zeitraum von 1880 bis 1941. r = Korrelationskoeffizient durch Vierfeldertest (Sachs, 2002), sign. = signifikant bei 1 % Irrtumswahrscheinlichkeit, Stationsanzahl = Anzahl DWD-Stationen, die in die Betrachtung einfließen, DOY = Tag im Jahr (day of the year).

In der Abb. 11.2 ist zu erkennen, dass der Kurvenverlauf der betrachteten Naturräume trotz einzelner Lücken, wie in den Naturräumen 7, 8 und 9, Übereinstimmungen zwischen Stationsdaten und Modelldaten aufweist. Dabei sind vor allem bei den Naturräumen 2, 6 und 7 gute Übereinstimmungen beim Kurvenverlauf und Vegetationsbeginn zu erkennen. Ebenso gute Übereinstimmungen treten beim Naturraum 8 auf, der allerdings bei den Stationsdaten Lücken aufweist.

Für die Berechnung des Korrelationskoeffizienten in allen betrachteten Naturräumen wurden nur die Daten gegenübergestellt, die für jedes Jahr einen Wert auswiesen.

Die gute Kurvenübereinstimmung zwischen Stationsdaten und Modelldaten des Naturraumes 2 wurde, trotz weniger Stationsdaten (DWD) im Norden des Naturraumes, durch eine Kurventransformation der Modelldaten herbeigeführt. Dabei wurden die Differenzen der Modelldaten zum Median verwendet und auf den Median der Stationsdaten addiert. Der Unterschied zwischen dem Median der Modell- und der Stationsdaten beträgt dabei 10 Tage. Das entspricht einer Temperaturdifferenz von rd. 2 °C im Naturraum 2 (s.u. Kap. 11.3.2). Dieser Unterschied hängt damit zusammen, dass sämtliche, auch weiter östlich gelegene, mehr kontinental beeinflusste historische Temperaturdaten (Kap. 3.2.2) verwendet wurden, die nicht durch Stationsdaten abgedeckt sind (s. Abb. 11.1). Hier ist der kontinentale Temperatureinfluss auf den Vegetationsbeginn in den Modelldaten zu erkennen.

Der unabhängige Vergleich des historischen Vegetationsbeginns im Zeitraum 1880 bis 1941 mit den Modelldaten und den Stationsdaten des DWDs zeigt für die betrachteten Naturräume eine gute Übereinstimmung. Sogar der Start des Vegetationsbeginns wird teilweise gut wiedergegeben, womit deutlich wird, dass sowohl die verwendete Methode als auch die historischen Daten anwendbar sind.

11.3.4 Trends von 1661 bis 1990

Um die Veränderung des Vegetationsbeginns und der Temperatur in den einzelnen Naturräumen und Europa (NR1 bis NR12, s. Kap. 11.1) aufzuzeigen, wurden Trendanalysen durchgeführt, deren Ergebnisse in Tab. 11.3 dargestellt sind.

Tab. 11.3 Trends des Vegetationsbeginns (B) und der Temperatur in den einzelnen Naturräumen (NR) über den gesamten Zeitraum von 1661 bis 1990. * = 90 %, ** = 95 %, *** = 99 % Signifikanzniveau.

NR	1	2	3	4	5	6	7
Trend B (Tage)	-3,8**	-4,3**	-1,6	-0,8	-0,8	-5,4***	-5,5***
Trend (°C)	+0,6***	+0,9***	+0,4**	+0,2*	+0,1*	+0,9***	+0,9***
Tage/°C	-6,3	-4,8	-4,0	-4,0	-8,0	-6,0	-6,1
NR	8	9	10	11	12	1-12	
Trend B (Tage)	-5,7***	-4,3***	-3,9**	-3,2*	-2,1	-2,9**	
Trend (°C)	+1,0***	+1,0***	+0,9***	+0,7***	+0,5***	+0,6***	
Tage/°C	-5,7	-4,3	-4,3	-4,6	-4,2	-4,8	

Die überwiegend signifikant negativen Trends des Vegetationsbeginns (Trend B) verdeutlichen, dass sich der Vegetationsbeginn in den einzelnen Naturräumen durchgehend verfrüht hat. Die Spanne reicht dabei von 1 bis 6 Tagen. Bei den nördlichen Naturräumen 3, 4 und 5, die in den Gebieten Norwegen, Schweden und Finnland liegen, verfrüht sich der Vegetationsbeginn bis zu 1,6 Tage, ohne signifikant zu sein. Dagegen zeigen die zentral gelegenen Naturräume 7, 8 und 9, die die östlichen Teile Frankreichs, das nördliche alpine Vorland und das Bayrisch-böhmische Hochland überdecken, einen signifikant früheren

Vegetationsbeginn um bis zu 5,7 Tage. In den überwiegend an den Küsten gelegenen Naturräumen 1, 2, 10, 11 und 12, die die Gebiete Britische Inseln/Kanalküste, Nordseeküste/Europäisches Tiefland, sowie ungarisches Flachland/Donau-Save-Region, Dinarisches Gebirge/Dalmatien und Portugal betreffen, verfrüht sich der Vegetationsbeginn signifikant um bis zu 4,3 Tage. Zusammengefasst tritt in Europa (NR1-NR12) der Vegetationsbeginn am Untersuchungsende (1990) ebenfalls signifikant um 2,9 Tage früher ein als zu Untersuchungsbeginn (1661).

Die Trendanalyse der Frühjahrstemperatur zeigt bei allen Naturräumen über den gesamten Untersuchungszeitraum (1661-1990) eine signifikante Zunahme, die bei der Hälfte der Naturräume, den Naturräumen 2, 6, 7, 8, 9 und 10, einen Temperaturanstieg um ca. 1 °C mit sich bringt. Der Anstieg in den nördlich gelegenen Naturräumen 4 und 5 liegt bei maximal 0,2 °C. In den übrigen Naturräumen und Europa (NR1-NR12) kommen Erhöhungen bis 0,7 °C vor.

Um die Auswirkungen des Temperaturanstiegs des Frühjahrs auf den Vegetationsbeginn in jedem Naturraum abschätzen zu können, werden der Vegetationsbeginn und die Temperatur ins Verhältnis gesetzt. Daraus lässt sich die zu erwartende Veränderung des Vegetationsbeginns in Tagen pro 1 °C ableiten. Die Tab. 11.3 zeigt für jeden Naturraum und die Summe aller Naturräume (1-12) einen Verhältniswert (Tage/°C). Die Ergebnisse liegen dabei zwischen 4 und 8 Tage/°C, wobei der Naturraum 5 (Nordskandinavien) den höchsten Wert mit 8 Tagen/°C aufweist. Die Naturräume 3 und 4 (Ostseeregion und westliches Skandinavien) zeigen dagegen die geringsten Werte mit 4 Tagen/°C. Für Europa (NR1-NR12) liegt diese Größe bei 4,8 Tagen/°C.

Damit wird deutlich, wie sich eine Temperaturveränderung im Frühjahr in den unterschiedlichen Regionen auswirkt, und den Vegetationsbeginn nach vorn oder hinten verschiebt, gerade bei unmittelbar aneinander grenzenden Regionen (NR3, NR4 und NR5).

Um den Vegetationsbeginn für den gesamten Untersuchungszeitraum in Europa (NR1-NR12) zu veranschaulichen, wird in Abb. 11.3 der jährliche Vegetationsbeginn dargestellt.

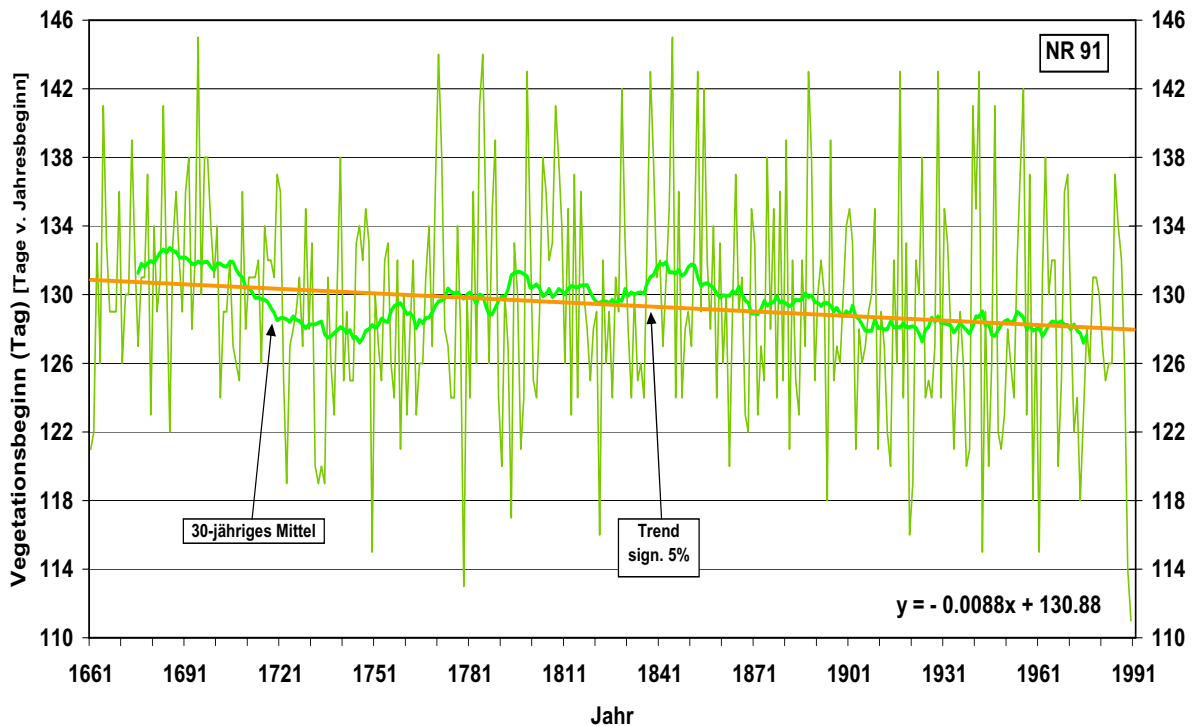


Abb. 11.3 Der jährliche Vegetationsbeginn in Europa von 1661 bis 1990. (NR91 besteht aus NR1 bis NR12).

Die Abb. 11.3 zeigt den Verlauf des Vegetationsbeginns aller Naturräume zusammen, der eine maximale Schwankungsbreite von 34 Tagen besitzt. Das bedeutet für Europa, dass die Frühjahrstemperaturen über den gesamten Untersuchungszeitraum von 1661 bis 1990 um ca. 7 °C schwankten. Die Trendgerade zeigt eine signifikante Verfrühung des Vegetationsbeginns um rd. 3 Tage (s.a. Tab. 11.3). Durch die Kurve des 30-jährigen Mittels wird der unterschiedliche Vegetationsbeginn in den verschiedenen wärmeren und kälteren Epochen hervorgehoben. So ist ein verspäteter Vegetationsbeginn im kühleren Late Maunder Minimum (1675-1715) zu erkennen, der im darauf folgenden wärmeren 18. Jahrhundert eine Verfrühung erfährt. Im 19. Jahrhundert sind nochmals Verspätungen zu erkennen, die jedoch einen eindeutigen Hinweis auf das kühlere Dalton Minimum (1790-1830) wegen des zeitlichen Versatzes nicht erkennen lassen. Im 20. Jahrhundert treten wieder Verfrühungen auf, die am Ende des Untersuchungszeitraumes 1990 sogar den frühesten Vegetationsbeginn über den gesamten Untersuchungszeitraum zeigen.

Bei der dekadischen Betrachtung des Vegetationsbeginns in Europa (Abb. 11.4) wird nochmals deutlich, dass es im Late Maunder Minimum und im 19. Jahrhundert zu Verspätungen kam, die in der Dekade 1691-1700 am größten ausfielen. Das Dalton Minimum ist auch hier durch größere Schwankungen nicht eindeutig zu zuordnen. Im 18. Jahrhundert und Teilen des 20. Jahrhundert kam es zu Verfrühungen des Vegetationsbeginns, die vor allem in den Dekaden 1731-1740 und 1981-1990 auftraten.

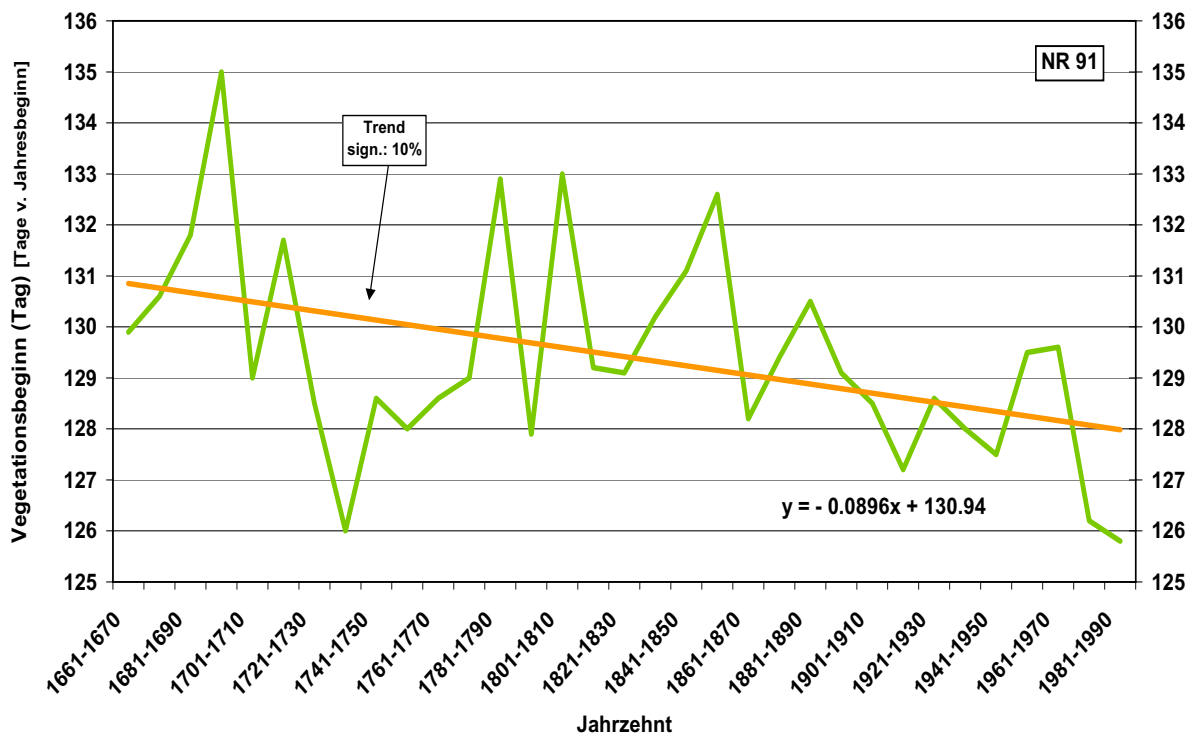


Abb. 11.4 Der Vegetationsbeginn in Europa von 1661 bis 1990 in dekadischen Perioden. (NR91 besteht aus NR1 bis NR12).

Wie bereits in Tab. 11.3 zu erkennen war, sind die Trends des Vegetationsbeginns aller Naturräume durchgehend negativ, d.h. der Vegetationsbeginn tritt, verglichen mit dem Beginn des Untersuchungszeitraumes, früher ein.

11.3.5 Der unterschiedliche Vegetationsbeginn in den Naturräumen

Anhand der Untersuchungen des Vegetationsbeginns in den einzelnen Naturräumen (Kap. 11.3.2 und Kap. 11.3.4) wurde gezeigt, wie sich das Klima über die Jahrhunderte auf den Vegetationsbeginn ausgewirkt hat. Um die Variabilität des Vegetationsbeginns in den Naturräumen untereinander zu bestimmen und damit zu zeigen, wann sich in den einzelnen Jahren der Vegetationsbeginn in den Naturräumen wie äußert, wurden die Zeitreihen des historischen Vegetationsbeginns aller Naturräume mit der Methode der nicht-hierarchischen Clusteranalyse (Kap. 5.2) untersucht. Sämtliche Zeitreihen der Naturräume werden durch die Clusteranalyse in signifikant getrennte Vegetationsgruppen eingeteilt, die für jeden Naturraum einen bestimmten Vegetationsbeginn - Tage vom Jahresbeginn - zeigen. In der folgenden Tab. 11.4 werden die Vegetationsgruppen dargestellt, die für jeden Naturraum den mittleren Vegetationsbeginn ausweisen.

Tab. 11.4 Die zeitliche Einteilung des Vegetationsbeginns der Naturräume in Vegetationsgruppen, aufsteigend nach dem Vegetationsbeginn. VG = Vegetationsgruppe; NR = Naturraum; Mittl. = mittlerer Vegetationsbeginn dieser Gruppe.

VG	NR 1	NR 2	NR 3	NR 4	NR 5	NR 6	NR 7	NR 8	NR 9	NR 10	NR 11	NR 12	Mittl.
11	3. Apr.	5. Apr.	22. Apr.	1. Mai.	21. Mai.	12. Apr.	12. Apr.	13. Apr.	22. Apr.	7. Apr.	17. Apr.	3. Apr.	16. Apr.
3	7. Apr.	10. Apr.	1. Mai.	8. Mai.	28. Mai.	14. Apr.	11. Apr.	13. Apr.	23. Apr.	6. Apr.	13. Apr.	30. Mrz.	18. Apr.
7	6. Apr.	10. Apr.	26. Apr.	4. Mai.	27. Mai.	17. Apr.	16. Apr.	18. Apr.	27. Apr.	11. Apr.	18. Apr.	4. Apr.	20. Apr.
8	10. Apr.	12. Apr.	30. Apr.	7. Mai.	21. Mai.	19. Apr.	17. Apr.	18. Apr.	27. Apr.	8. Apr.	17. Apr.	3. Apr.	20. Apr.
4	7. Apr.	13. Apr.	27. Apr.	4. Mai.	25. Mai.	19. Apr.	17. Apr.	20. Apr.	29. Apr.	13. Apr.	24. Apr.	3. Apr.	21. Apr.
9	14. Apr.	14. Apr.	27. Apr.	4. Mai.	19. Mai.	23. Apr.	22. Apr.	22. Apr.	28. Apr.	10. Apr.	19. Apr.	6. Apr.	22. Apr.
2	14. Apr.	19. Apr.	3. Mai.	9. Mai.	27. Mai.	26. Apr.	23. Apr.	24. Apr.	2. Mai.	13. Apr.	20. Apr.	4. Apr.	25. Apr.
12	12. Apr.	25. Apr.	1. Mai.	6. Mai.	28. Mai.	1. Mai.	28. Apr.	2. Mai.	11. Mai.	26. Apr.	4. Mai.	7. Apr.	30. Apr.
10	16. Apr.	25. Apr.	2. Mai.	8. Mai.	27. Mai.	3. Mai.	1. Mai.	2. Mai.	10. Mai.	22. Apr.	1. Mai.	10. Apr.	30. Apr.
1	22. Apr.	26. Apr.	6. Mai.	10. Mai.	23. Mai.	5. Mai.	2. Mai.	2. Mai.	9. Mai.	18. Apr.	26. Apr.	10. Apr.	30. Apr.
6	19. Apr.	28. Apr.	9. Mai.	13. Mai.	30. Mai.	5. Mai.	30. Apr.	2. Mai.	10. Mai.	20. Apr.	27. Apr.	5. Apr.	1. Mai.
5	26. Apr.	4. Mai.	12. Mai.	14. Mai.	29. Mai.	14. Mai.	9. Mai.	8. Mai.	16. Mai.	24. Apr.	29. Apr.	11. Apr.	6. Mai.

Die Tab. 11.4 zeigt zwölf voneinander getrennte Gruppen, nach denen sich die verschiedenen Vegetationsbeginne in den Naturräumen einordnen lassen. Dabei ist zu erkennen, dass die Vegetationsgruppe 11 mit dem 16. April im Gesamtmittel den frühesten Vegetationsbeginn zeigt, wohingegen die Gruppe 5 mit dem 6. Mai den spätesten Vegetationsbeginn hat. Bei näherer Betrachtung der Tabelle fällt auf, dass der Vegetationsbeginn innerhalb eines Naturraumes von Vegetationsgruppe 11 bis Vegetationsgruppe 5 unterschiedlich ausfällt. So ist beispielsweise beim grün hervorgehobenen Naturraum 10 zu sehen, dass sich der Vegetationsbeginn von Vegetationsgruppe 11 bis zur Vegetationsgruppe 5 nicht kontinuierlich verspätet. Anders dagegen der hier blau hervorgehobene Naturraum 2, dessen Vegetationsbeginn sich von der Vegetationsgruppe 11 bis zur Vegetationsgruppe 5 kontinuierlich verspätet. Einen weiteren Fall stellt exemplarisch der rot hervorgehobene Bereich dar, der die Naturräume 4 und 5 betrachtet. Der Naturraum 4 weist eine Diskontinuität der Verspätung des Vegetationsbeginns von Vegetationsgruppe zu Vegetationsgruppe vom 8. Mai, 4. Mai zum 7. Mai auf. Der Naturraum 5 zeigt in den gleichen Vegetationsgruppen das Phänomen, dass sich der Trend des Vegetationsbeginns, der normalerweise von der früheren zur späteren Vegetationsgruppe verläuft, hier genau umgekehrt vom 28. Mai, 27. Mai zum 21. Mai verläuft. Es ist hier zu vermuten, dass die regionalen Unterschiede durch den allgemeinen maritimen oder kontinentalen Klimaeinfluss herrühren und/oder durch den Einfluss der vorherrschenden Orographie. Hieran wird deutlich, wie verschieden sich der Vegetationsbeginn und damit verbunden das regionale Klima in den betrachteten Naturräumen auswirkt.

In der nachfolgenden Tab. 11.5 werden die Jahreszahlen dargestellt, die den einzelnen Vegetationsgruppen 1 bis 12 in Tab. 11.4 zugeordnet sind, die hier ebenso vom frühesten zum spätesten Vegetationsbeginn sortiert sind.

Tab. 11.5 Gruppen mit Jahresangaben, die einem bestimmten Vegetationsbeginn zugeordnet sind.
 VG = Vegetationsgruppe, Σ = Anzahl Jahre in der Vegetationsgruppe.

VG 11 $\Sigma = 19$											
1735	1750	1779	1794	1822	1863	1894	1910	1920	1921	1934	1938
1943	1845	1959	1961	1974	1989	1990					
VG 3 $\Sigma = 21$											
1661	1662	1702	1708	1728	1734	1776	1815	1846	1862	1866	1885
1893	1912	1926	1946	1957	1966	1968	1972	1977			
VG 7 $\Sigma = 13$											
1686	1722	1732	1733	1759	1787	1791	1882	1903	1913	1914	1927
1967											
VG 8 $\Sigma = 18$											
1707	1715	1753	1774	1783	1801	1819	1836	1848	1859	1872	1897
1925	1937	1950	1960	1981	1988						
VG 4 $\Sigma = 27$											
1671	1676	1680	1723	1738	1761	1775	1781	1790	1797	1811	1813
1826	1831	1868	1869	1878	1880	1884	1896	1918	1928	1939	1948
1949	1952	1953									
VG 9 $\Sigma = 6$											
1757	1764	1798	1930	1975	1983						
VG 2 $\Sigma = 138$											
1663	1664	1667	1668	1669	1672	1673	1675	1677	1678	1682	1689
1690	1693	1696	1703	1704	1705	1706	1710	1711	1712	1713	1717
1719	1724	1727	1730	1736	1737	1739	1741	1742	1743	1744	1745
1747	1749	1751	1752	1756	1758	1760	1762	1763	1765	1766	1767
1769	1772	1773	1777	1778	1780	1786	1788	1789	1792	1793	1795
1796	1800	1802	1803	1806	1807	1809	1810	1812	1817	1818	1820
1821	1823	1824	1825	1828	1830	1832	1833	1834	1835	1841	1843
1844	1849	1850	1851	1854	1856	1857	1861	1864	1867	1871	1873
1874	1876	1877	1879	1881	1890	1892	1898	1899	1900	1902	1904
1905	1906	1908	1911	1915	1916	1919	1922	1923	1933	1935	1936
1941	1947	1951	1955	1958	1962	1964	1969	1971	1973	1976	1978
1979	1980	1982	1984	1985	1987						
VG 12 $\Sigma = 8$											
1683	1687	1714	1725	1840	1842	1883	1907				
VG 10 $\Sigma = 12$											
1666	1685	1691	1700	1731	1837	1858	1887	1891	1932	1944	1965
VG 1 $\Sigma = 23$											
1670	1679	1681	1694	1718	1721	1726	1746	1748	1754	1755	1770
1782	1827	1860	1886	1889	1895	1901	1931	1954	1963	1986	

VG 6 $\Sigma = 23$											
1692	1698	1699	1701	1709	1716	1720	1729	1768	1799	1804	1805
1816	1829	1839	1847	1852	1865	1870	1909	1924	1940	1970	
VG 5 $\Sigma = 22$											
1665	1674	1684	1688	1695	1697	1740	1771	1784	1785	1808	1814
1838	1845	1853	1855	1875	1888	1917	1929	1942	1956		

Die innerhalb der Vegetationsgruppen unterschiedlich starke Besetzung mit Jahren ist in der Tab. 11.5 deutlich zu erkennen und wird durch die Summe neben der Gruppenbezeichnung dargestellt. Dabei ist vor allem die Vegetationsgruppe 2 zu erwähnen, die mit 138 einzelnen Jahren am häufigsten auftritt. Diese Vegetationsgruppe besitzt im Mittel über alle Naturräume den 25. April (115. Tag) als Vegetationsbeginn, siehe Tab. 11.4, was dem europaweiten Mittel (EU) in Tab. 11.2 mit einem Tag Unterschied fast entspricht. Damit stellt die Vegetationsgruppe 2 über alle untersuchten Naturräume aller Jahre für die betrachteten Pflanzen (s.o.) die vorherrschende Vegetationsgruppe dar, deren Einzelwerte des Vegetationsbeginns jedes Naturraumes (s. Tab. 11.4) natürlich ebenso häufig auftreten.

Die Vorverlegung des Vegetationsbeginns zum Untersuchungsende wird durch die Tab. 11.5 nochmals verdeutlicht, wenn man sich die verschiedenen Jahreszahlen in den Vegetationsgruppen näher betrachtet. Dabei umfasst die Vegetationsgruppe 2 von allen Gruppen zwar die größte Anzahl Jahre (s. Tab. 11.5), aber die Vegetationsgruppe 11, die im Mittel über alle Naturräume den 16. April als Vegetationsbeginn ausweist, enthält die beiden letzten Untersuchungsjahre, was die Vorverlegung verdeutlicht (s. Tab. 11.4).

11.4 Zusammenfassung

Der Vegetationsbeginn in den Naturräumen über den gesamten Untersuchungszeitraum lässt sich wie folgt beschreiben:

1. Alle Naturräume und Europa weisen in der Zeit des kühlen Maunder Minimums eine deutliche Verspätung des Vegetationsbeginns auf.
2. In der folgenden wärmeren Phase des 18. Jahrhunderts ist in den Naturräumen 1 bis 5 und Europa eine Verfrühung des Vegetationsbeginns deutlich zu erkennen, wohingegen in den übrigen Naturräumen aufgrund von Schwankungen zwischen früherem und späterem Vegetationsbeginn keine eindeutige Verfrühung zu erkennen ist.
3. Im Übergang zum 19. Jahrhundert, das durch das kühlere Dalton Minimum geprägt ist, lassen sich in allen Naturräumen und Europa keine eindeutigen Verspätungen erkennen.
4. Insgesamt zeigt das 19. Jahrhundert in allen Naturräumen gleichermaßen Verspätungen und Verfrühungen.
5. Im Übergang zum 20. Jahrhundert sind in der Mehrheit der Naturräume Verfrühungen zu erkennen. Die Naturräume 7, 8 und 12 zeigen dagegen im selben Zeitraum Verspätungen.

6. In den 30er und 50er Jahren des letzten Jahrhunderts kommt es in der Mehrzahl der Naturräume zu einem verfrühten Vegetationsbeginn, außer in den Naturräumen 7, 8, 11 und 12, die zu gleicher Zeit Verspätungen zeigen.
7. Zwischen den 50er und 70er Jahren des letzten Jahrhunderts treten mit Ausnahme der Naturräume 11 und 12 in allen Naturräumen und Europa Verspätungen auf. Danach wird in allen Naturräumen nur noch ein verfrühter Vegetationsbeginn dargestellt.
8. Im Vergleich mit historischen Vegetationsaufzeichnungen des DWDs lässt sich für bestimmte Naturräume feststellen, dass das Modell zur Bestimmung des Vegetationsbeginns gut geeignet ist, um mit den historischen Temperaturdaten eine Vorstellung zu erlangen, wie sich der Beginn der Vegetationsperiode über die rd. 300 Jahre verändert hat.
9. Die Einteilung des Vegetationsbeginns der verschiedenen Naturräume erfolgt in zwölf Gruppen, die unterschiedlich stark mit Jahren des Untersuchungszeitraumes besetzt sind und trotzdem für jeden Naturraum seinen bestimmten Vegetationsbeginn zuordnen lassen.

Durch diese Untersuchung wird deutlich, dass sich in den Naturräumen der Wechsel von kühleren und wärmeren Klimaphasen über drei Jahrhunderte deutlich sowohl auf den Vegetationsbeginn auswirkt als auch auf die regionalen Temperaturunterschiede.

11.5 Diskussion

Die Untersuchung des Vegetationsbeginns bildet eine weitere Möglichkeit, eine klimainduzierte Größe europaweit und regional zu betrachten. Mit der hier verwendeten Methode des linearen Zusammenhanges zwischen der Temperatur und dem Vegetationsbeginn und der Verwendung von historischen Klimareihen lässt sich die Veränderung dieser phänologischen Größe über einen längeren Zeitraum gut veranschaulichen. Dekadische Vergleiche in Tage/Dekade oder jährliche Vergleiche in Tage/Jahr, wie sie beispielsweise bei Rötzer et al. (2000), Menzel (2000) und Chmielewski & Rötzer (2001) vorgenommen wurden, sind in dieser Untersuchung, bedingt durch die deutlich längere historische Betrachtung des Vegetationsbeginns, nicht vernünftig möglich. Die dekadische Einteilung beruhte dort auf einem Zeitausschnitt von ca. 30 Jahren. Der Zeitausschnitt wurde dann so dividiert, dass eine Verfrühung in dekadischer Auflösung entstand. Würde man das auf die Ergebnisse des historischen Vegetationsbeginns übertragen, hätte das Ergebnis deutlich kleinere Werte bekommen, die nicht mit den Ergebnissen von Chmielewski & Rötzer (2001) zu vergleichen sind. Vergleicht man aber die Ergebnisse beider Untersuchungen über die jeweils gesamten Zeiträume, ist in beiden eine signifikante Verfrühung des Vegetationsbeginns sowohl in Europa als auch in einzelnen Regionen zu erkennen. Europaweit liegt der Trend des historisch untersuchten Vegetationsbeginns ca. 3 Tage später als in Untersuchungen von Menzel & Fabian (1999) und Menzel (2000). Auch in Nordamerika wird bei Schwartz & Reiter (2000) eine Verfrühung des Vegetationsbeginns um 5-6 Tage gezeigt. Die Untersuchungen von Chmielewski & Rötzer (2001) gehen im europäischen Trend sogar von einer Verfrühung um 8 Tage aus. In Bezug auf die historischen Daten entspricht das einer Differenz von ca. 5 Tagen. An dieser Stelle wird die Schwierigkeit deutlich, dass sich Trends aus verschiedenen Zeitreihen

nicht ohne Weiteres vergleichen lassen. Trends werden von unterschiedlichen Faktoren beeinflusst, wie beispielsweise von Datenlücken, Inhomogenitäten und Datenausreißern. Solche Datenausreißer können je nach Position im Zeitintervall zu einer Trendabschwächung oder -verstärkung führen. Entscheidend für die Trendergebnisse des historischen Vegetationsbeginns und der veröffentlichten Trendergebnisse (s.o.) ist die unterschiedliche Länge der betrachteten Zeitreihen. Daher bringt auch der Vergleich der Temperaturänderung über die verschieden langen Zeitreihen unterschiedliche Resultate.

Ein Vergleich der Modellergebnisse des Vegetationsbeginns mit historischen Aufzeichnungen des Deutschen Wetterdienstes ergab für mehrere Naturräume signifikante Übereinstimmungen des Vegetationsbeginns für den Zeitraum 1880 bis 1941. Da nicht für alle Naturräume genügend vergleichende Stationsdaten zur Verfügung standen, konnte der Vergleich nur bei sechs Naturräumen durchgeführt werden. Die Ergebnisse zeigen, dass sowohl der Zeitpunkt der Verfrühung oder Verspätung zwischen Modellergebnissen und DWD-Daten gut übereinstimmte als auch die Daten der Verfrühung und Verspätung oftmals gut übereinstimmten. Beim Naturraum 2 stellte sich heraus, dass die Kurvenschwankungen mit den DWD-Daten gut korrespondierten, aber die Daten selber vom Median betrachtet um 10 Tage weniger verschoben waren, weshalb eine Anpassung der Kurven vorgenommen wurde. Hier spielt die Verteilung der Klimadaten und der DWD-Daten eine Rolle, weil die DWD-Daten nur ca. die Hälfte der Fläche einnehmen. Die guten Ergebnisse bedeuten nicht, dass da, wo es keine vergleichenden Zeitserien gab, die Modellergebnisse ohne Zweifel betrachtet werden können. Aber es zeigt sich, dass sowohl die Wahl des Modells als auch die historischen Klimadaten geeignet sind, um den Vegetationsbeginn über einen längeren Zeitraum aufzuzeigen.

Das Verhältnis aus Tagen pro 1°C Temperaturveränderung, das den Einfluss der Temperatur auf die Verfrühung oder Verspätung des hier betrachteten Vegetationsbeginns darstellt, ist von Naturraum zu Naturraum sehr unterschiedlich und liegt für Europa bei ca. 5 Tagen/ $^{\circ}\text{C}$, was durch die Untersuchung von Sparks et al. (2000) bestätigt wird. Bei Osborn et al. (2000a) werden für den mediterranen Raum 6 Tage/ $^{\circ}\text{C}$ und bei Chmielewski & Rötzer (2001) für Europa 7 Tage/ $^{\circ}\text{C}$ ermittelt. Insgesamt lassen sich mit den hier getroffenen Ergebnissen deutliche Trends zu einem früheren Vegetationsbeginn sowohl regional als auch europaweit feststellen, der für Europa eine Verfrühung um 2,9 Tage und eine Temperaturerhöhung von $+0,6^{\circ}\text{C}$ beschreibt.

Um die zeitliche Veränderung des Vegetationsbeginns in den Naturräumen zu betrachten, wurden die Jahre mit unterschiedlichem Vegetationsbeginn für jeden Naturraum in signifikant getrennte Gruppen nach der Methode der nicht-hierarchischen Clusteranalyse (Kap. 5.2) eingeteilt und untersucht. Es wurden 12 signifikant verschiedene Gruppen gefunden, die jeweils einem bestimmten Vegetationsbeginn in den Naturräumen entsprechen. Dabei sind die Gruppen unterschiedlich häufig besetzt. Die am häufigsten besetzte Gruppe ist die Gruppe 2 mit 138 verschiedenen Jahren. Dort liegt das Mittel des Vegetationsbeginns über alle Naturräume (Europa) mit dem 113. Tag (23. April) mit zwei Tagen Differenz nach hinten nahe bei dem Ergebnis von Chmielewski & Rötzer (2001). Die Gruppe zeigt auch, dass die Jahre dieser Gruppe über den gesamten Untersuchungszeitraum in allen kühlen wie warmen Perioden verteilt liegen. Die Gruppe 11 und die Gruppe 5, die die Jahre mit frühestem und spätestem Austrieb beinhalten, weisen weniger Jahre auf, zeigen aber auch, dass sehr späte Jahre und sehr frühe Jahre unmittelbar aufeinander folgen können, wie die Jahre 1942 und 1943 zeigen. Es lässt sich grundsätzlich nicht verallgemeinern, dass wärmere oder kühlere Jahre über mehrere

Jahre aufeinander folgen. Jedoch können bei den gemäßigten Jahren, wie es die Gruppe 2 zeigt, Folgen von bis zu vier Jahren hintereinander auftreten. Sonst stellen alle Gruppen Einzeljahre dar, die auch als Einzelereignisse betrachtet werden.

Die Betrachtung der phänologischen Phasen in den einzelnen Naturräumen bietet regional einen guten Überblick über die verschiedenen klimatischen Unterschiede. Dabei wird ein räumlicher Anpassungsprozess der Pflanzen an die veränderten klimatischen Verhältnisse, der in eine Verschiebung der Naturräume münden würde, nicht berücksichtigt. Für den Agrarsektor spielt diese Verschiebung der klimatischen Eigenschaften einer Region eine wichtige wirtschaftliche Rolle, weil sich durch die veränderten klimatischen Verhältnisse die Anbaufähigkeit verschiedenster Agrarkulturen zu mehr wärmeliebenden und evtl., je nach zukünftiger Wasserverfügbarkeit, auch wasserresistenteren Pflanzen verändern würde. Daher sollte dem Aspekt der Anpassungsfähigkeit von Pflanzen erhöhte Aufmerksamkeit geschenkt werden. So ist zukünftig auch dem normalerweise in den nördlichen Breiten nicht dominierenden Einflussfaktor Niederschlag eine größere Aufmerksamkeit zu schenken, wie Kramer et al. (2000) bereits im mediterranen Raum anhand verschiedener Baumarten demonstrierte.

12 Resümee

Diese Arbeit hatte zum Ziel, die Klimavariabilität der letzten 300 Jahre mithilfe rekonstruierter Klimadaten zu zeigen und zu diskutieren. Dabei bietet sie für die Klimawissenschaft ein weiteres Bindeglied zur Erläuterung des historischen Klimawandels in Europa.

Die in einer großen räumlichen und zeitlichen Auflösung zur Verfügung stehenden Klimadaten stellen eine Grundvoraussetzung für die Analyse der behandelten Aspekte in dieser Arbeit dar und sind gleichzeitig ein wichtiges Potenzial, um weitere klimarelevante Themen zu beleuchten.

Bei den Untersuchungen sind verschiedene Intentionen verfolgt worden. Zum einen die Klimadaten selbst, die auf verschiedene Weisen vorbetrachtet wurden, um die anschließenden Untersuchungen durchführen zu können. Dabei stellte sich bei der umfangreichen Betrachtung verschiedener Homogenitätstests deutlich heraus, dass die Verwendung mehrerer Tests als gegenseitige Verifikationen der Testergebnisse notwendig ist. Allerdings wäre eine umfangreichere Untersuchung einer größeren Anzahl an Datenpunkten bzw. Gitterboxen erforderlich gewesen, um die aufgetretenen natürlichen Inhomogenitäten bei beiden Klimaparametern weiter abzusichern. In diesem Zusammenhang müssen bei der Rekonstruktion der Anstieg und die Qualitätszunahme der verwendeten Klimadaten bis in die jüngste Zeit, die zu größeren, räumlichen Details und höherer, zeitlicher Varianz führen, mit berücksichtigt werden.

Die Validierung der umfangreichen Klimadaten erwies sich als nicht einfach, da in gleicher Form vorhandene, unabhängige Klimadaten nicht zur Verfügung standen. Lediglich ein kleiner zeitlich unabhängiger Klimadatenausschnitt konnte zeigen, dass die Rekonstruktionsform effizient ist, um historische direkte und indirekte Klimadaten zu erstellen. Die Methode zur Validierung selbst erwies sich als zweckmäßige Form zur Bestimmung der Qualität von Klimazeitreihen, wobei eine zeitlich höher aufgelöste Einteilung der Daten vielleicht die Qualität der Rekonstruktion innerhalb der verschiedenen Jahreszeiten noch deutlicher zeigen könnte.

Zur Untersuchung der Klimavariabilität der letzten 300 Jahre aus den historischen Klimadaten wurde eine Einteilung der Daten nach einer statistischen Methode angewendet, die eine objektive Klassifizierung ermöglicht und detailliert die unterschiedlichen Klimaänderungen in den Regionen des Untersuchungsgebietes darlegt. Die Untersuchung konnte weiterhin zeigen, dass sich sowohl auf jährlicher als auch saisonaler Zeitskala in der hier vorgegebenen räumlichen Auflösung ein differenziertes Bild der Klimavariabilität darstellen und diskutieren lässt, welches bis zu einzelnen Klimatypen im Untersuchungsgebiet reicht. Für eine noch ausführlichere Untersuchung der Klimaveränderungen im Untersuchungsgebiet, beispielsweise durch eine zeitlich höhere Auflösung sowohl der betrachteten Perioden als auch eine gleitende Verschiebung von Periode zu Periode, wäre aber die Differenzierung in einzelne Regionen notwendig, die den Wechsel von Klimatypen detailliert aufzeigt, da der ohnehin große Detaillierungsgrad eine Untersuchung der Klimaänderungen sonst unmöglich macht. Ein

Aspekt, der noch betrachtet werden könnte, ist der Vergleich der Perioden untereinander, um die Größe der Übereinstimmungen der Klimatypen in einzelnen Perioden zueinander zu bestimmen. Dabei ist es sinnvoll, sowohl für das gesamte Untersuchungsgebiet als auch für einzelne Gebiete Untersuchungen vorzunehmen.

Durch die Betrachtung der Klimaflächenänderungen der einzelnen Klimaklassen konnte die Ausbreitung und die damit verbundenen klimatischen Veränderungen zu verschiedenen Zeiten untersucht werden. Es wurde damit die zuvor vorgenommene Klassifizierung der Klimadaten in Bezug auf die klimatischen Veränderungen weiter untermauert. Allerdings konnte in diesem Abschnitt die Ausbreitungsrichtung der einzelnen Klimaklassen nicht weiter verfolgt werden. Eine differenziertere Betrachtung der Flächenänderungen einzelner Klimatypen in jährlicher und saisonaler Auflösung - statt für Klimaklassen - wäre für eine zukünftige Untersuchung regionaler Strukturen und deren räumlicher Ausbreitung, wie sie in der Klimaklassifikation beispielhaft diskutiert wurde, durchaus denkbar und sollte näher in Betracht gezogen werden. Für weitere regionale Studien ist daher eine nach Klimatypen differenzierte Untersuchung in einzelnen, ausgewählten Gebieten ein sinnvoller Schritt. Die Untersuchungen der Klimaflächenänderungen stellt im ökologischen Sinn auch eine Möglichkeit dar, anhand von Flächengrößenschwankungen Aussagen darüber zu machen, wie sich Flora und Fauna weiter entwickeln werden.

Das Ziel der Untersuchung von Extremen aus den historischen Klimadaten in Bezug auf Extreme der historischen Hochwasserhäufigkeiten, konnte aufgrund der monatlichen Klimadaten nicht deutlich genug herausgestellt werden, da extreme Hochwasserereignisse, die auf wenige Tage beschränkt sind, sich nur schwer in monatlich gemittelten Daten wieder finden lassen. Hier müssten neue Wege beschritten werden, die eine Rekonstruktion auf täglicher Basis beinhalten, um Übereinstimmungen zwischen extremen Klima- und Hochwasserdaten analysieren zu können. Eine alternative Methode, den Zusammenhang zwischen historischen Hochwasserdaten und den historischen Klimadaten herzustellen, wäre die Untersuchung der Flächenausdehnung bestimmter Klimatypen im Einzugsgebiet der Flüsse. Durch eine Clusterung der Flächen einzelner Klimatypen im Einzugsgebiet der Flüsse und den Vergleich mit den historischen Hochwasserdaten könnte ein Bezug zwischen Ausdehnung einzelner Klimatypen und bestimmten Hochwasserereignissen hergestellt werden. Dieses wurde in ähnlicher Weise bei Wanner et al. (2004) durch die Methode einer Kompositenbildung aus Niederschlagsanomalien mit starken Flutereignissen im Einzugsgebiet von Flüssen durchgeführt. Dennoch konnte die vorliegende Untersuchung zeigen, dass in einzelnen Klimatypen die Temperatur- und Niederschlagsextreme bis zum Untersuchungsende zunahmten, was als weiteres Indiz für eine höhere Klimavariabilität gewertet werden kann.

Eine Anwendung der Klimadaten für weitere klimainduzierte Disziplinen zeigt hier die Untersuchung der Phänologie. Dabei wird über Regressionsmodelle der historische Vegetationsbeginn verfolgt. Trotz des kurzen Kalibrierungszeitraumes zur Entwicklung des linearen Zusammenhanges zwischen Temperatur und Vegetationsbeginn hätte die Verlängerung des Kalibrierungszeitraumes über die CRU-Daten (Kap. 3.1) mit maximal acht Jahren keine deutliche Verbesserung bedeutet. Durch die Verwendung der CRU-Daten wäre die Kalibrierung verfälscht worden und es hätte keinen einheitlichen Datensatz für die zurückliegenden drei Jahrhunderte gegeben. Dennoch zeigen die vorliegenden Ergebnisse mithilfe der historischen Klimadaten, wie sich der Vegetationsbeginn in Europa in bestimmten Regionen über 300 Jahre änderte. Der Vergleich der Modellergebnisse mit historischen

Aufzeichnungen des Deutschen Wetterdienstes (DWD) ergaben für bestimmte Naturräume gute Übereinstimmungen, trotz teilweise lückenhafter DWD-Daten. Die Ergebnisse der Phänologie der Pflanzen (Kap. 11) verdeutlichen, dass die historischen Klimadaten für diese Disziplin gut verwendet werden können und als Referenzdaten für evtl. phänologische Modelle anwendbar sind.

13 Literaturverzeichnis

- Alexandersson H. & Moberg A., (1997): Homogenization of swedish temperature data. Part I: Homogeneity test for linear trends. *International Journal of Climatology*, 17, S.25-34
- Bacher J., (1996): Clusteranalyse: Anwendungsorientierte Einführung. R. Oldenbourg, München, S.436
- Bard E., Raisbeck G., Yiou F. & Jouzel J., (2000): Solar irradiance during the last 1200 years based on cosmogenic nuclides. *Tellus*, 52B (3), S.985-992
- Barry R.G. & Chorley R.J., (1992): Atmosphere, weather and climate. Routledge, London und New York, S.392
- Beer J., Mende W. & Stellmacher R., (2000): The role of the sun in climate forcing. *Quaternary Science Reviews*, 19, S.403-415
- Bertrand C., van Ypersele J.P. & Berger A., (1999): Volcanic and solar impacts on climate since 1700. *Climate Dynamics*, 15, S.355-367
- Bradley R.S., (2000): Enhanced: 1000 years of climate change. *Science*, 288, S.1353-1355
- Bradley R.S. & Jones P.D., (1995): Climate since A.D. 1500. Routledge, London und New York, S.706
- Briffa K.R., Schweingruber F.H., Jones P.D., Osborn T.J., Shiyatov S.G. & Vaganov E.A., (1998): Reduced sensitivity of recent tree-growth to temperature at high northern latitudes. *Nature*, 391 (Feb 12), S.678-682
- Brunetti M., Maugeri M. & Nanni T., (2001): Changes in total precipitation, rainy days and extreme events in northeastern Italy. *International Journal of Climatology*, 21, S.861-871
- Bunkers M.J. & Miller J.R., (1996): Definition of climate regions in the northern plains using an objective cluster modification technique. *Journal of Climate*, 9, S.130-146
- Changnon S.A., Pielke Jr. R.A., Changnon D., Sylves R.T. & Pulwarty R., (2000): Human factors explain the increased losses from weather and climate extremes. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 81 (3), S.437-442
- Chmielewski F.M., (1996): The international phenological gardens across Europe. Present state and perspectives. *Phenology Seasonality*, 1, S.19-23

- Chmielewski F.M., Müller A. & Bruns E., (2002): Climate changes and trends in phenology of fruit trees and field crops in Germany, 1961-2000. *Agrarmeteorologische Schriften* - Humboldt-Universität zu Berlin, Berlin, S.11
- Chmielewski F.M. & Rötzer T., (2001): Response of tree phenology to climate change across Europe. *Agricultural and Forest Meteorology*, 108, S.101-112
- Chmielewski F.M. & Rötzer T., (2002): Annual and spatial variability of the beginning of growing season in Europe in relation to air temperature changes. *Climate Research*, 19, S.257-264
- Conrad V. & Schreier O., (1927): Die Anwendung des Abbeschen Kriteriums auf geophysikalische Beobachtungsreihen. *Gerlands Beiträge zur Geophysik*, 17, S.372-378
- Cook E.D., D'Arrigo R.D. & Briffa K.R., (1998): A reconstruction of the North Atlantic Oscillation using tree-ring chronologies from North America and Europe. *The Holocene*, 8 (1), S.9-17
- Crowley T.J., (2000): Causes of climate change over the past 1000 years. *Science*, 289, S.270-277
- Cubasch U., Voss R., Hegerl G.C., Waszkewitz J. & Crowley T.J., (1997): Simulation of the influence of solar radiation variations on the global climate with an ocean-atmosphere general circulation model. *Climate Dynamics*, 13, S.757-767
- Dai A., Fung I.Y. & Del Genio A.D., (1997): Surface observed global land precipitation variation during 1900-88. *Journal of Climate*, 10, S.2943-2962
- Dai A., Trenberth K.E. & Karl T.R., (1998): Global variations in droughts and wet spells. *Geophysical Research Letters*, 25 (17), S.3367-3370
- Defila C. & Clot B., (2001): Phytophenological trends in Switzerland. *International Journal of Biometeorology*, 45, S.203-207
- DeGaetano A.T., (1996): Delineation of mesoscale climate zones in the northeastern United States using a novel approach to cluster analysis. *Journal of Climate*, 9, S.1765-1782
- Dyck S. & Peschke G., (1995): *Grundlagen der Hydrologie*. Verlag für Bauwesen, Berlin, S.536
- Easterling D.R., Meehl G.A., Parmesan C., Changon A., Karl T.R. & Mearns L.O., (2000a): Climate extremes: observations, modeling, and impacts. *Science*, 289, S.2068-2074
- Easterling D.R., Evans J.L., Groisman P.Ya., Karl T.R., Kunkel K.E. & Ambenje P., (2000b): Observed variability and trends in extreme climate events: a brief review. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 81 (3), S.417-425
- Eddy J.A., (1976): The Maunder Minimum. *Science*, 192, S.1189-1202

- Fovell R.G. & Fovell M.Y., (1993): Climate zones of the conterminous United States defined using cluster analysis. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 6, S.2103-2135
- Fraedrich K., Gerstengarbe F.W. & Werner P.C., (2001): Climate shifts during the last century. *Climate Change*, 50, S.405-417
- Free M. & Robock A., (1999): Global warming in the context of the Little Ice Age. *Journal of Geophysical Research*, 104 (D16), S.19057-19070
- Frenzel B., (1994): Climate trends and anomalies in Europe 1675-1715. Akademie der Wissenschaften und der Literatur, Mainz, S.479
- Gadgil Y.S. & Joshi N.V., (1993): Coherent rainfall zones of the Indian Region. *International Journal of Climatology*, 13, S.547-566
- Galambos J., (1987): The asymptotic theory of extreme order statistics. R.E. Krieger, Malabar, S.414
- Gerber S., Joos F., Brügger P., Stocker T.F., Mann M.E., Sitch S. & Scholze M., (2003): Constraining temperature variations over the last millennium by comparing simulated and observed atmospheric CO₂. *Climate Dynamics*, 20, S.281-299
- Gerstengarbe F.W. & Werner P.C., (1987): Einige Anmerkungen zur Extremwertproblematik. *Zeitschrift für Meteorologie*, 37, S.299-300
- Gerstengarbe F.W. & Werner P.C., (1989): A method for the statistical definition of extreme-value regions and their application to meteorological time series. *Zeitschrift für Meteorologie*, 39 (4), S.224-226
- Gerstengarbe F.W. & Werner P.C., (1991): Some critical remarks on the use of extreme-value statistics in climatology. *Theoretical and Applied Climatology*, 44, S.1-8
- Gerstengarbe F.W. & Werner P.C., (1999): The complete non-hierarchical cluster analysis. *PIK Report*, 50, S.23
- Gerstengarbe F.W., Werner P.C. & Fraedrich K., (1999): Applying non-hierarchical cluster analysis algorithms to climate classification: some problems and their solution. *Theoretical and Applied Climatology*, 64, S.143-150
- Gerstengarbe F.W., Kücken M. & Werner P.C., (2005): A new validation scheme for the evaluation of multiparameter fields, *Tellus*, 57A, S.35-42
- Glaser R., (2001): Klimageschichte Mitteleuropas - 1000 Jahre Wetter, Klima, Katastrophen. Wissenschaftliche Buchgesellschaft, Darmstadt, S.227
- Gong X. & Richman M.B., (1995): On the application of cluster analysis to growing season precipitation. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 8, S.897-931

- Goudriaan J. & Zadoks J.C., (1995): Global climate change: modeling the potential responses of agro-ecosystems with special reference to crop protection. *Environmental Pollution*, 87 (2), S.215-224
- Groisman P.YA., Karl T., Easterling D.R., Knight R.W., Jamason P.F., Hennessy K.J., Suppiah R., Page C.M, Wibig J., Fortuniak K., Razuvaev V.N., Douglas A., Forland E. & Zhai P.-M., (1999): Changes in the probability of heavy precipitation: important indicators of climatic change. *Climate Change*, 42, S.243-283
- Haigh J.D., (1996): The impact of solar variability on climate. *Science*, 272, S.981-984
- Hartung J., (1999): *Multivariate Statistik*. Oldenbourg, München, Wien, S.815
- Hartung J., Elpert B. & Klösener K.H., (2002): *Statistik, Lehr- und Handbuch der angewandten Statistik*. Oldenbourg, München, S.975
- Heino R., Brazdil R., Forland E., Tuomenvirta H., Alexandersson H., Beniston M., Pfister C., Rebetz M., Rosenhagen G., Rösner S. & Wibig J., (1999): Progress in the study of climatic extremes in northern and central Europe. *Climatic Change*, 42, S.151-181
- Helmert F.R., (1907): *Die Ausgleichsrechnung nach der Methode der kleinsten Quadrate*. Teubner, Leipzig, S.578
- Hennessy K.J., Suppiah R. & Page C.M, (1999): Australian rainfall changes, 1910-1955. *Australian Meteorological Magazine*, 48, S.1-13
- Hoyt D.V. & Schatten K.H., (1993): A discussion of plausible solar irradiance variations, 1700-1992. *Journal of Geophysical Research*, 98 (A11), S.18895-18906
- Hoyt D.V., Schatten K.H. & Nesmesribes E., (1994): The 100th year of wolf, Rudolf death - do we have the correct reconstruction of solar-activity. *Geophysical Research Letters*, 21 (18), S.2067-2070
- Hupfer P. & Bernhardt K.H., (1991): *Das Klimasystem der Erde*. Akademie Verlag, Berlin, S.464
- Hupfer P. & Kuttler W., (2005): *Witterung und Klima - Eine Einführung in die Meteorologie und Klimatologie*. Teubner, Stuttgart, Leipzig, Wiesbaden, S.554
- Hurrell J.W., Kushnir Y. & Visbeck M., (2001): The North Atlantic Oscillation. *Science*, 291, S.603-605
- Hutchinson M.F., (1995): Interpolating mean rainfall using thin plate smoothing splines. *International Journal Geographical Information Systems*, 9, S.385-403
- IPCC, (2001a): *Climate Change 2001 - The scientific basis*. Cambridge University Press, Cambridge, S.944

- IPCC, (2001b): Climate Change 2001 - Impacts, adaptation and vulnerability. Cambridge University Press, Cambridge, S.1032
- Jackson I.J. & Weinand H., (1994): Towards a classification of tropical rainfall stations. *International Journal of Climatology*, 14, S.263-286
- Jackson I.J. & Weinand H., (1995): Classification of tropical rainfall stations: a comparison of clustering techniques. *International Journal of Climatology*, 15, S.985-994
- Jacobeit J., Jönsson P., Barring L., Beck Ch. & Ekström M., (2001): Zonal indices for Europe 1780 -1995 and running correlations with temperature. *Climate Change*, 48, S.219-241
- Jacobeit J., Wanner H., Koslowski G. & Gudd M., (1999): European surface pressure patterns for months with outstanding climatic anomalies during the sixteenth century. *Climate Change*, 43, S.201-221
- Jones P.D., Osborn T.J. & Briffa K.R., (2001): The evolution of climate over the last millennium. *Science*, 292, S.662-667
- Kalkstein L.S., Dunne P.C. & Vose R.S., (1990): Detection of climatic change in the western North America Arctic using a synoptic climatological approach. *Journal of Climate*, 3, S.1153-1167
- Kalkstein L.S., Tan G. & Skindlov J.A., (1987): An evaluation of three clustering procedures for use in synoptic climatological classification. *Journal of Climate and Applied Meteorology*, 26, S.717-730
- Kalnay E., Kanamitsu M., Kistler R., Collins W., Deaven D., Gandin L., Iredell M., Saha S., White G., Woollen J., Zhu Y., Leetmaa A., Reynolds B., Chelliah M., Ebisuzaki W., Higgins W., Janowiak J., Mo K.C., Ropelewski C., Wang J., Jenne R. & Joseph D., (1996): The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 77 (3), S.437-472
- Kappas M., Menz G., Richter M. & Treter U., (2003): Nationalatlas Bundesrepublik Deutschland, 1. Auflage edn. Spektrum Akademischer Verlag GmbH, Heidelberg - Berlin, S.176
- Karl T.R. & Easterling D.R., (1999): Climate extremes: selected review and future research directions. *Climate Change*, 42, S.309-325
- Karl T.R. & Knight R.W., (1998): Secular trends of precipitation amount frequency and intensity in the United States. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 79, S.231-241
- Karl T.R., Knight R.W. & Plummer N., (1995): Trends in high-frequency climate variability in the twentieth century. *Nature*, 377, S.217-220

- Katz R.W. & Brown B.G., (1992): Extreme events in a changing climate: variability is more important than averages. *Climate Change*, 21, S.289-302
- Katz R.W. & Brown B.G., (1994): Sensitivity of extreme events to climate change: the case of autocorrelated time series. *Environmetrics*, 5, S.451-462
- Keeling C.D., Chin J.F.S. & Whorf T.P., (1996): Increased activity of northern vegetation inferred from atmospheric CO₂ measurements. *Nature*, 382, S.146-149
- Kindermann J., Wurth G., Kohlmaier G.H. & Badeck F.W., (1996): Interannual variation of carbon exchange fluxes in terrestrial ecosystems. *Global Biogeochemical Cycles*, 10 (4), S.737-755
- Köhler W., Schachtel G. & Voleske P., (1984): *Biometrie - Einführung in die Statistik für Biologen und Agrarwissenschaftler*. Springer-Verlag, Berlin, S.253
- Kolmogoroff A.N., (1933): Sulla determinazione di una legge di distribuzione. *Giornale Istituto Italiano Attuari*, 4, S.83-91
- Köppen W., (1936): Das geographische System der Klimate. In "Handbuch der Klimatologie". Gebrüder Bornträger, Berlin, S.388
- Kramer K., (1996): Phenology and growth of European trees in relation to climate change. Wageningen, S.210
- Kramer K., Leinonen I. & Loustau D., (2000): The importance of phenology for the evaluation of impact of climate change on growth of boreal, temperate and Mediterranean forests ecosystems: an overview. *International Journal of Biometeorology*, 44, S.67-75
- Kraus H., (2001): *Die Atmosphäre der Erde - Eine Einführung in die Meteorologie*. Springer, Berlin, Heidelberg, S.470
- Kücken M., Gerstengarbe F.W. & Werner P.C., (2002): Cluster analysis results of regional climate model simulations in the PIDCAP period. *Boreal Environment Research*, 7, S.219-223
- Lamb H.H., (1982): *Climate, history and the modern world*. Methuen, London, New York, S.387
- Lauer W., Rafiqpoor D. & Frankenberg P., (1996): Die Klimate der Erde. Eine Klassifikation auf ökophysiologischer Grundlage der realen Vegetation. *Erdkunde*, 50 (4), S.275-300
- Lean J., Beer J. & Bradley R., (1995): Reconstruction of solar irradiance since 1610: implication for climate change. *Geophysical Research Letters*, 22 (23), S.3195-3198
- Lean J. & Rind D., (1998): Climate forcing by changing solar radiation. *Journal of Climate*, 11, S.3069-3094

- Lean J. & Rind D., (1999): Evaluating sun-climate relationships since the Little Ice Age. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 61, S.25-36
- Luterbacher J., Rickli R., Xoplaki E., Tinguely C., Beck C., Pfister C. & Wanner H., (2001): The Late Maunder Minimum (1675-1715) - a key period for studying decadal scale climatic change in Europe. *Climate Change*, 49, S.441-462
- Luterbacher J., Xoplaki E., Dietrich D., Rickli R., Jacobeit J., Beck C., Gyalistras D., Schmutz C. & Wanner H., (2002): Reconstruction of sea level pressure fields over the eastern North Atlantic and Europe back to 1500. *Climate Dynamics*, 18, S.545-561
- Mann H.B. & Whitney D.R., (1947): On a test of whether one of two random variables is stochastically larger than the other. *Annals of Mathematical Statistics*, 18, S.52-54
- Mann M.E., Bradley R.S. & Hughes M.K., (1998): Global-scale temperature patterns and climate forcing over the past six centuries. *Nature*, 392 (23), S.779-787
- Manton M.J., Della-Marta P.M., Haylock M.R., Hennessy K.J., Nicholls N., Chambers L.E., Collins D.A., Daw G., Finet A., Gunawan D., Inape K., Isobe H., Kestin T.S., Lefale P., Leyu C.H., Lwin T., Maitrepierre L., Ouprasitwong N., Page C.M., Pahalad J., Plummer N., Salinger M.J., Suppiah R., Tran V.L., Trewin B., Tibig I. & D. Yee, (2001): Trends in extreme daily rainfall and temperature in Southeast Asia and the South Pacific: 1961-1998. *International Journal of Climatology*, 21 (3), S.269-284
- Meehl G.A., Karl T., Easterling D.R., Changnon S., Pielke R.Jr., Changnon D., Evans J., Groisman P.Ya., Knutson T.R., Kunkel K.E., Mearns L.O., Parmesan C., Pulwarty R., Root T., Sylves R.T., Whetton P. & Zwiers F., (2000a): An introduction to trends in extreme weather and climate events: observations, socioeconomic impacts, terrestrial ecological impacts and model projections. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 81 (3), S.413-416
- Meehl G.A., Zwiers F., Evans J., Knutson T., Mearns L. & Whetton P., (2000b): Trends in extreme weather and climate events: issues related to modelling extremes in projections of future climate change. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 81 (3), S.427-436
- Menzel A., (2000): Trends in phenological phases in Europe between 1951 und 1996. *International Journal of Biometeorology*, 44, S.76-81
- Menzel A. & Fabian P., (1999): Growing season extended in Europe. *Nature*, 397, S.659
- Mimmack G.M., Mason S.J. & Galpin J.S., (2001): Choice of distance matrices in cluster analysis: defining regions. *American Meteorological Society*, 14, S.2790-2797
- Mitchell T., (2004): Frequently asked questions - can the observed data-sets be used for time-series analysis? <http://www.cru.uea.ac.uk/~timm/grid/index-faq.html>
- Moberg A. & Alexandersson H., (1997): Homogenization of Swedish temperature data. Part II: Homogenized gridded air temperature compared with a subset of global gridded air temperature since 1861. *International Journal of Climatology*, 17, S.35-54

- Mursula K., Usoskin I.G. & Nevanlinna H., (2003): Geomagnetic activity during the Dalton Minimum: new evidence for the lost cycle. *Geophysical Research Abstracts*, 5 (10361)
- Nesme-Ribes E., Ferreira E.N., Sadourny R., Treut H.Le & Li Z.X., (1993): Solar dynamics and its impact on solar irradiance and the terrestrial climate. *Journal of Geophysical Research*, 98 (A11), S.18923-18935
- New M., Hulme M. & Jones P.D., (1999): Representing Twentieth-Century space-time climate variability. Part I: Development of a 1961-1990 mean monthly terrestrial climatology. *Journal of Climate*, 12, S.829-856
- New M., Hulme M. & Jones P.D., (2000): Representing 20th century space-time climate variability. Part II: development of 1901-1996 monthly grids of terrestrial surface climate. *Journal of Climate*, 13 (13), S.2217-2238
- Nicholls N., (1995): Long-term climate monitoring and extreme events. *Climatic Change*, 31, S.231-245
- Oliver J.E., (1991): The history, status and future of climate classification. *Physical Geography*, 12 (3), S.231-251
- Osborn C.P., Chuine I., Viner D. & Woodward F.I., (2000a): Olive phenology as a sensitive indicator of future climatic warming in the Mediterranean. *Plant, Cell and Environment*, 23 (7), S.701-710
- Osborn T.J., Hulme M., Jones P.D. & Basnett A., (2000b): Observed trends in the daily intensity of United Kingdom precipitation. *International Journal of Climatology*, 20, S.347-364
- Parmesan C., Root T.L. & Willig M.R., (2000): Impacts of extreme weather and climate on terrestrial biota. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 81 (3), S.443-450
- Pfeifer D., (1989): Einführung in die Extremwertstatistik. Teubner, Stuttgart, S.199
- Pfister C., (1984): Klimageschichte der Schweiz 1525 bis 1860 - Das Klima der Schweiz 1525 bis 1860 und seine Bedeutung in der Geschichte von Bevölkerung und Landwirtschaft. Haupt, Bern, S.184
- Pfister C., (1999): Wetternachhersage. 500 Jahre Klimavariationen und Naturkatastrophen (1496 - 1995). Haupt, Bern, S.304
- Plummer N.J., Salinger M.J., Nicholls N., Suppiah R., Hennessy K.J., Leighton R.M., Trewin B., Page C.M & Lough J.M., (1999): Changes in climate extremes over the Australian region and New Zealand during the twentieth century. *Climate Change*, 42, S.183-202

- Preisendorfer R. & Wobley C.D., (1988): Principal component analysis in meteorology and oceanography. Elsevier, Amsterdam, S.425
- Rahmstorf S., (1996): On the freshwater forcing and transport of the Atlantic thermohaline circulation. *Climate Dynamics*, 12, S.799-811
- Rahmstorf S., (2000): The thermohaline ocean circulation: a system with dangerous thresholds. *Climatic Change*, 46, S.247-256
- Rahmstorf S., (2003): Klimawandel - Rote Karte für die Leugner. *Bild der Wissenschaften*, 1, S.56-61
- Reid G.C., (1997): Solar forcing of global climate change since the mid-17th century. *Climatic Change*, 37, S.391-405
- Rind D., (2002): The sun's role in climate variations. *Science*, 296, S.673-677
- Robeson S.M., (2002): Increasing growing-season length in Illinois during the 20th century. *Climatic Change*, 52, S.219-238
- Robock A., (2000): Volcanic eruptions and climate. *Reviews of Geophysics*, 38 (2), S.191-219
- Rötzer T., Witzenzeller M., Haeckel H. & Nekovar J., (2000): Phenology in central Europe - differences and trends of spring phenophases in urban and rural areas. *International Journal of Biometeorology*, 44, S.60-66
- Runge K. & Schönwiese C.D., (1986): Statistik phänologischer Zeitreihen Europas. Einige Charakteristika und klimatologische Zusammenhänge. *Arboreta Phaenologica*, S.51-60
- Sachs L., (2002): *Angewandte Statistik*. Springer, Berlin, S.846
- Salvisberg E., (1996): *Wetterlagenklimatologie - Möglichkeiten und Grenzen ihres Beitrages zur Klimawirkungsforschung im Alpenraum*. Geographica Bernensia, Bern, S.187
- Sanderson M., (1999): The classification of climates from Pythagoras to Koeppen. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 80 (4), S.669-673
- Sarewitz D. & Pielke Jr. R., (2001): Extreme events: a research and policy framework for disasters in context. *International Geology Review*, 43, S.406-418
- Schaber J., (2002): Phenology in Germany in the 20th century: methods, analyses and models. *PIK Report*, Potsdam, S.145
- Schnelle F., (1955): *Pflanzen-Phänologie*. Geest & Portig, Leipzig, S.299
- Schönwiese C.D., (2000): *Praktische Statistik für Meteorologen und Geowissenschaftler*. Bebrüder Borntraeger, Berlin - Stuttgart, S.298

- Schönwiese C.D. & Malcher J., (1985): Nicht-Stationarität oder Inhomogenität? Ein Beitrag zur statistischen Analyse klimatologischer Zeitreihen. *Wetter und Leben*, S.181-193
- Schönwiese C.D., Malcher J. & Hartmann C., (1986): Globale Statistik langer Temperatur- und Niederschlagsreihen. *Berichte des Instituts für Meteorologie und Geophysik der Universität Frankfurt/Main, Frankfurt a. Main*, S.134
- Schönwiese C.D. & Rapp J., (1997): *Climate trend atlas of Europe based on observations 1891-1990*. Kluwer, Dordrecht, S.228
- Schönwiese C.D., Rapp J., Fuchs T. & Denhard M., (1994): Observed climate trends in Europe 1891-1990. *Meteorologische Zeitschrift*, 3, S.22-28
- Schwartz M.D. & Reiter B.E., (2000): Short communication - changes in north american spring. *International Journal of Climatology*, 20, S.929-932
- Seyfert F., (1960): *Phänologie*. A. Ziemsen, Wittenberg, S.102
- Shindell D., Rind D., Balachandran N., Lean J. & Lonergan P., (1999): Solar cycle variability, ozone, and climate. *Science*, 284, S.305-308
- Silverman S.M., (1992): Secularvariation of the aurora for the last 500 years. *Reviews of Geophysics*, 30 (4), S.333-351
- Smirnoff N., (1948): Tables for estimating the goodness of fit of empirical distributions. *Annals of Mathematical Statistics*, 19, S.279-281
- Sneyers R., (1990): On the statistical analysis of series of observation. In: *WMO Technical Note*, vol 143. World Meteorological Organization, Genf, S.192
- Solanki S.K. & Fligge M., (1998): Solar irradiance since 1874 revisited. *Geophysical Research Letters*, 25 (3), S.341-344
- Solow R., (1999): On testing for change in extreme events. *Climate Change*, 42, S.341-349
- Spano D., Cesaraccio C., Duce P. & Snyder R.L., (1999): Phenological stages of natural species and their use as climate indicators. *International Journal of Biometeorology*, 42, S.124-133
- Sparks T.H., (1999): Phenology and the changing pattern of bird migration in Britain. *International Journal of Biometeorology*, 42, S.134-138
- Sparks T.H., Jeffree E.P. & Jeffree C.E., (2000): An examination of the relationship between flowering times and temperature at the national scale using long-term phenological records from UK. *International Journal of Biometeorology*, 44, S.82-87
- Steinhausen D. & Langer K., (1977): *Clusteranalyse - Einführung in Methoden und Verfahren der automatischen Klassifikation*. Walter de Gruyter, Berlin, S.206

- Storch H. von & Zwiers F., (2002): Statistical analysis in climate research. Cambridge University Press, Cambridge, S.494
- Sturm K., Glaser R., Jacobeit J., Deutsch M., Brázdil R., Pfister Ch., Luterbacher J. & Wanner H., (2001): Hochwasser in Mitteleuropa seit 1500 und ihre Beziehung zur atmosphärischen Zirkulation. Petermanns Geographische Mitteilungen, 145 (6), S.14-23
- Thornley J.H.M. & Cannell M.G.R., (2001): Soil carbon storage response to temperature: an hypothesis. Annals of Botany, 87 (5), S.591-598
- Triantafyllou G.N. & Tsonis A.A., (1994): Assessing the ability of the Köppen system to delineate the general pattern of climates. Geophysical Research Letters, 21 (25), S.2809-2812
- Usoskin I.G., Mursula K. & Kovaltsov G.A., (2001): Was one sunspot cycle lost in late XVIII century? Astronomy and Astrophysics, 370 (2), S.L31-L34
- Usoskin I.G., Mursula K. & Kovaltsov G.A., (2002): Lost sunspot cycle in the beginning of Dalton Minimum: new evidence and consequences. Geophysical Research Letters, 29 (24), S.2183
- Wagner D., (1996): Scenarios of extreme temperature events. Climate Change, 33, S.385-407
- Wagner K., (1971): Atlas zur physischen Geographie (Orographie). Verlag Hochschulatlanten, Mannheim, S.36
- Wald D. & Wolfowitz J., (1943): An exact test for randomness in the non-parametric case based on serial correlation. Annals of Mathematical Statistics, 14, S.378-388
- Wanner H., Beck C., Brazdil R., Casty C., Deutsch M., Glaser R., Jacobeit J., Luterbacher J., Pfister C., Pohl S., Sturm K., Werner P.C. & Xoplaki E., (2004): Dynamic and socioeconomic aspects of historical floods in central Europe. Erdkunde, 58 (1), S.1-16
- Werner P.C. & Gerstengarbe F.W., (1997): Proposal for the development of climate scenarios. Climate Research, 8, S.171-182
- Westermann, (1979): Diercke Weltatlas. Westermann Schulbuchverlag GmbH, Braunschweig, S.200
- Westermann, (2002): Diercke Weltatlas. Westermann Schulbuchverlag GmbH, Braunschweig, S.275
- White M.A., Running S.W. & Thornton P.E., (1999): The impact of growing-season length variability on carbon assimilation and evapotranspiration over 88 years in the eastern US deciduous forest. International Journal of Biometeorology, 42 (3), S.139-145

-
- Wielgolaski F.E., (2001): Phenological modifications in plants by various edaphic factors. *International Journal of Biometeorology*, 45, S.196-202
- Wilks D., (1995): *Statistical methods in the atmospheric sciences*. Academic Press, San Diego, S.467
- Willmott C.J., Clinton M.R. & Philpot W.D., (1985): Small-scale climate maps: a sensitivity analysis of some common assumptions associated with grid-point interpolation and contouring. *The American Cartographer*, 12 (1), S.5-16
- Yao C.S., (1997): A new method of cluster analysis for numerical classification of climate. *Theoretical and Applied Climatology*, 57, S.111-118
- Zielinski G.A., (2000): Use of paleo-records in determining variability within the volcanism-climate system. *Quaternary Science Reviews*, 19, S.417-438

14 Anhang

Der Anhang beinhaltet alle Abbildungen und Tabellen, die nicht in den einzelnen Kapiteln gezeigt, aber im Text angesprochen wurden. Dazu gehören die Abbildungen aus der Validierung (vgl. Kap. 5), den verschiedenen jährlichen und saisonalen Perioden der Klimaklassifikation sowie die dazugehörigen Temperatur- und Niederschlagsgrößen in Tabellenform (vgl. Kap. 7 und Kap. 8). Weiterhin sind die Abbildungen aus der phänologischen Untersuchung, die die Kurvenverläufe des Vegetationsbeginns aller Naturräume sowohl in Jahres- als auch Jahrzehntform darstellen (vgl. Kap. 11), zu sehen.

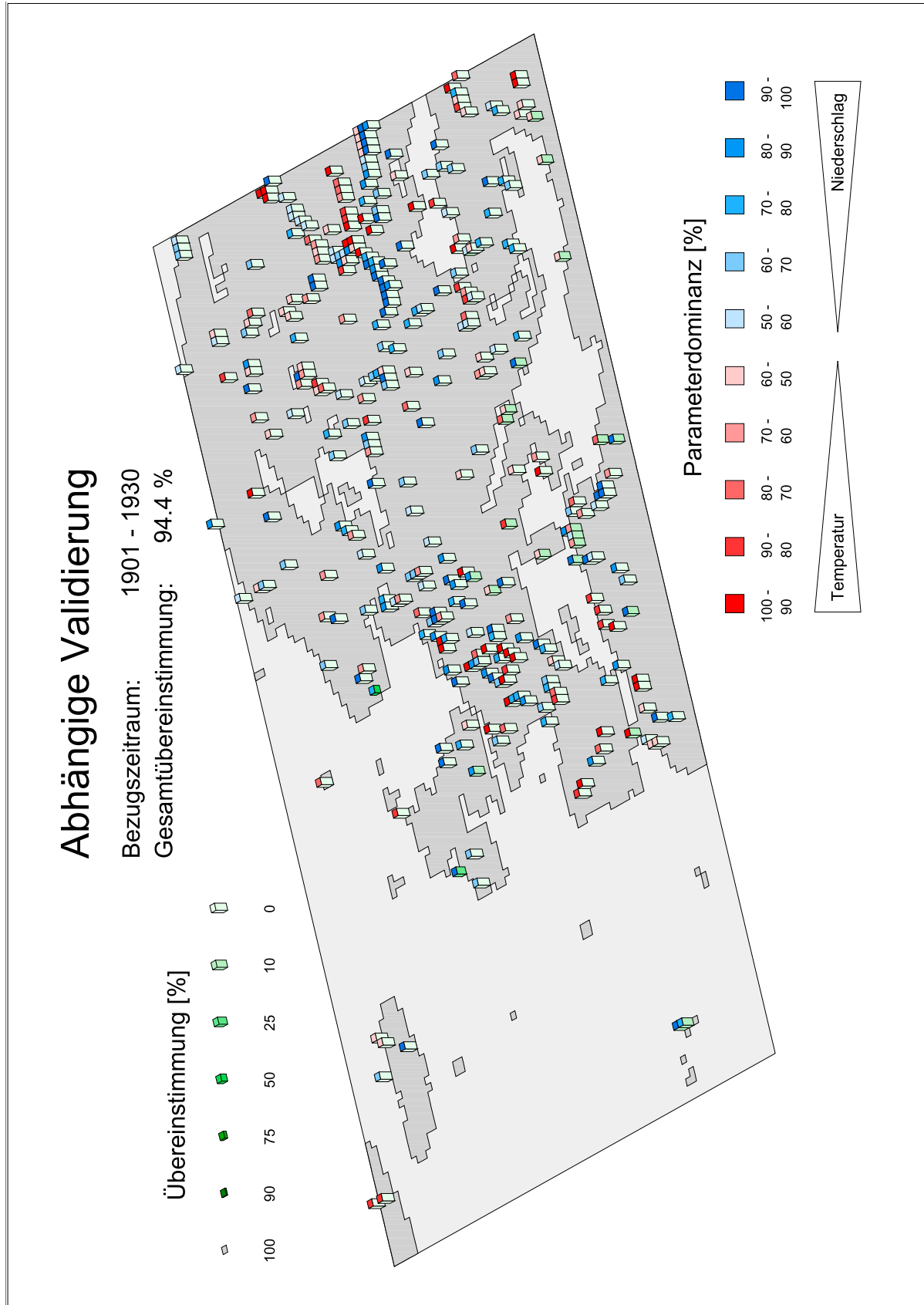


Abb. 14-1 Abhängige Validierung für die Periode 1901/30.

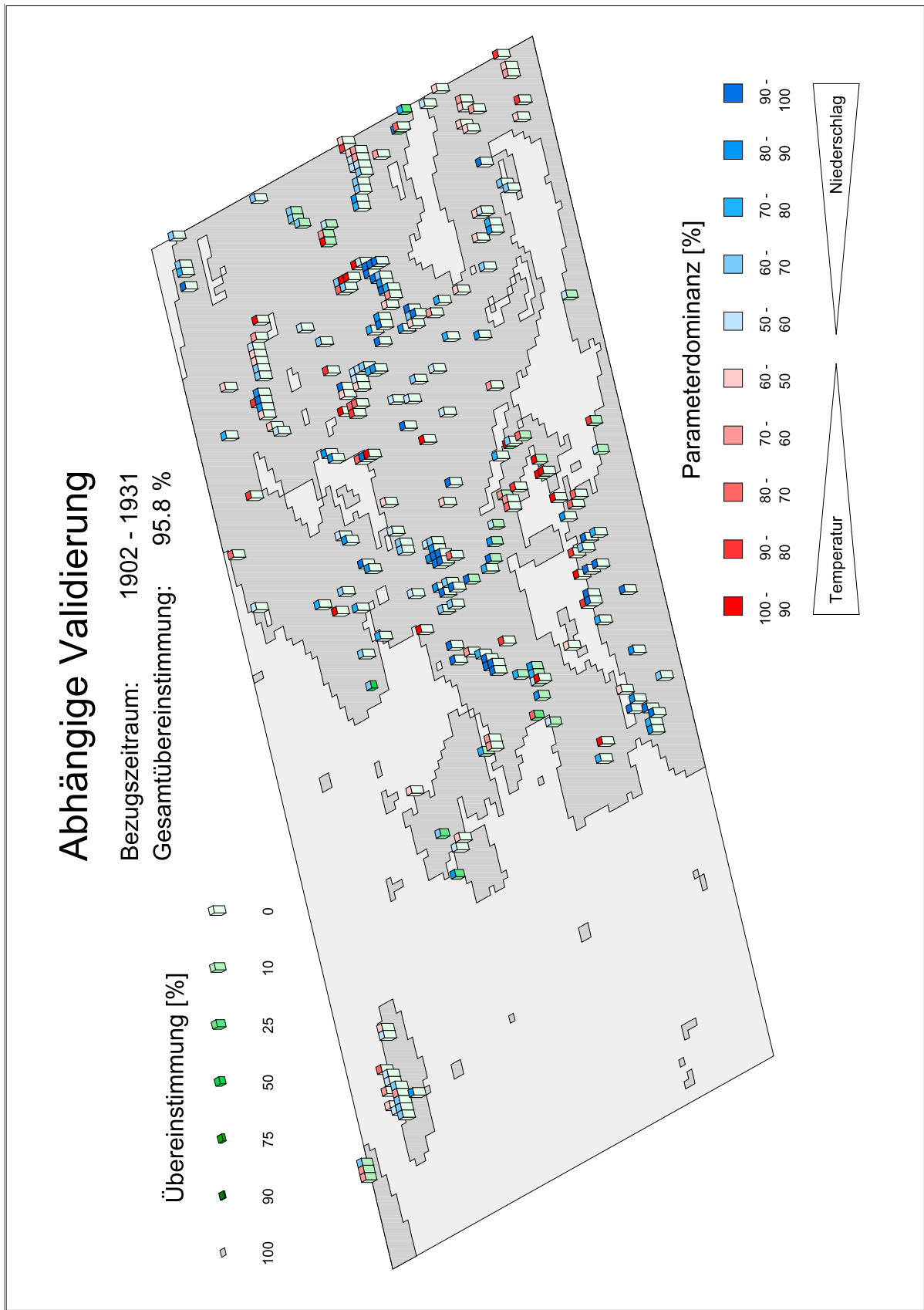


Abb. 14-2 Abhängige Validierung für die Periode 1902/31.

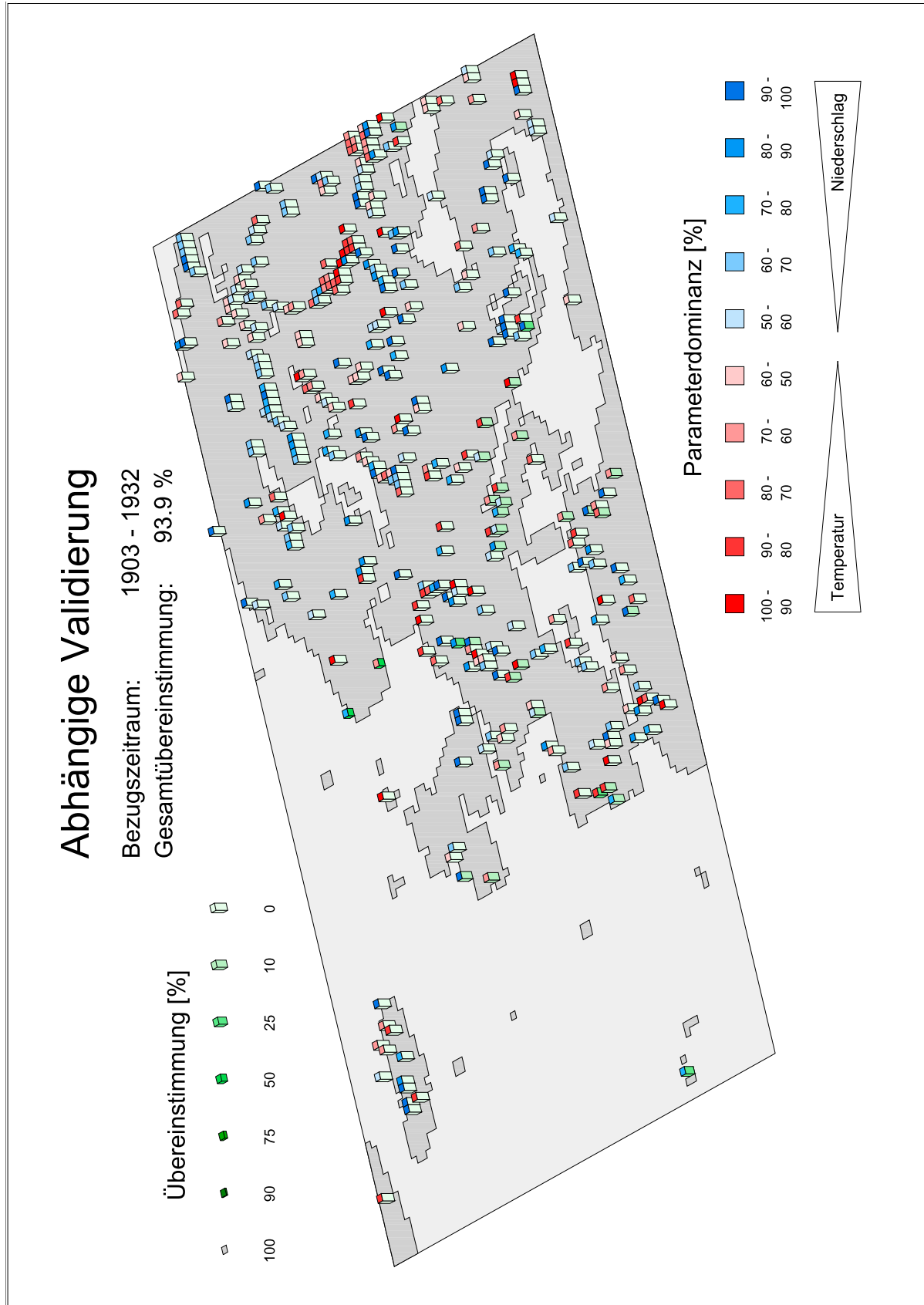


Abb. 14-3 Abhängige Validierung für die Periode 1903/32.

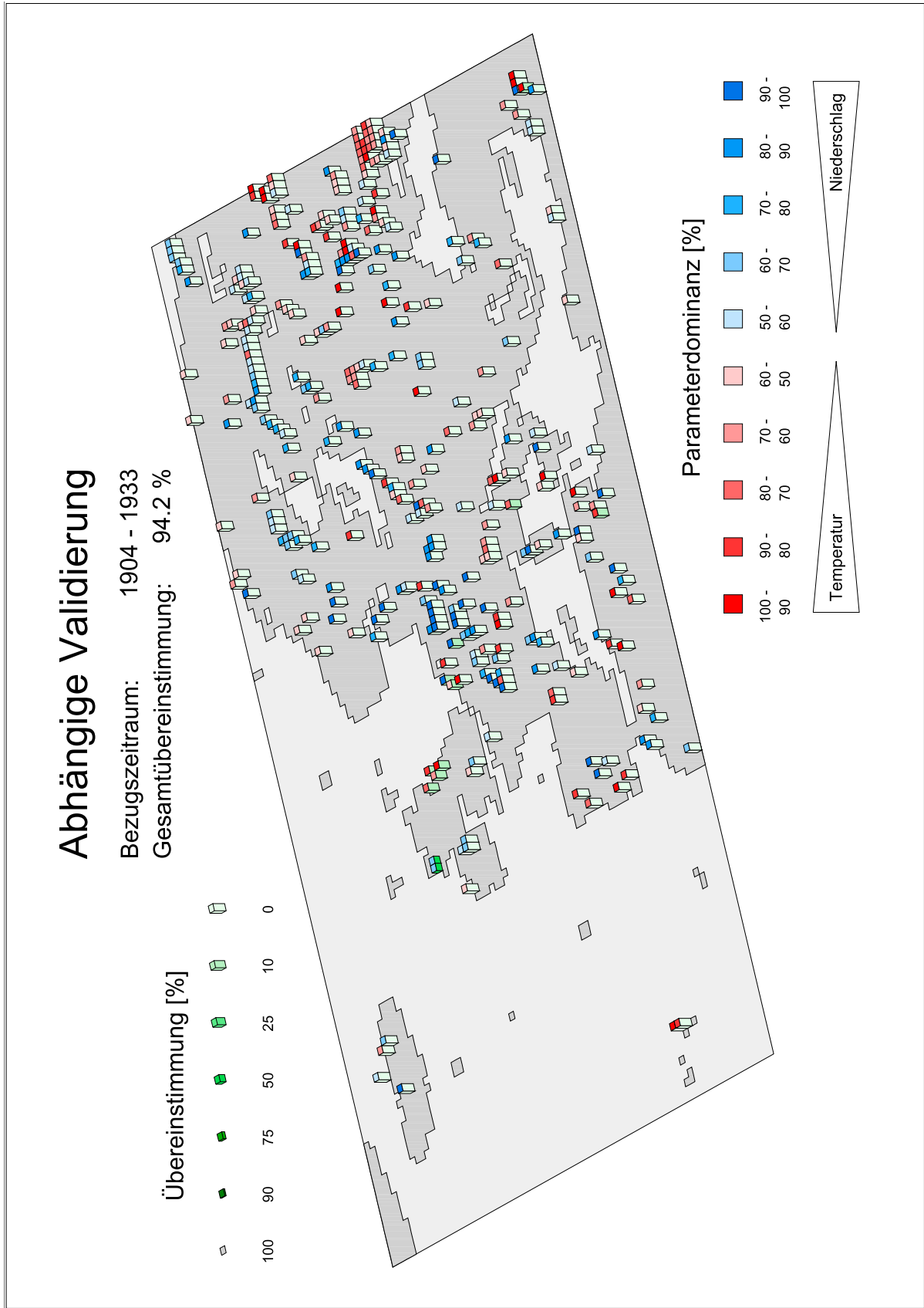


Abb. 14-4 Abhängige Validierung für die Periode 1904/33.

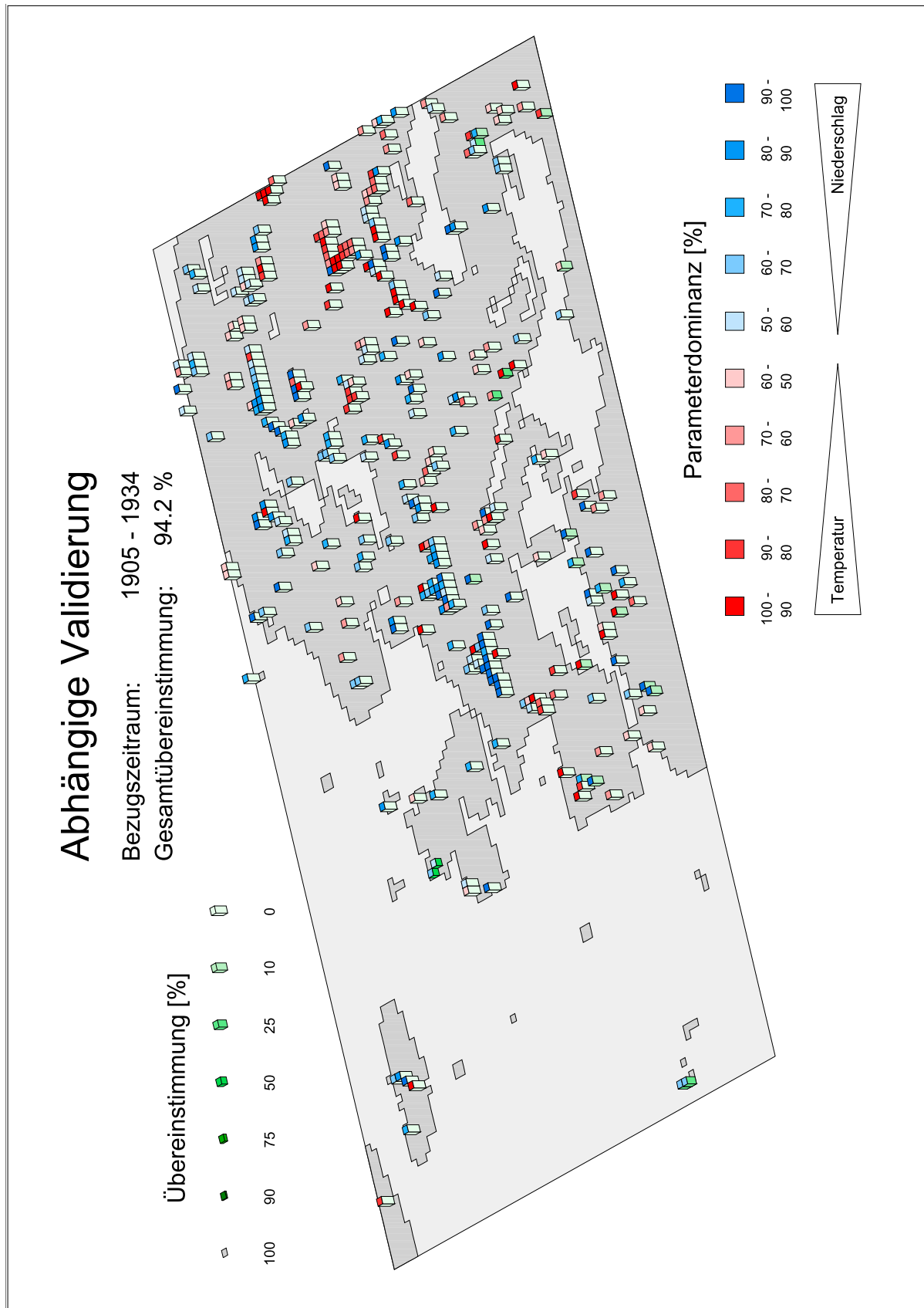


Abb. 14-5 Abhängige Validierung für die Periode 1905/34.

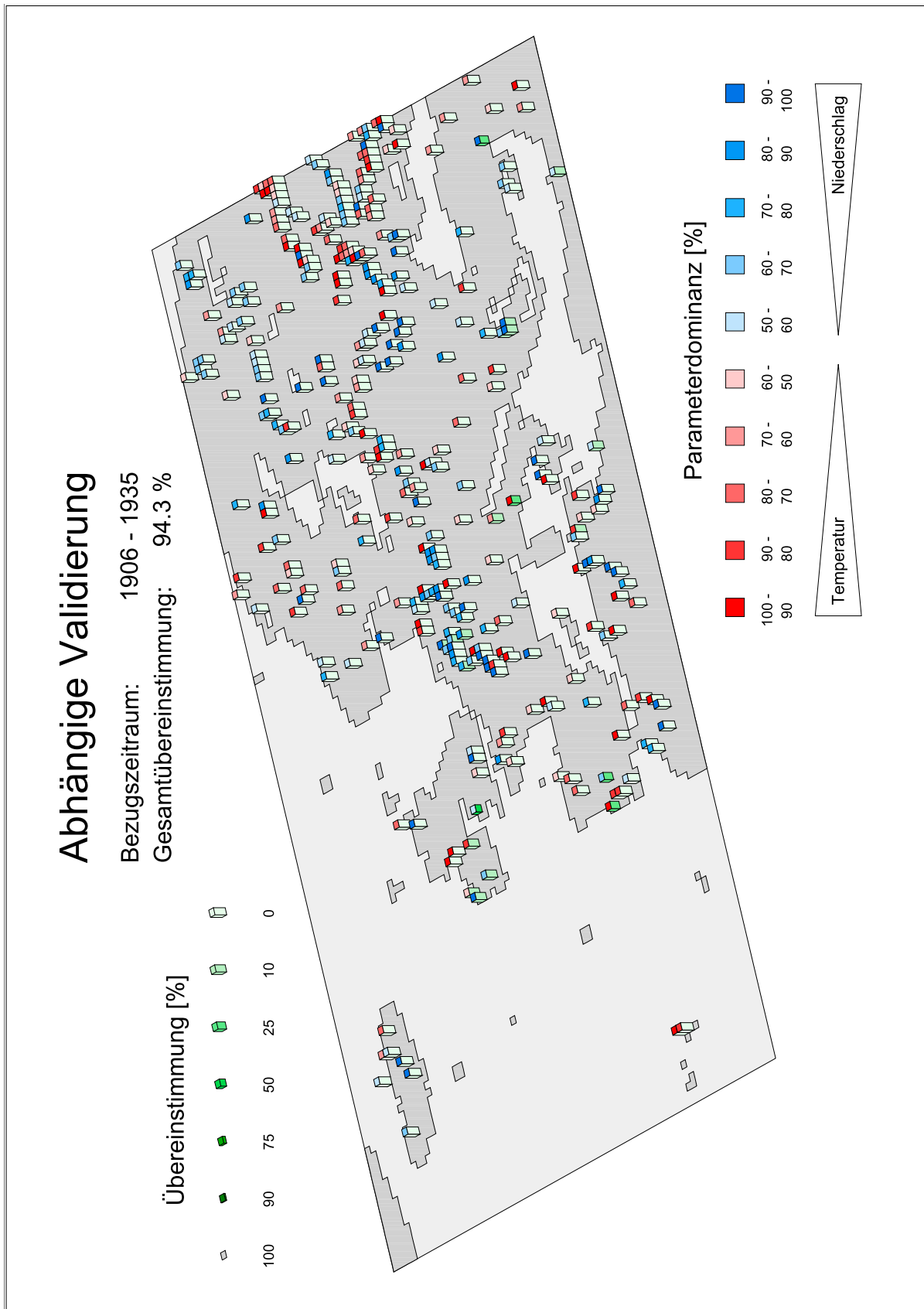


Abb. 14-6 Abhängige Validierung für die Periode 1906/35.

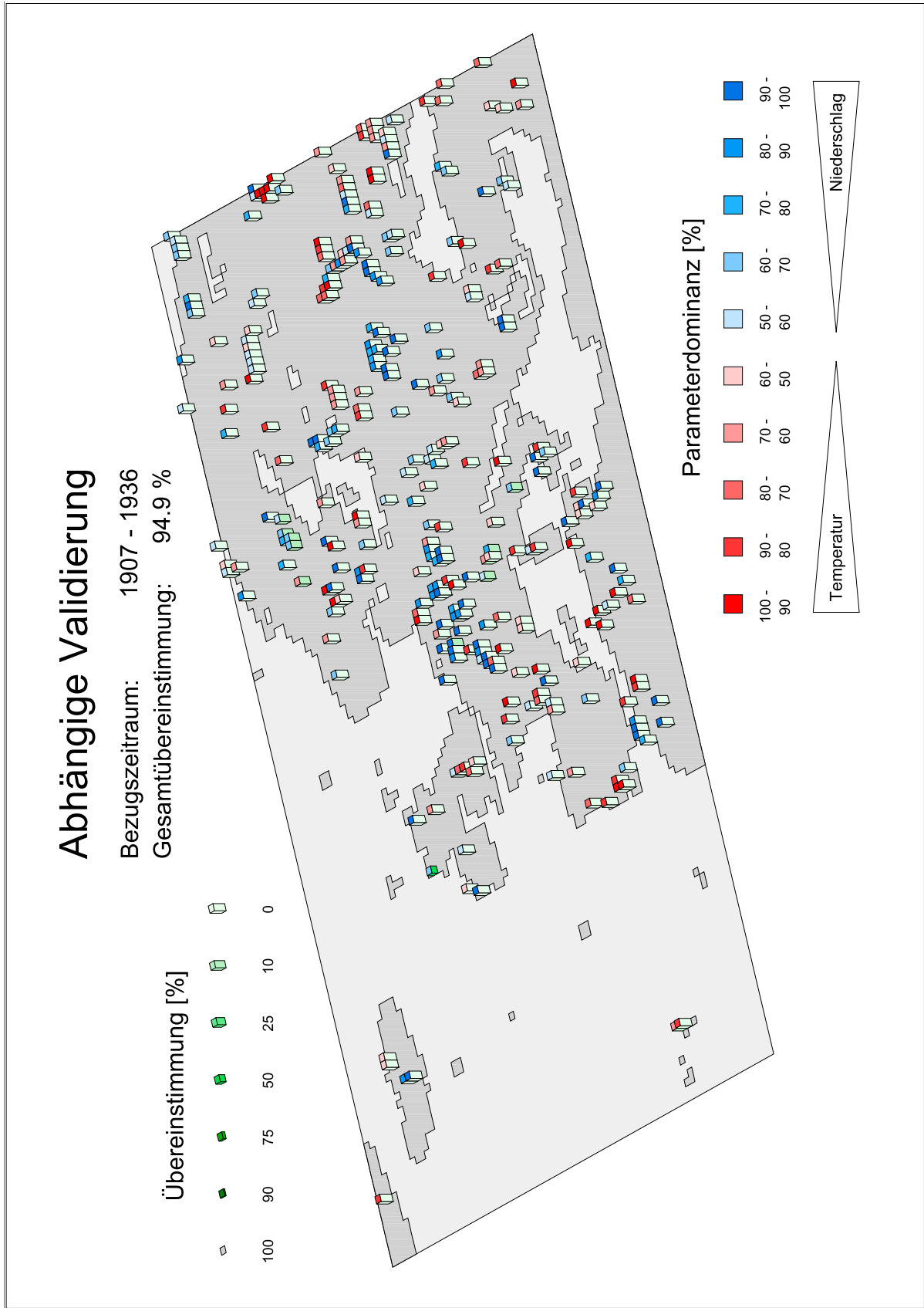


Abb. 14-7 Abhängige Validierung für die Periode 1907/36.

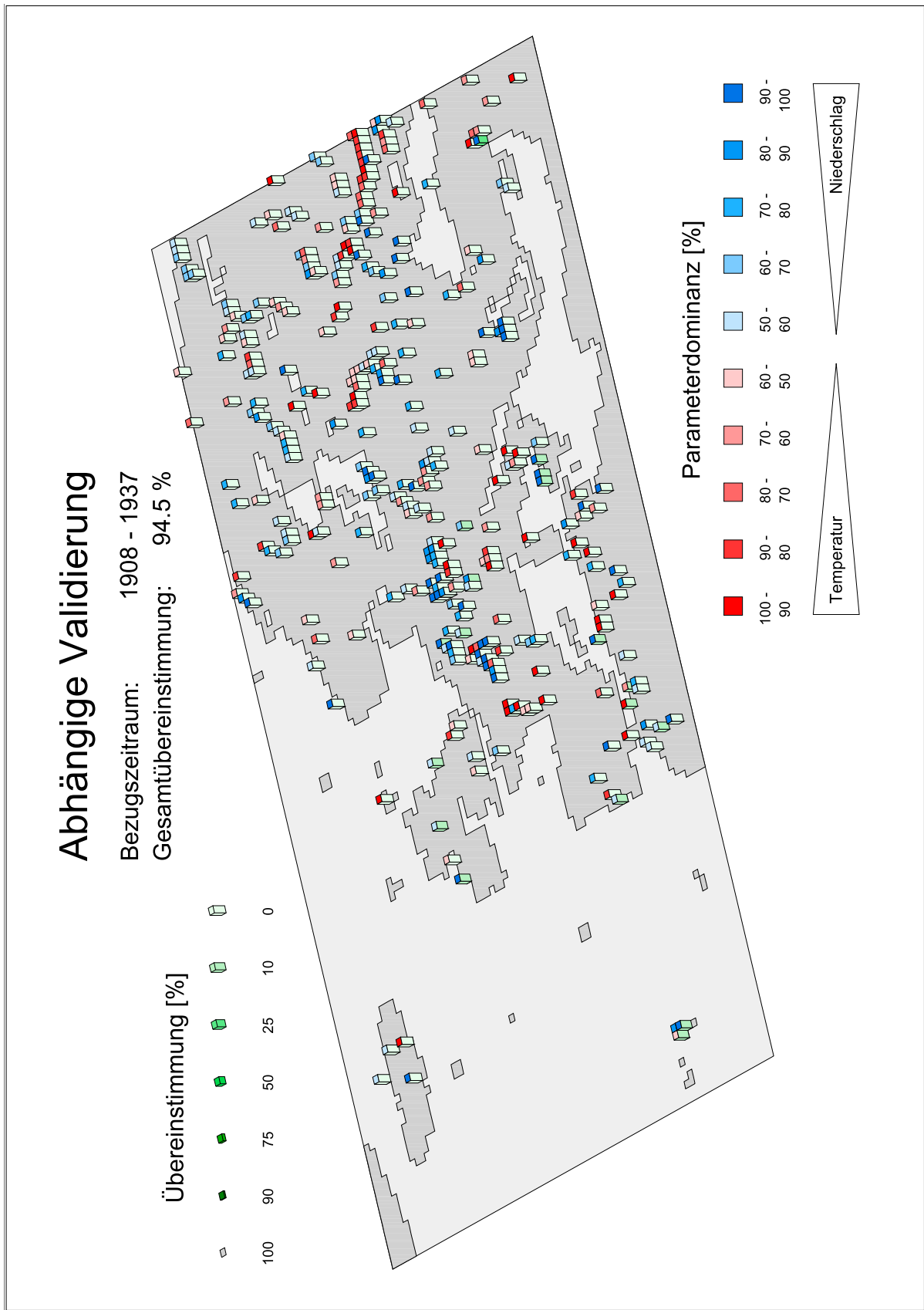


Abb. 14-8 Abhängige Validierung für die Periode 1908/37.

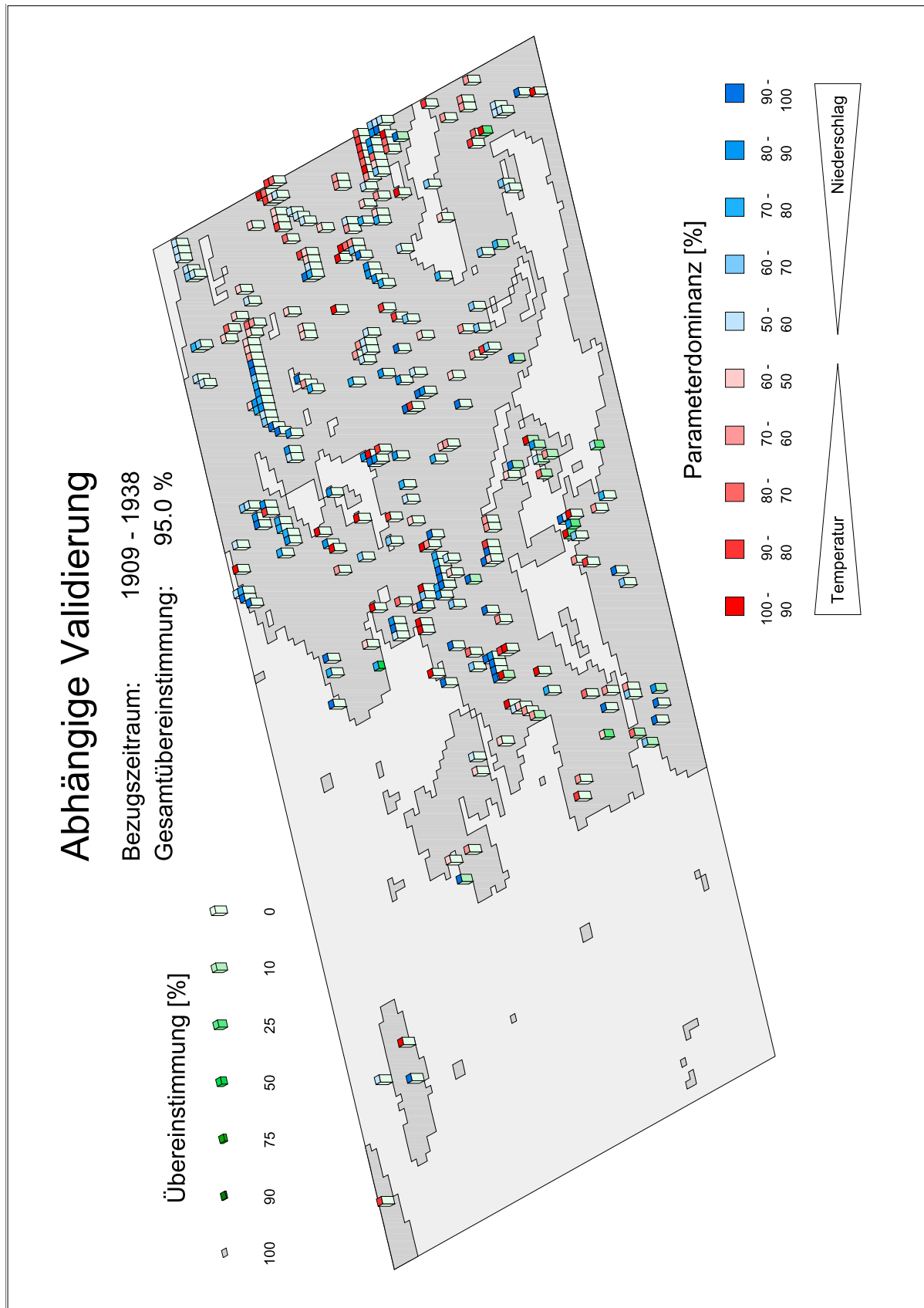


Abb. 14-9 Abhängige Validierung für die Periode 1909/38.

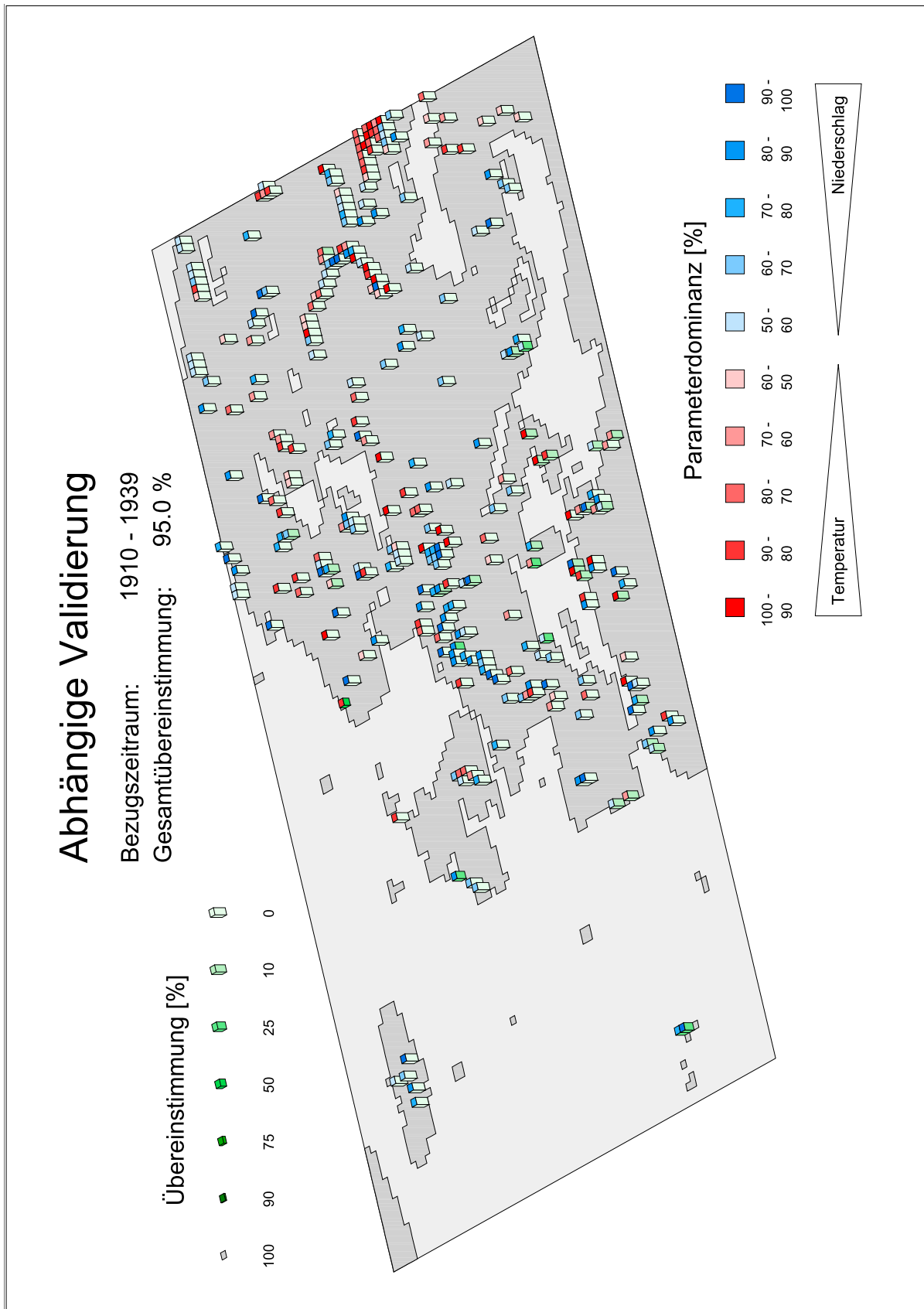


Abb. 14-10 Abhängige Validierung für die Periode 1910/39.

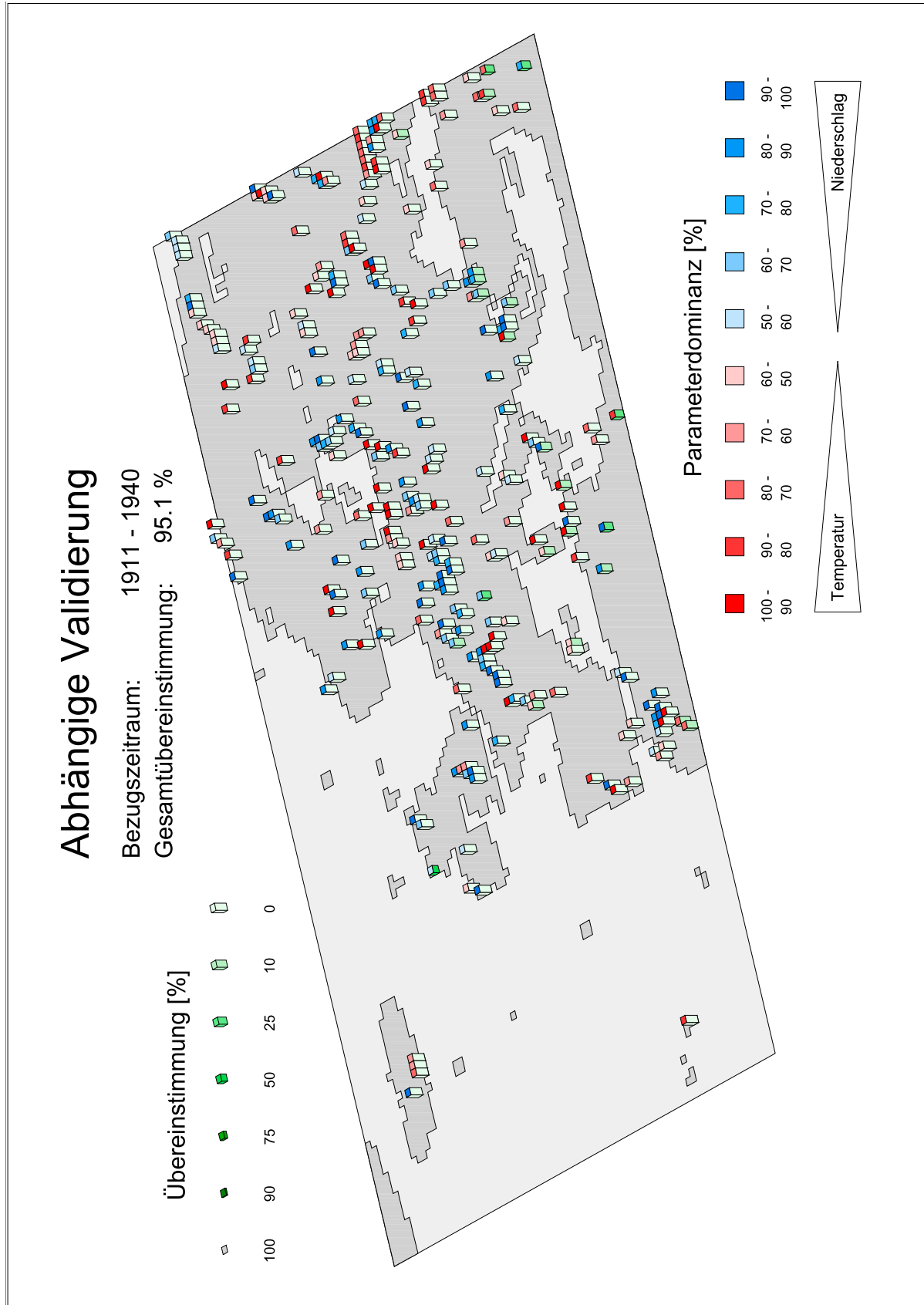


Abb. 14-11 Abhängige Validierung für die Periode 1911/40.

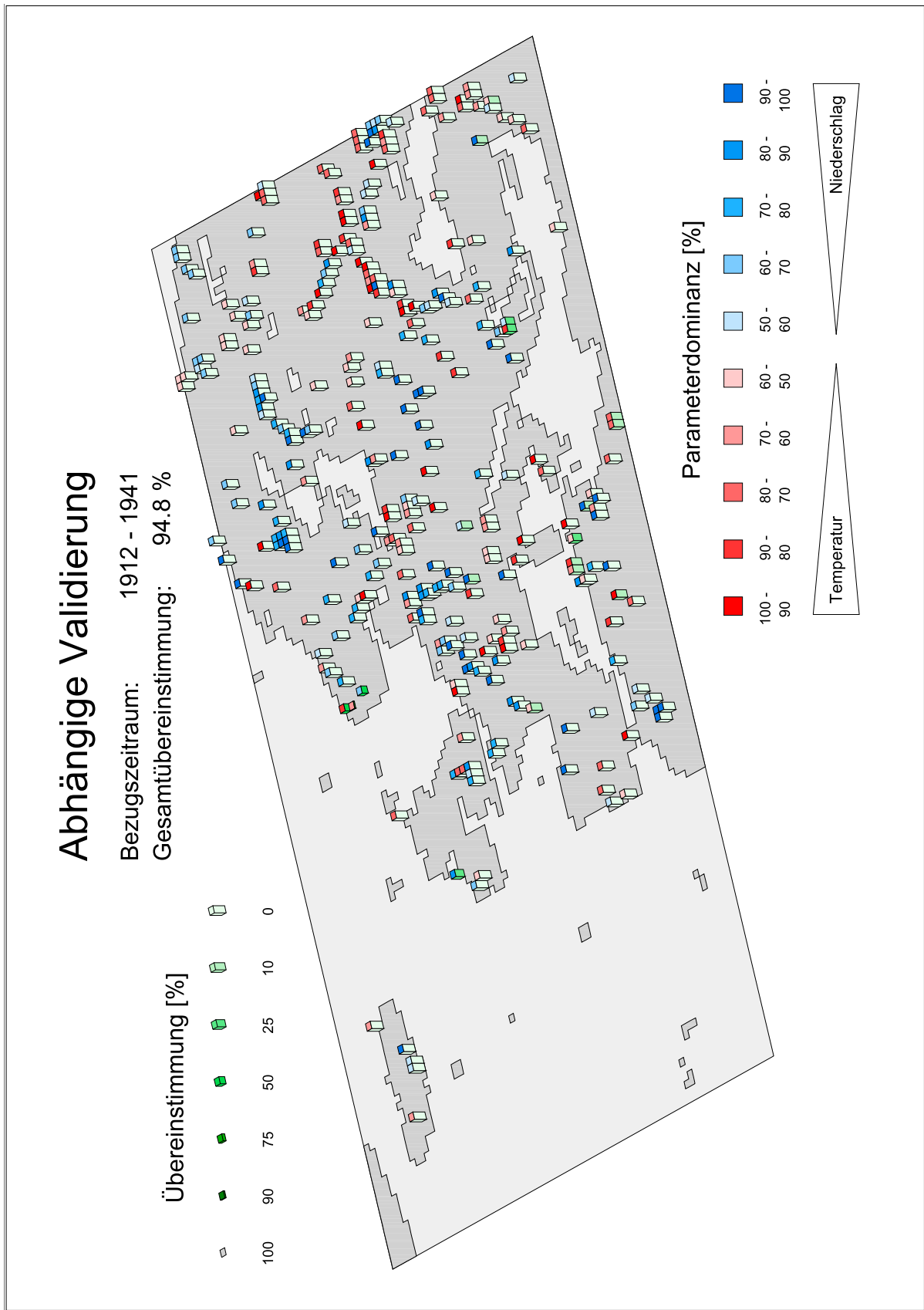


Abb. 14-12 Abhängige Validierung für die Periode 1912/41.

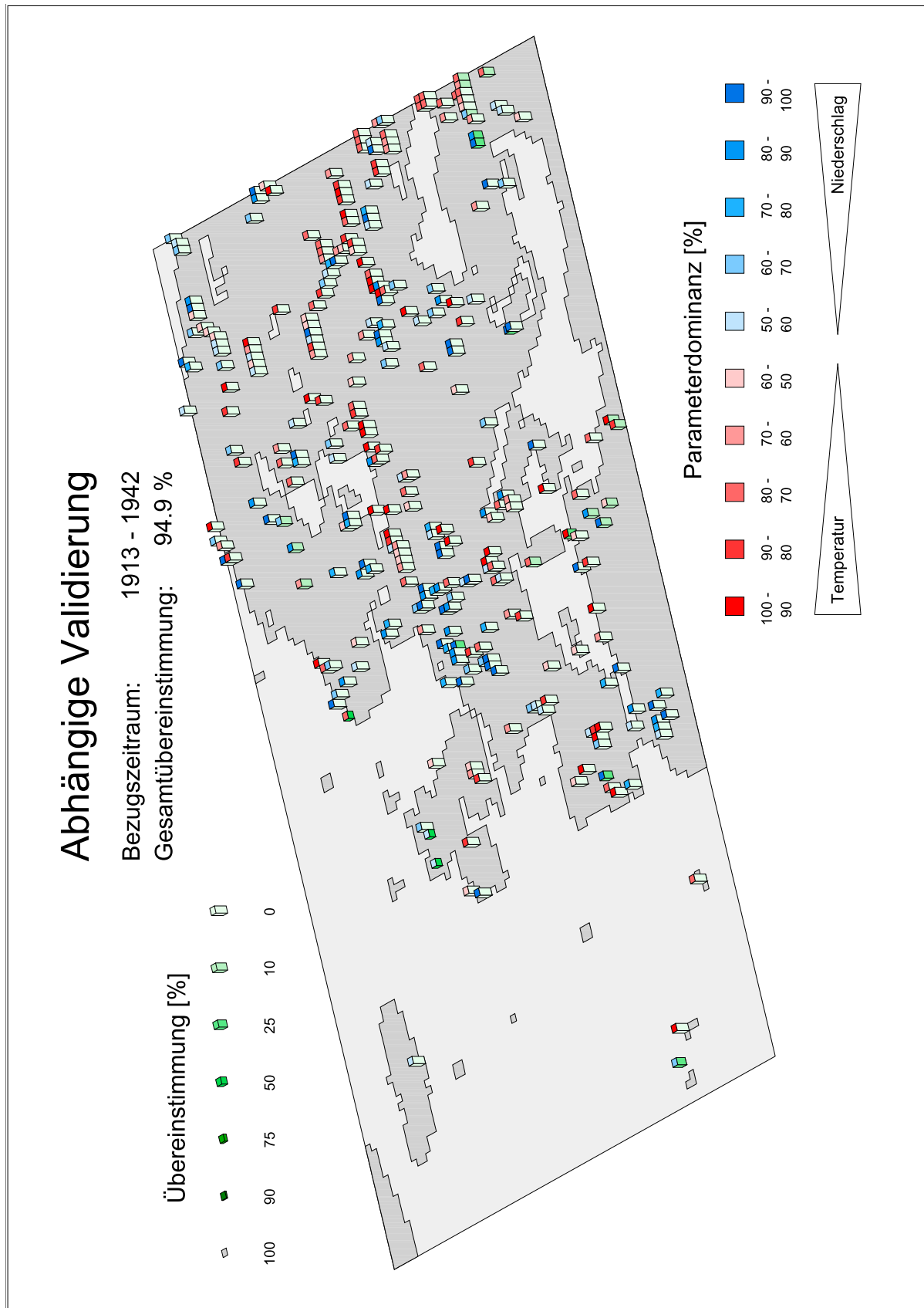


Abb. 14-13 Abhängige Validierung für die Periode 1913/42.

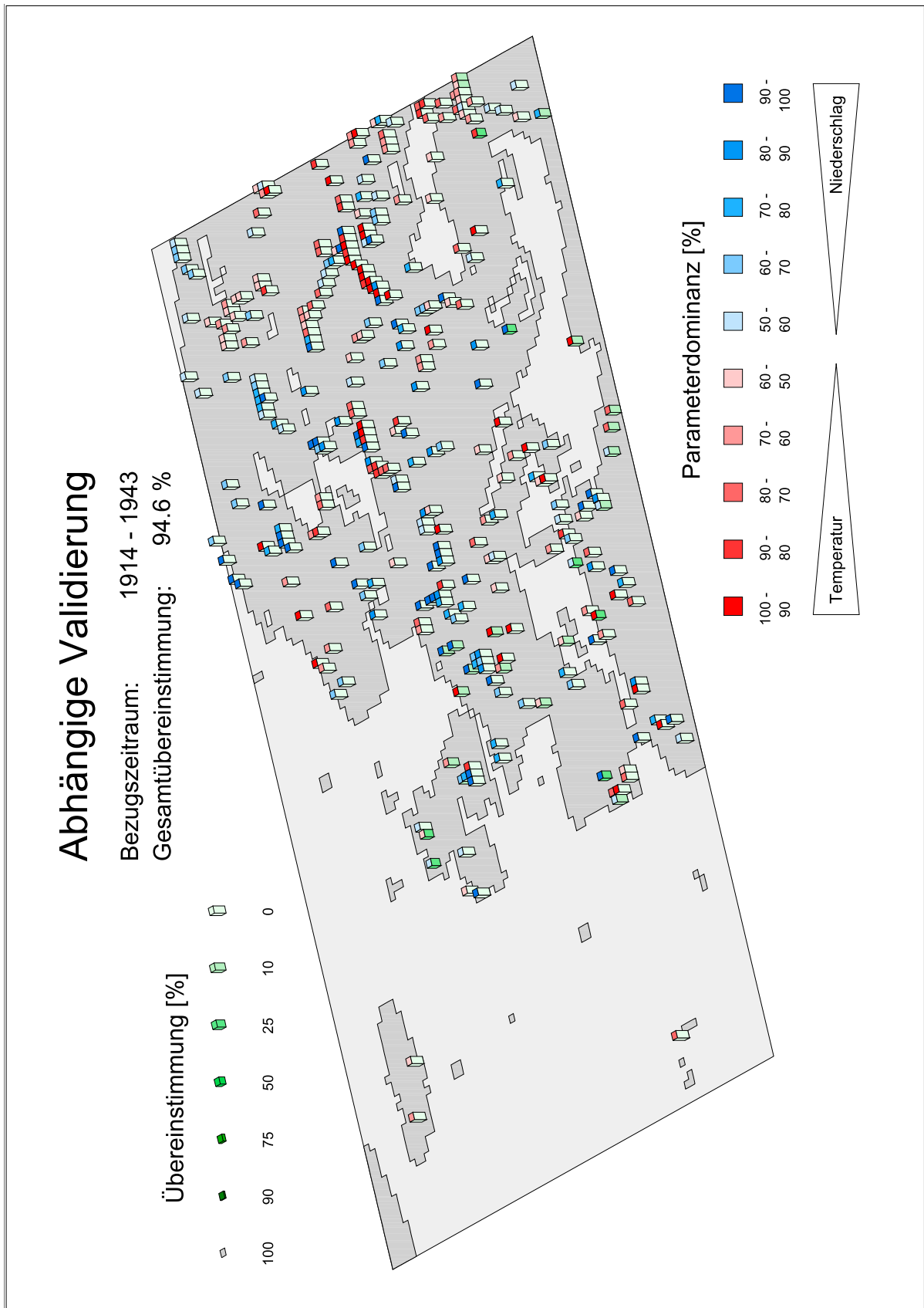


Abb. 14-14 Abhängige Validierung für die Periode 1914/43.

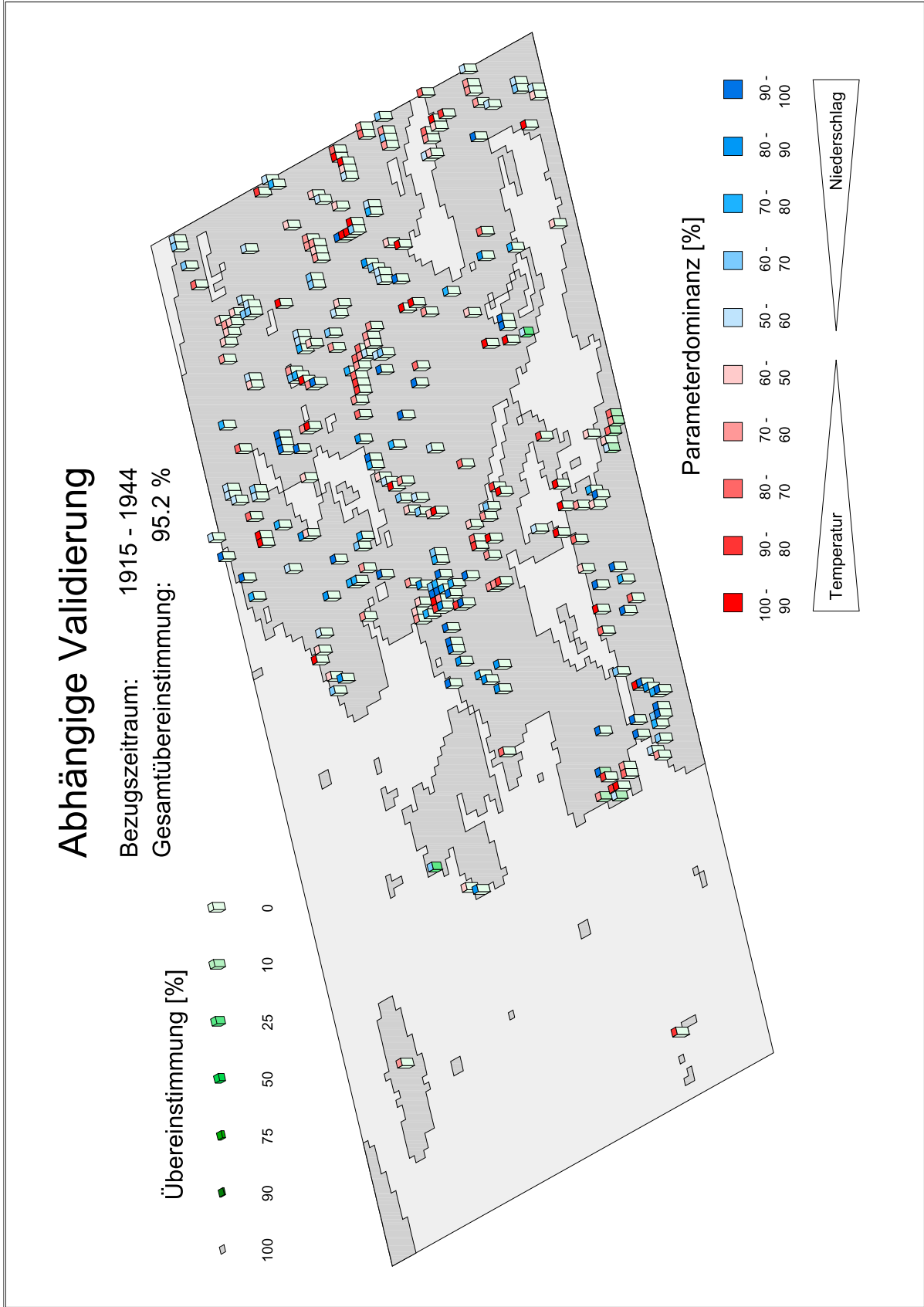


Abb. 14-15 Abhängige Validierung für die Periode 1915/44.

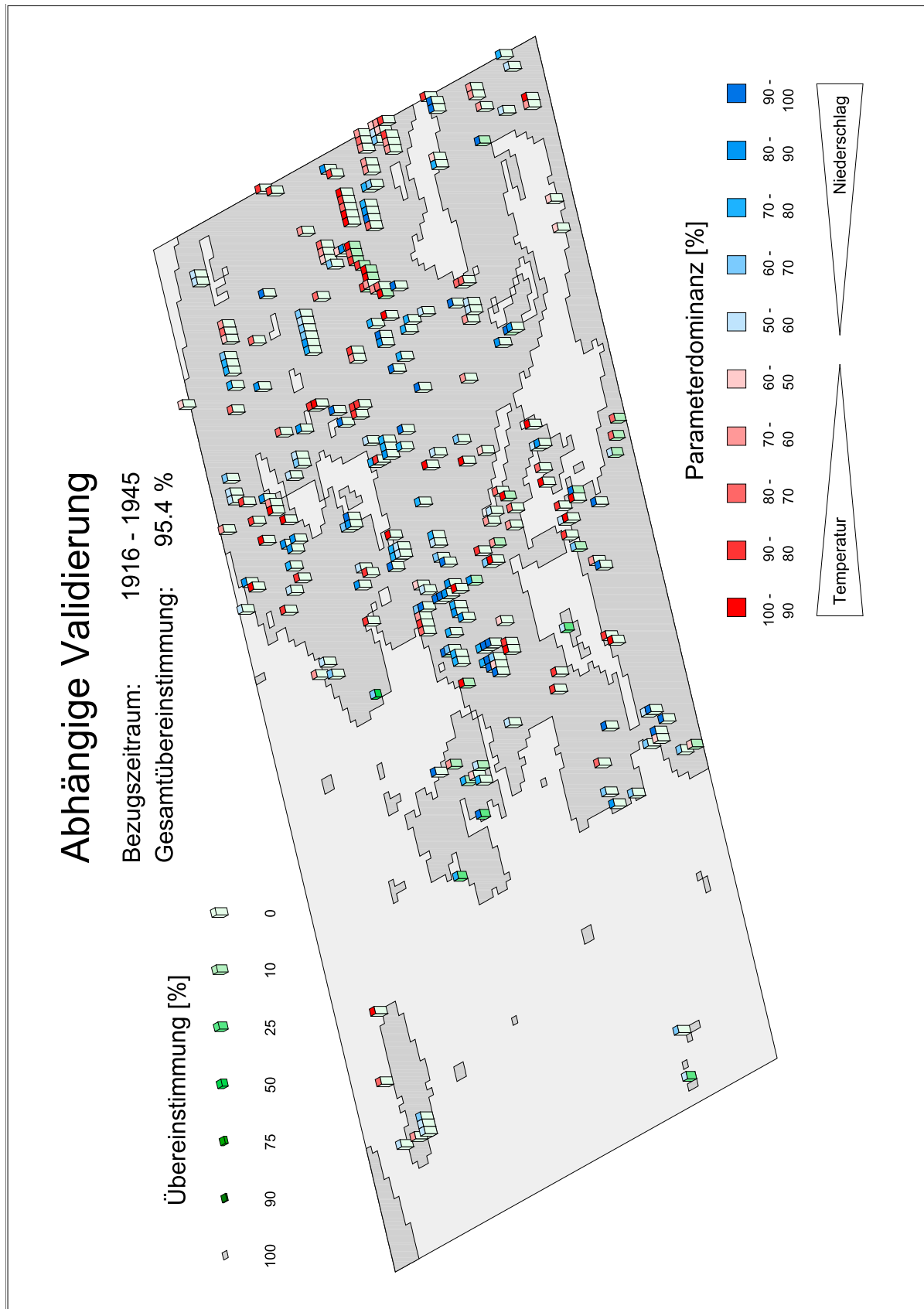


Abb. 14-16 Abhängige Validierung für die Periode 1916/45.

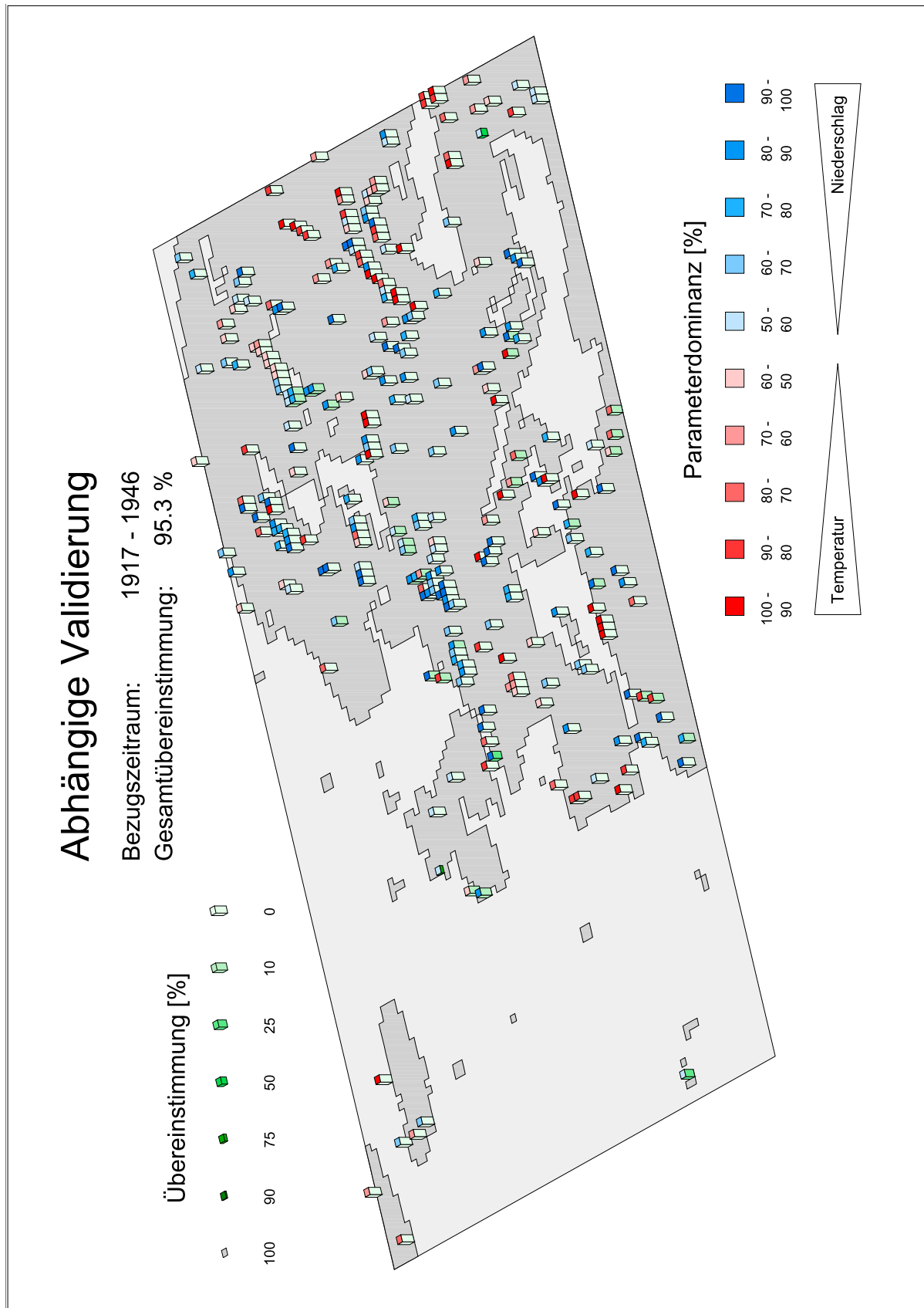


Abb. 14-17 Abhängige Validierung für die Periode 1917/46.

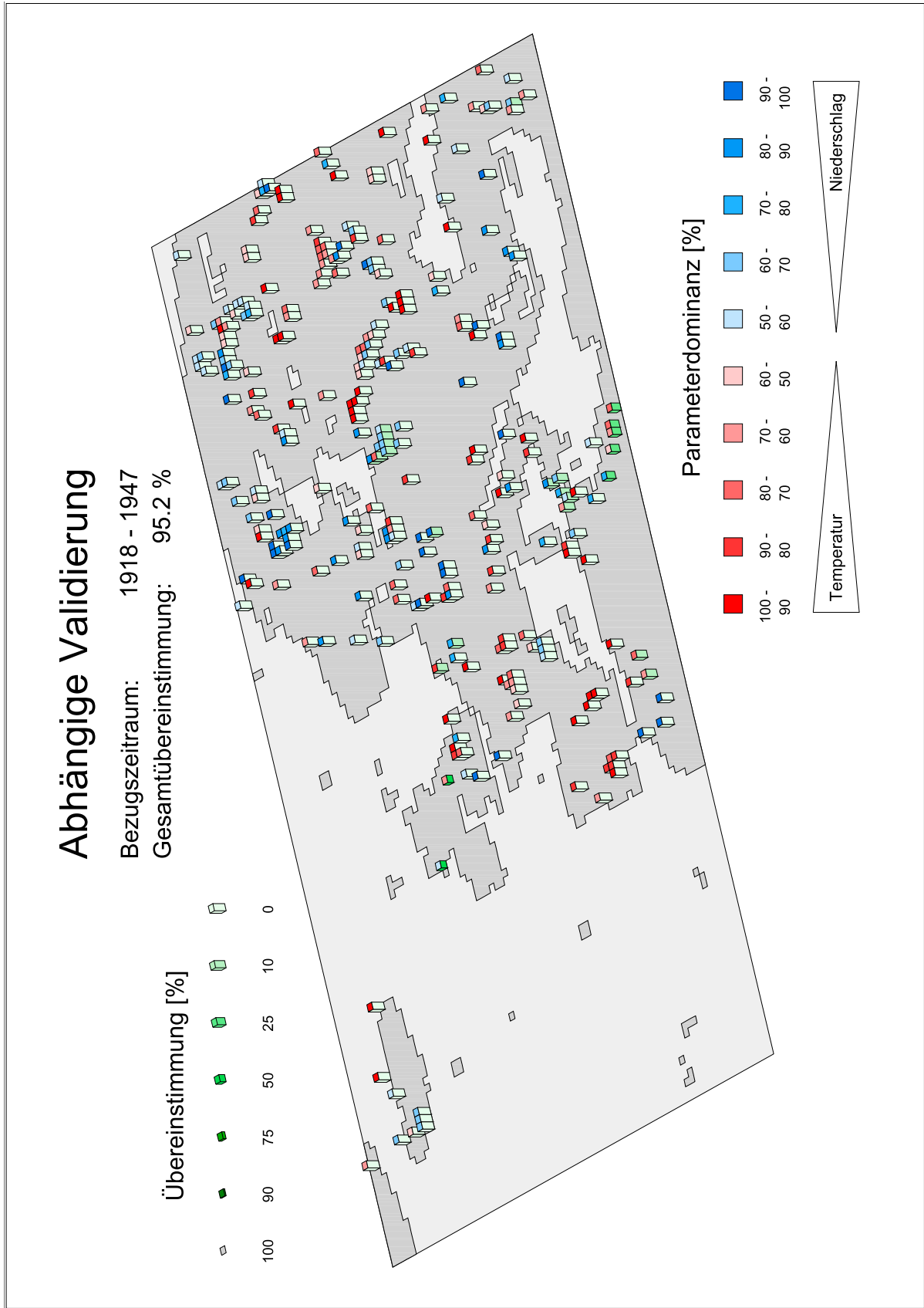


Abb. 14-18 Abhängige Validierung für die Periode 1918/47.

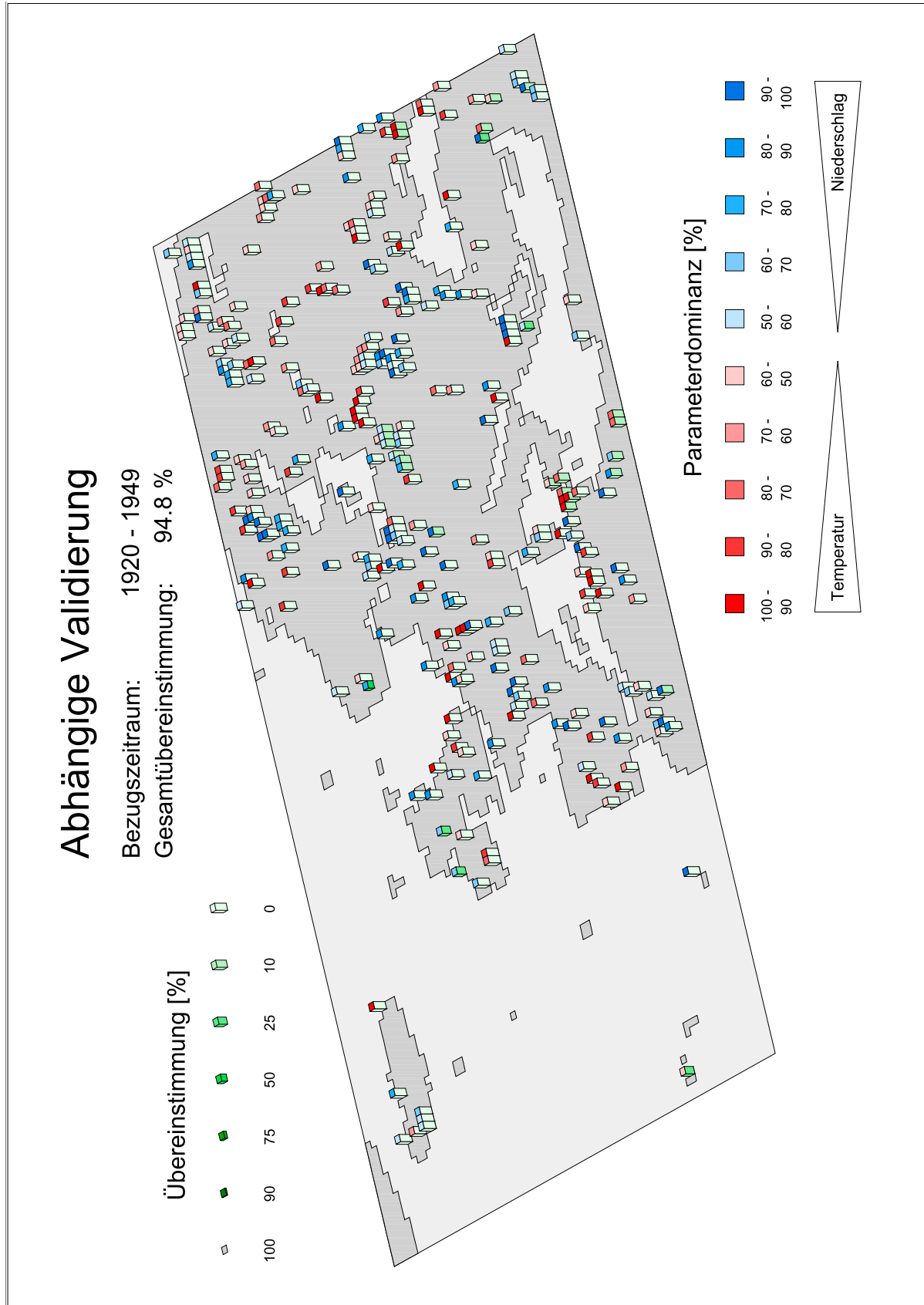


Abb. 14-19 Abhängige Validierung für die Periode 1920/49.

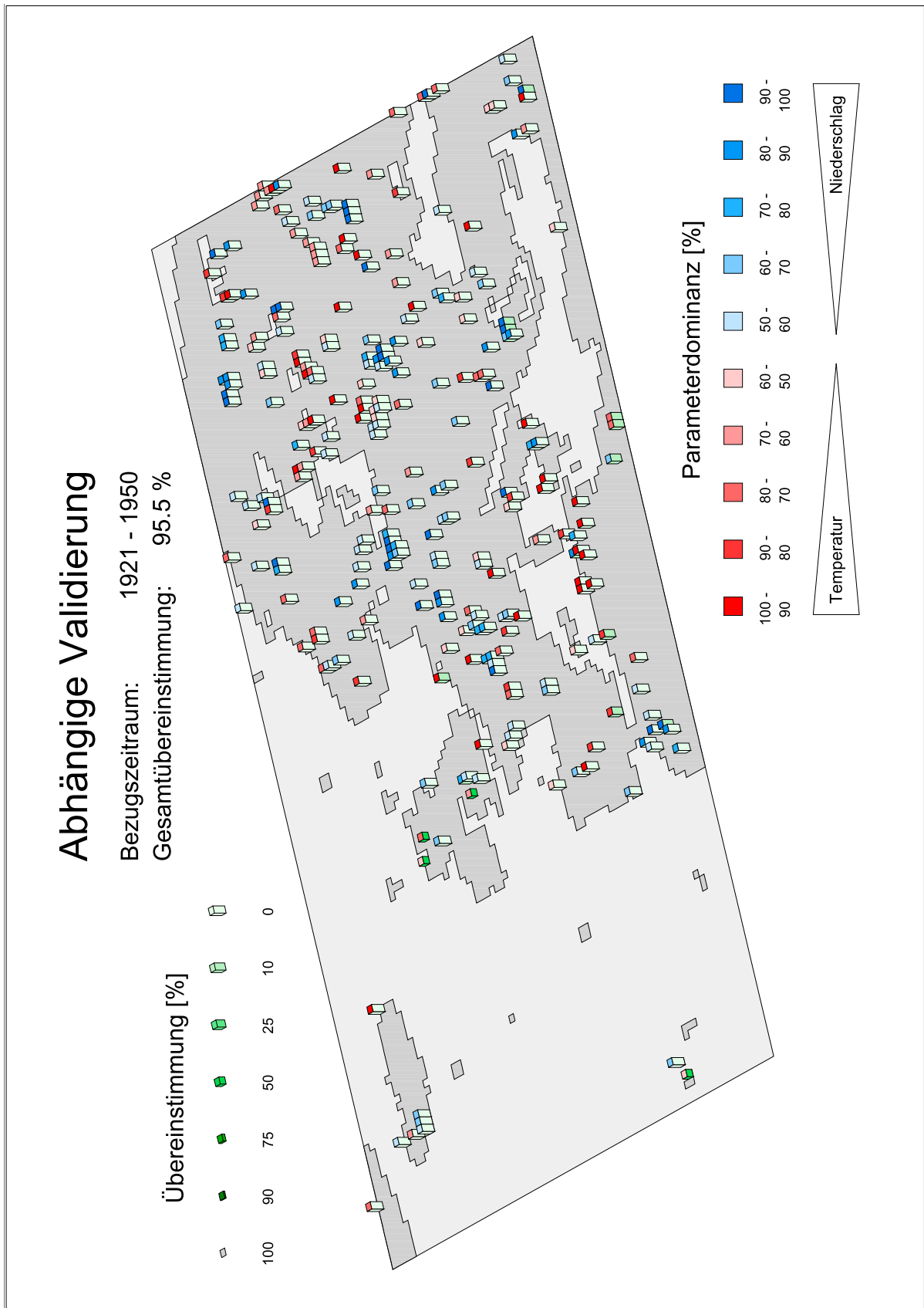


Abb. 14-20 Abhängige Validierung für die Periode 1921/50.

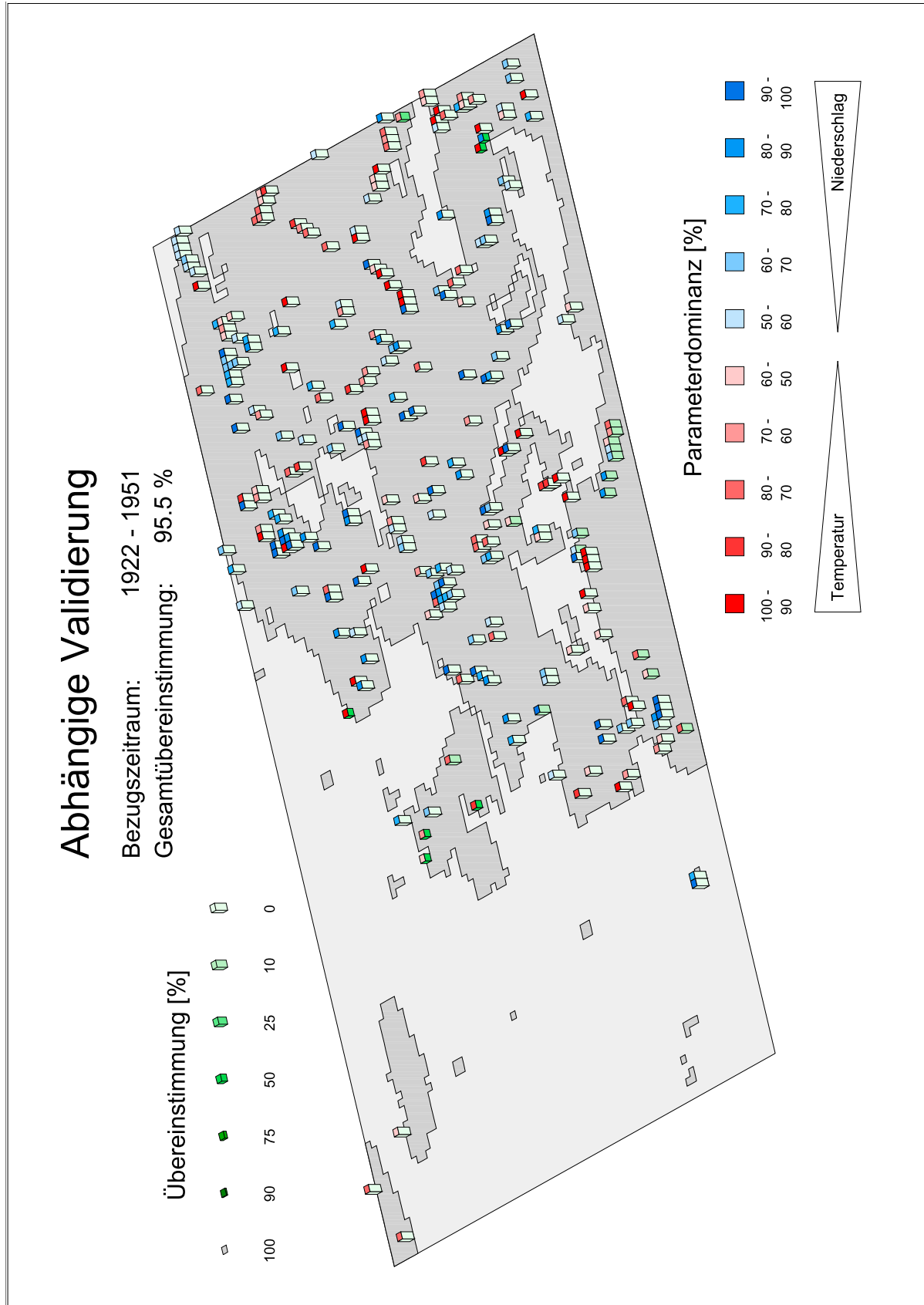


Abb. 14-21 Abhängige Validierung für die Periode 1922/51.

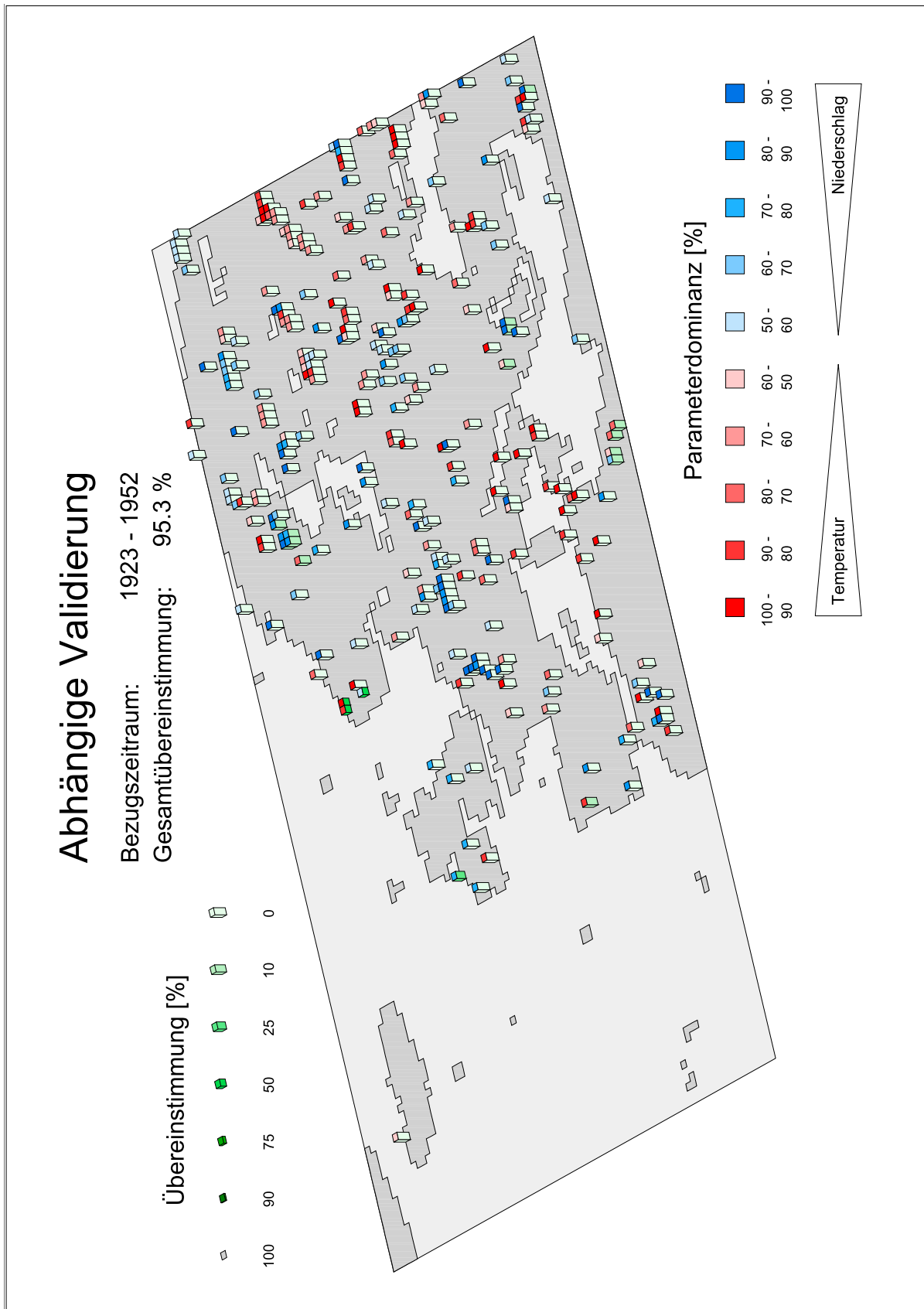


Abb. 14-22 Abhängige Validierung für die Periode 1923/52.

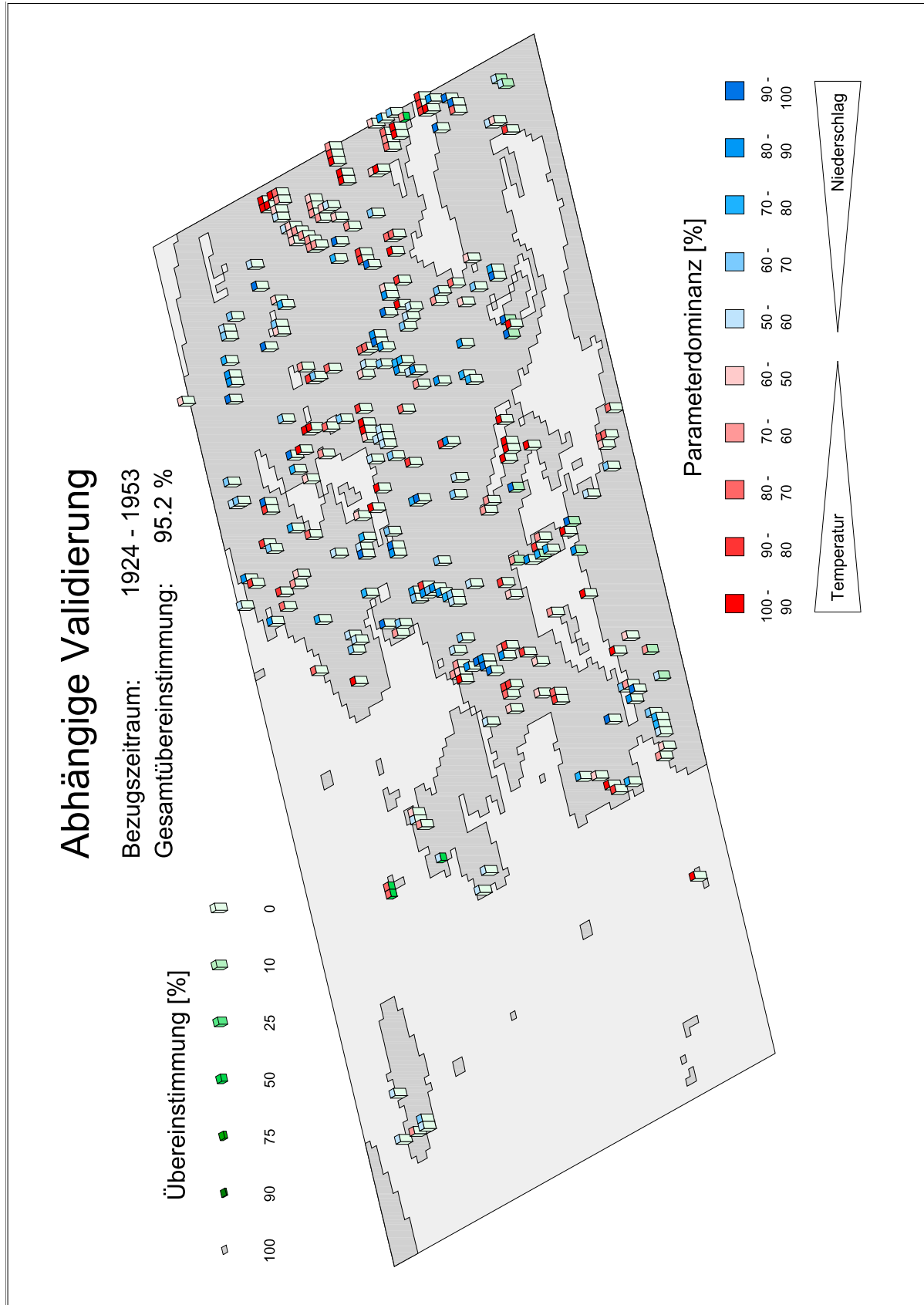


Abb. 14-23 Abhängige Validierung für die Periode 1924/53.

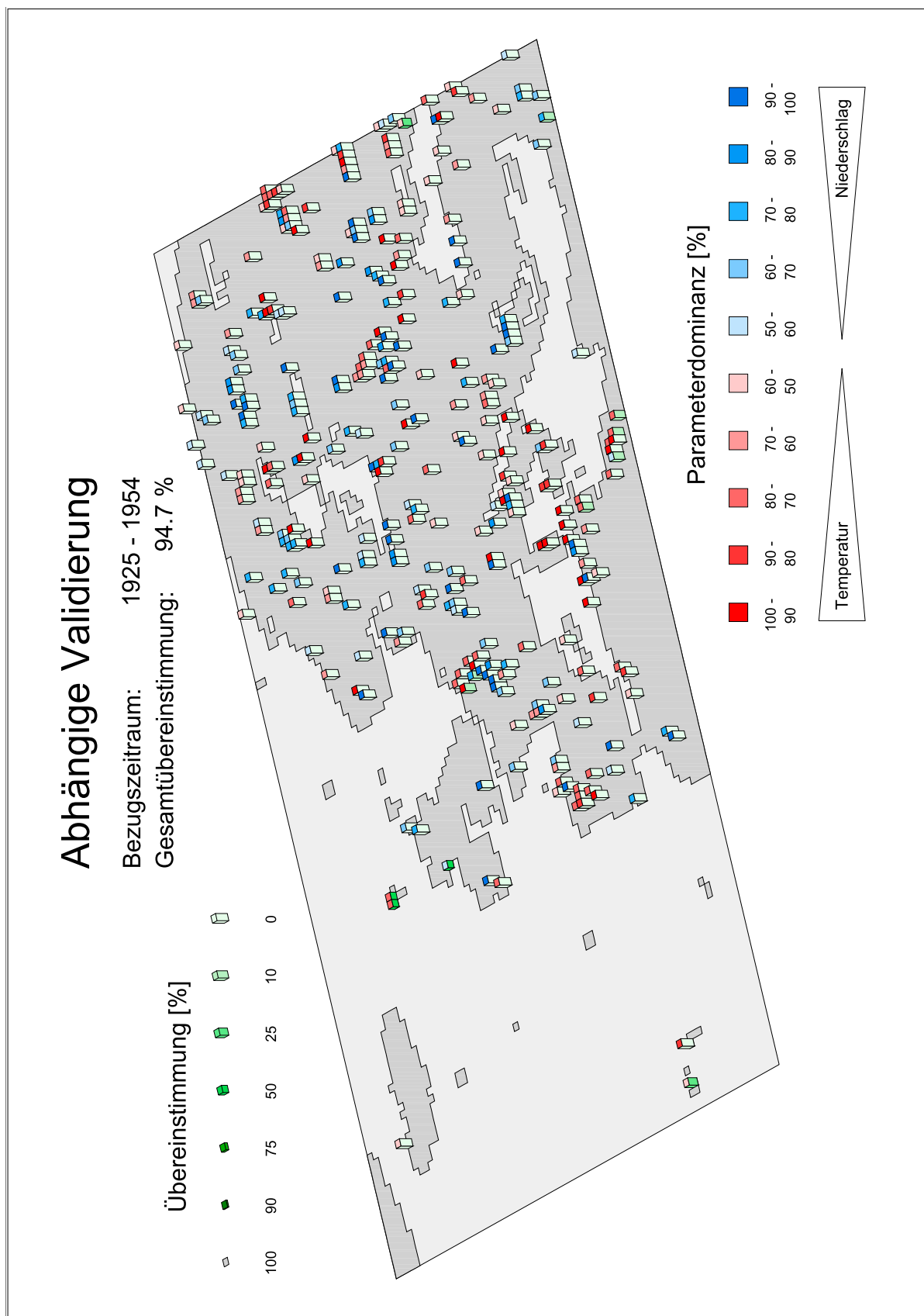


Abb. 14-24 Abhängige Validierung für die Periode 1925/54.

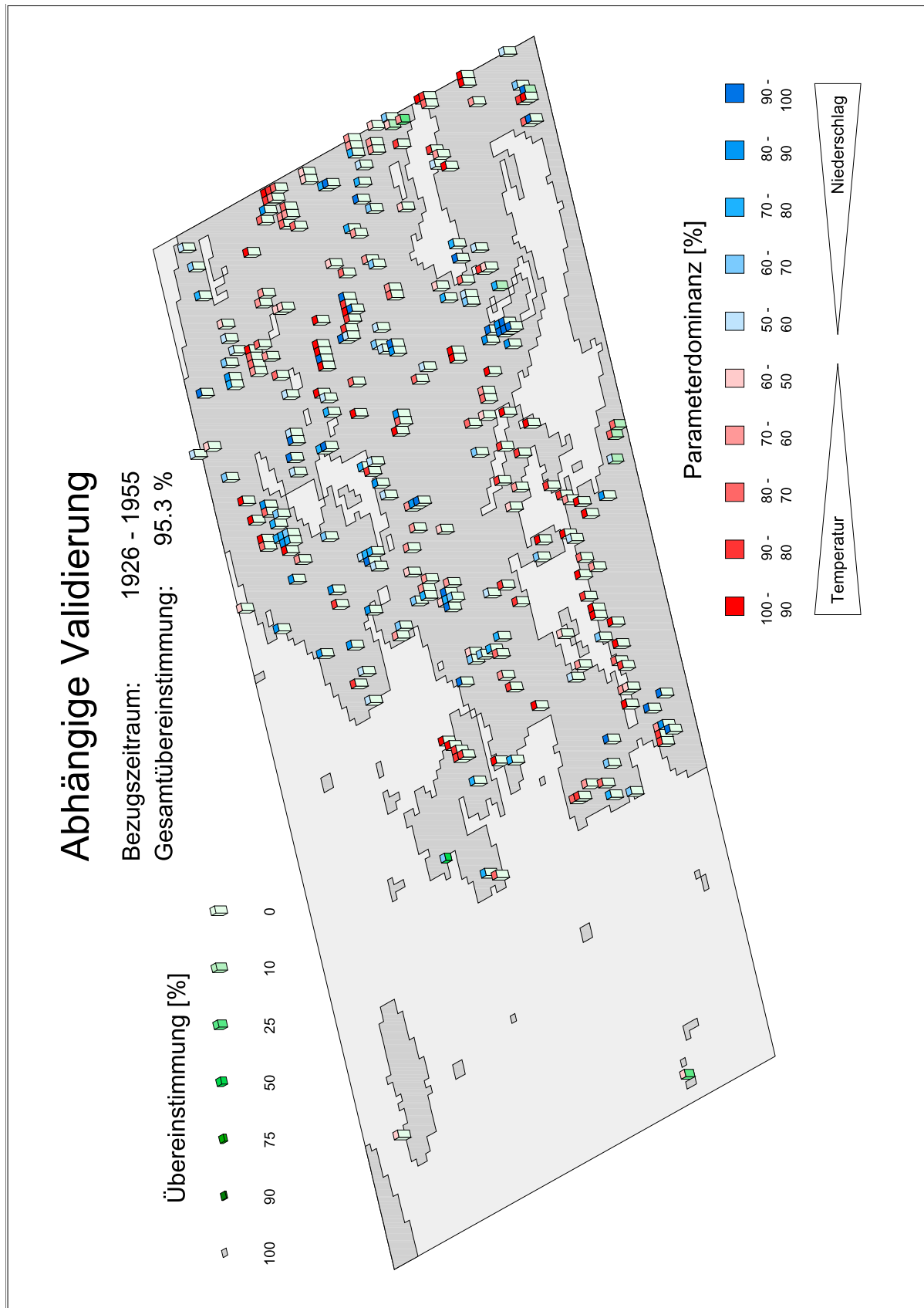


Abb. 14-25 Abhängige Validierung für die Periode 1926/55.

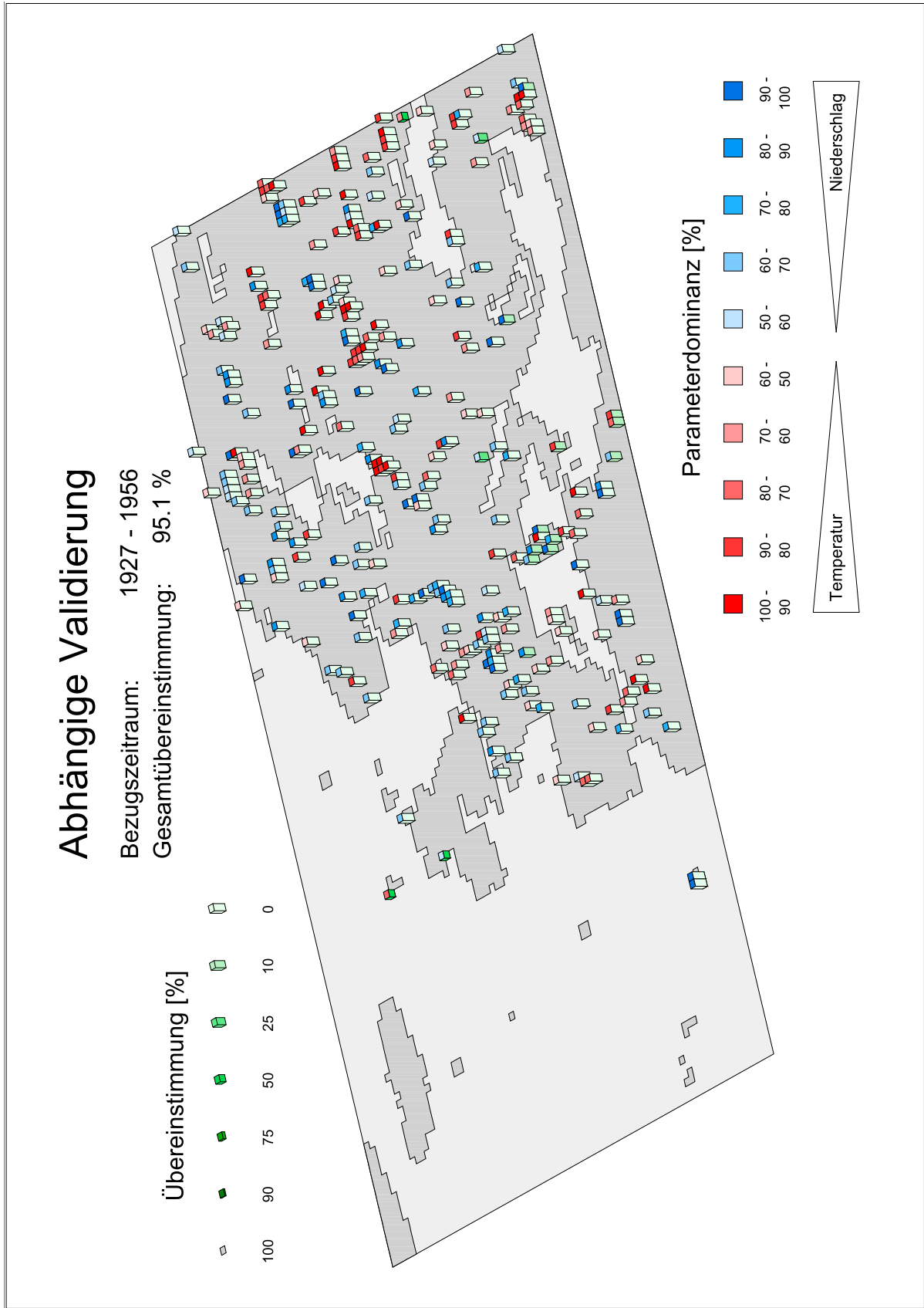


Abb. 14-26 Abhängige Validierung für die Periode 1927/56.

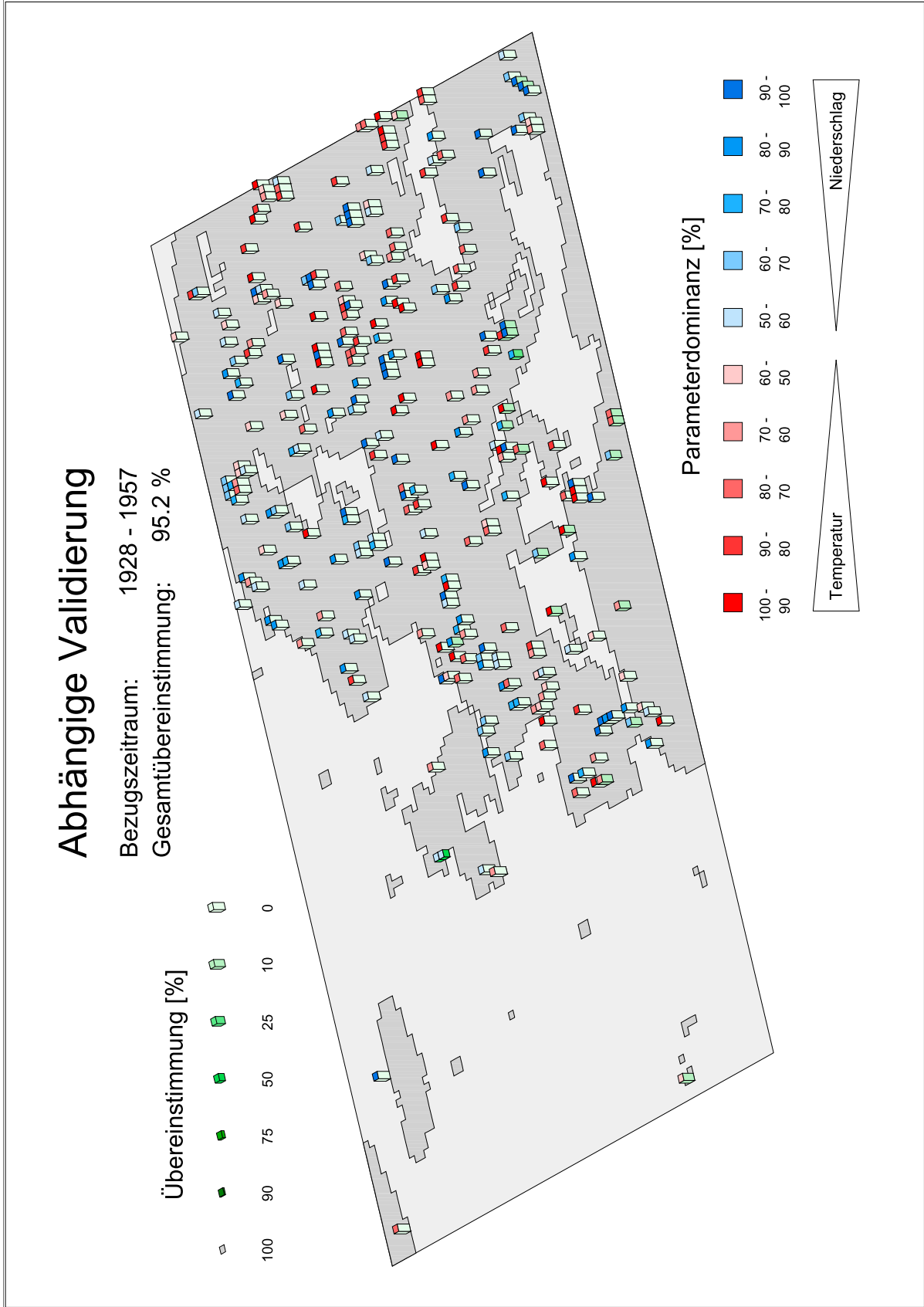


Abb. 14-27 Abhängige Validierung für die Periode 1928/57.

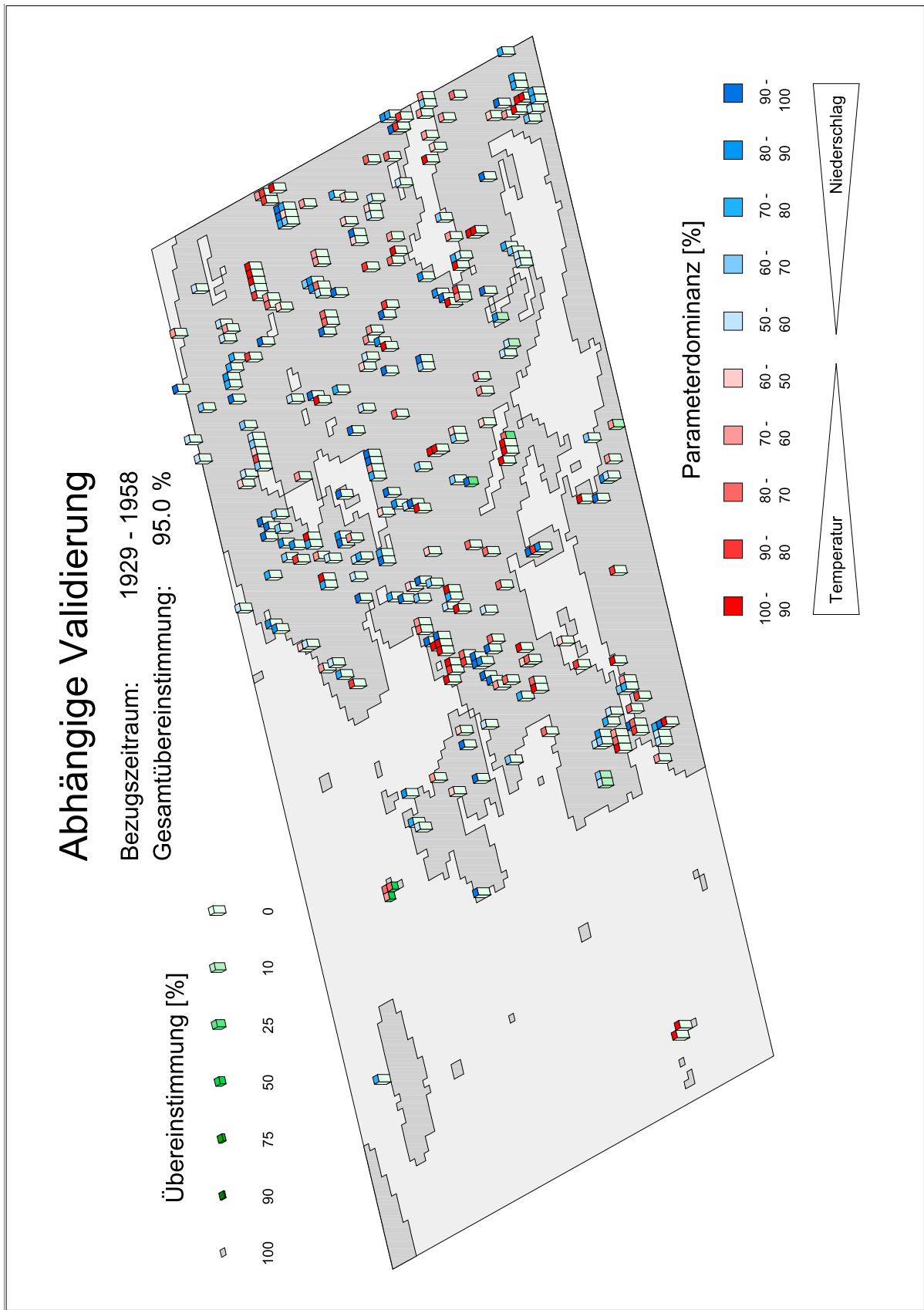


Abb. 14-28 Abhängige Validierung für die Periode 1929/58.

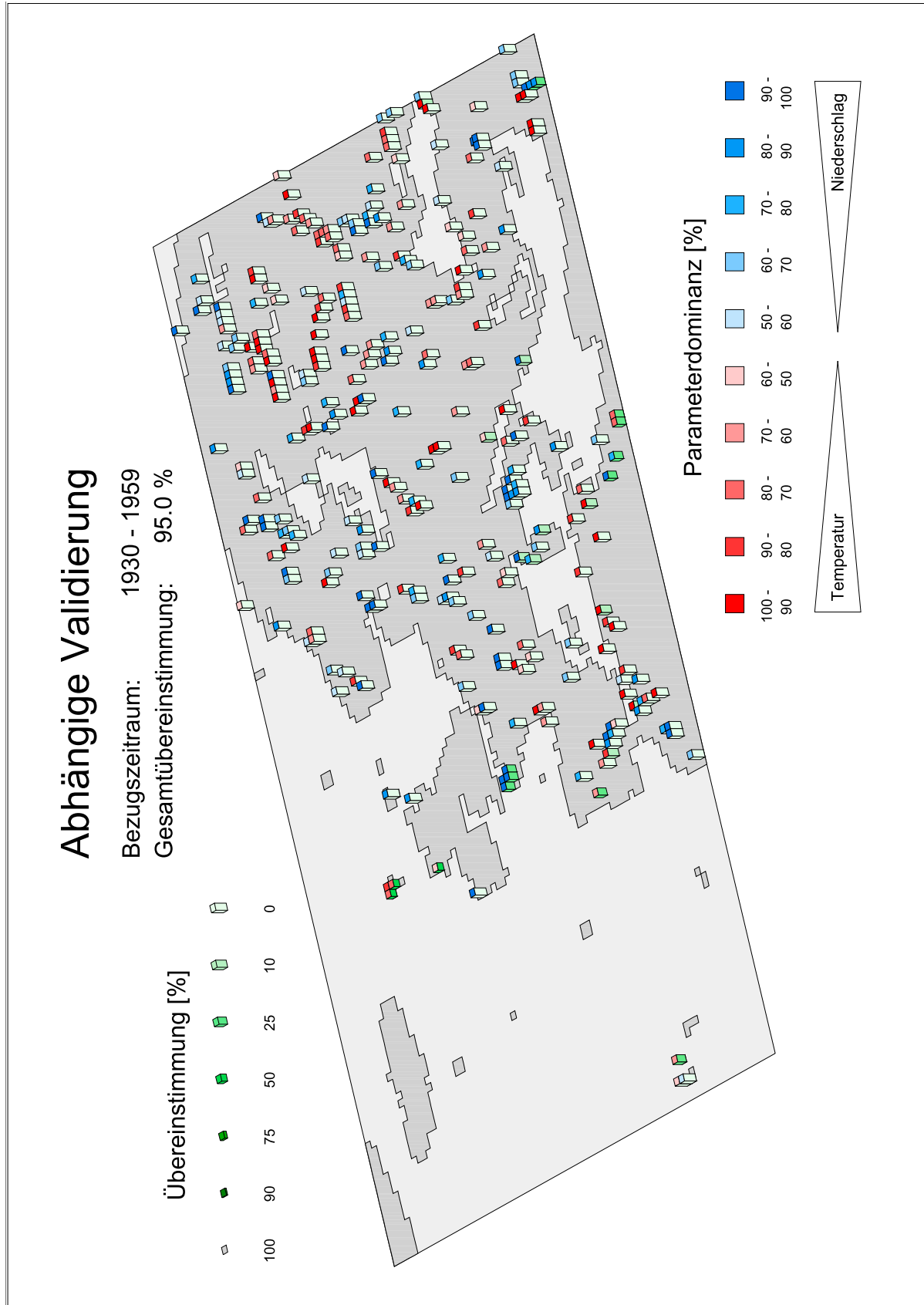


Abb. 14-29 Abhängige Validierung für die Periode 1930/59.

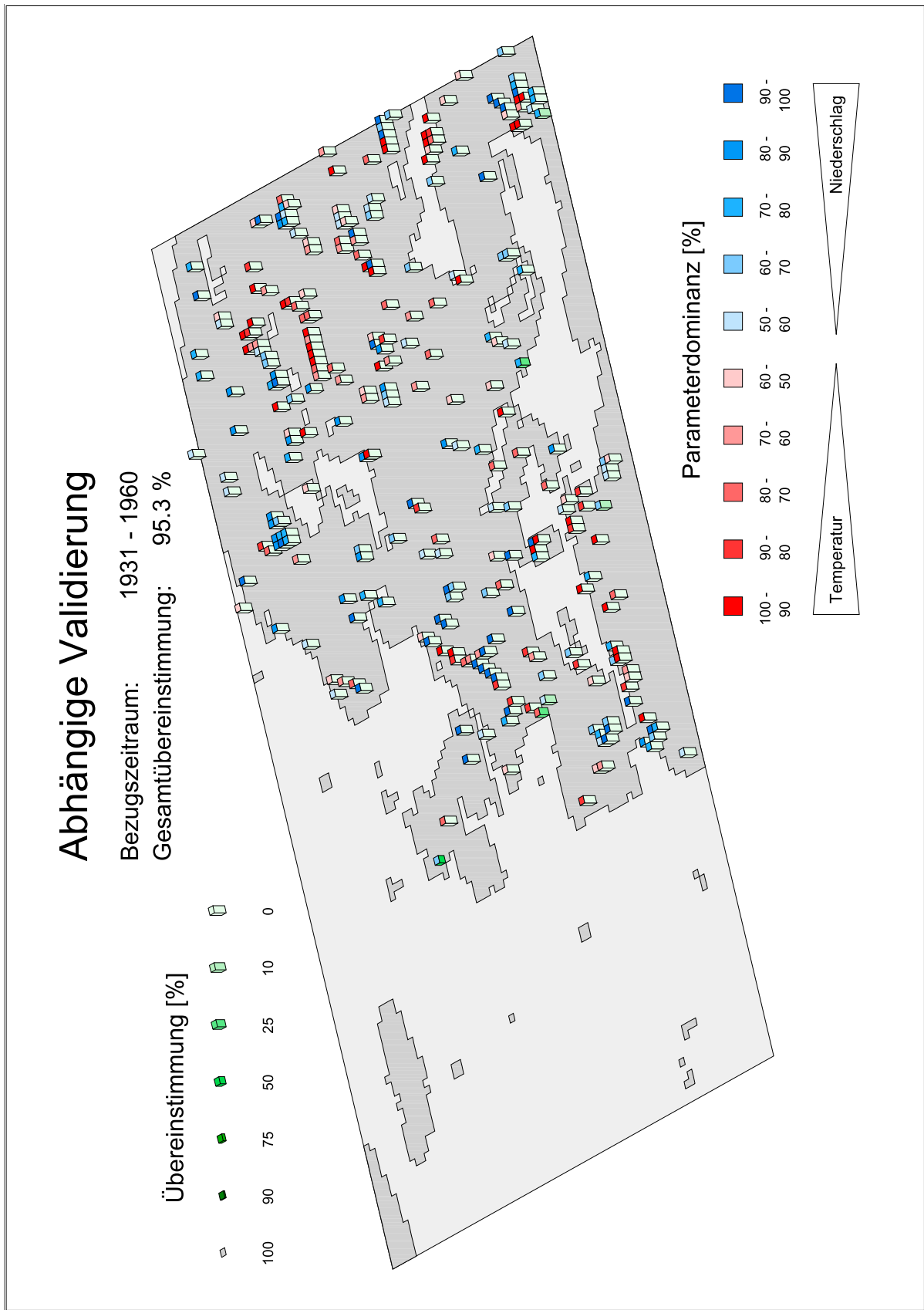


Abb. 14-30 Abhängige Validierung für die Periode 1931/60.

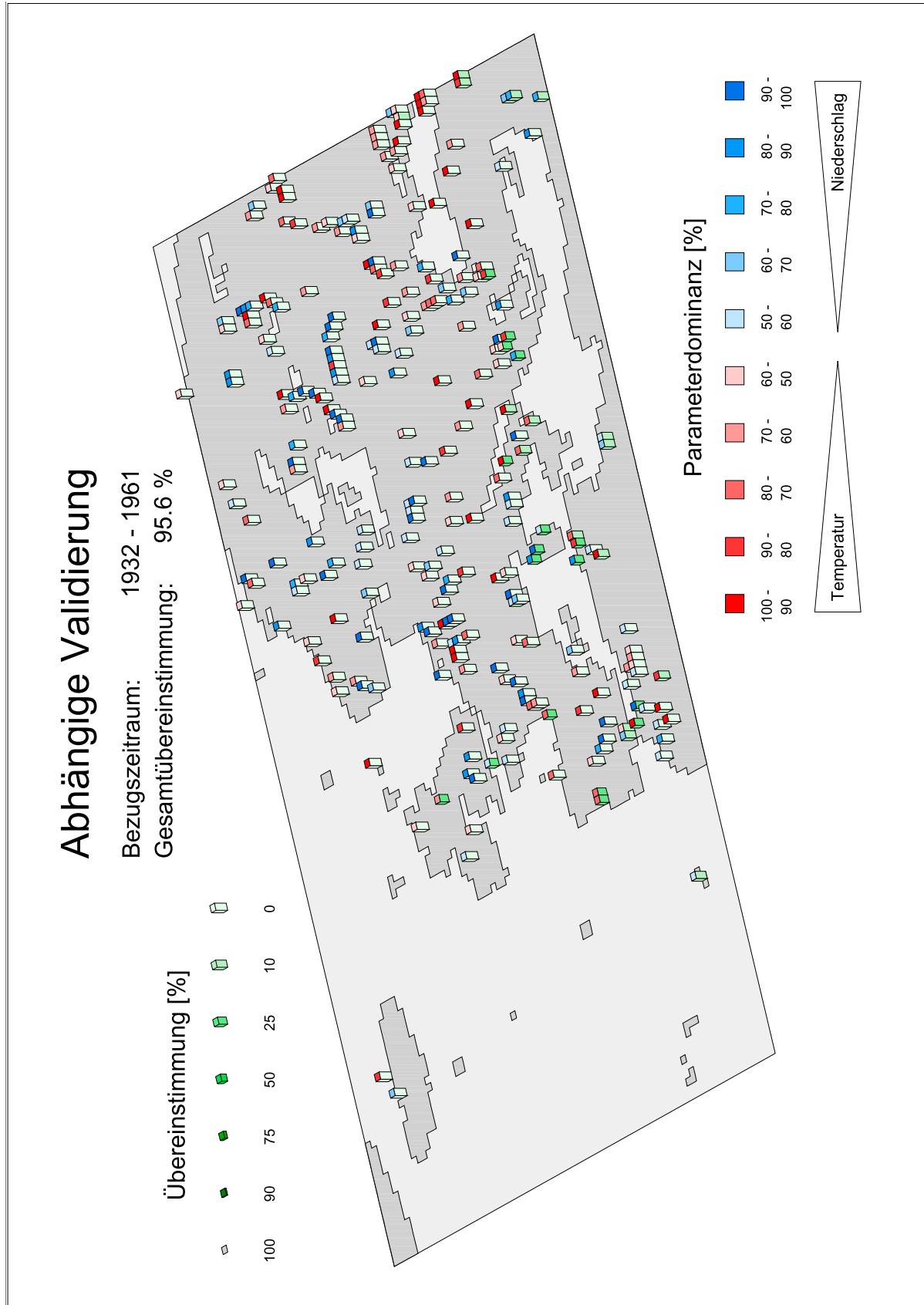


Abb. 14-31 Abhängige Validierung für die Periode 1932/61.

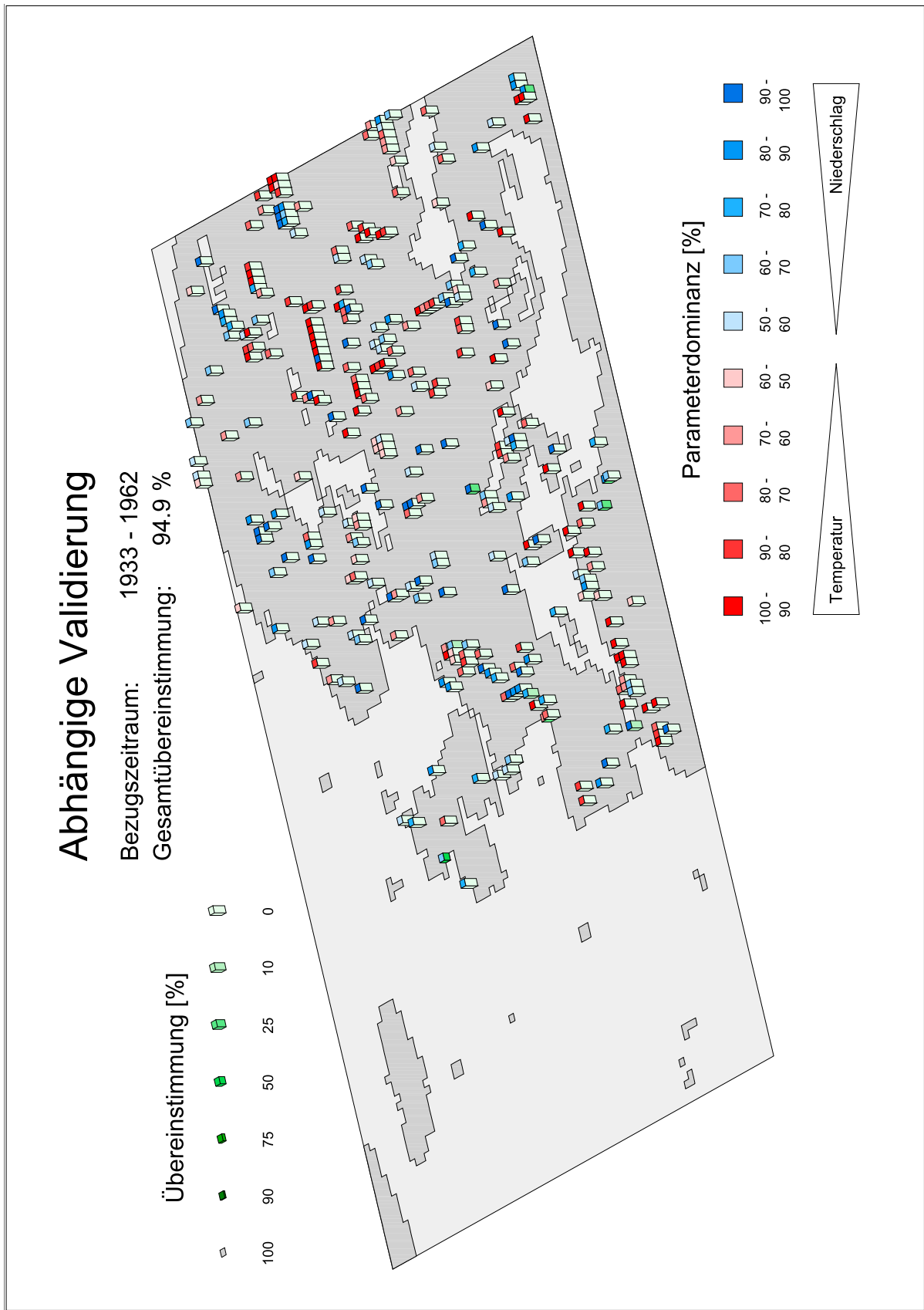


Abb. 14-32 Abhängige Validierung für die Periode 1933/62.

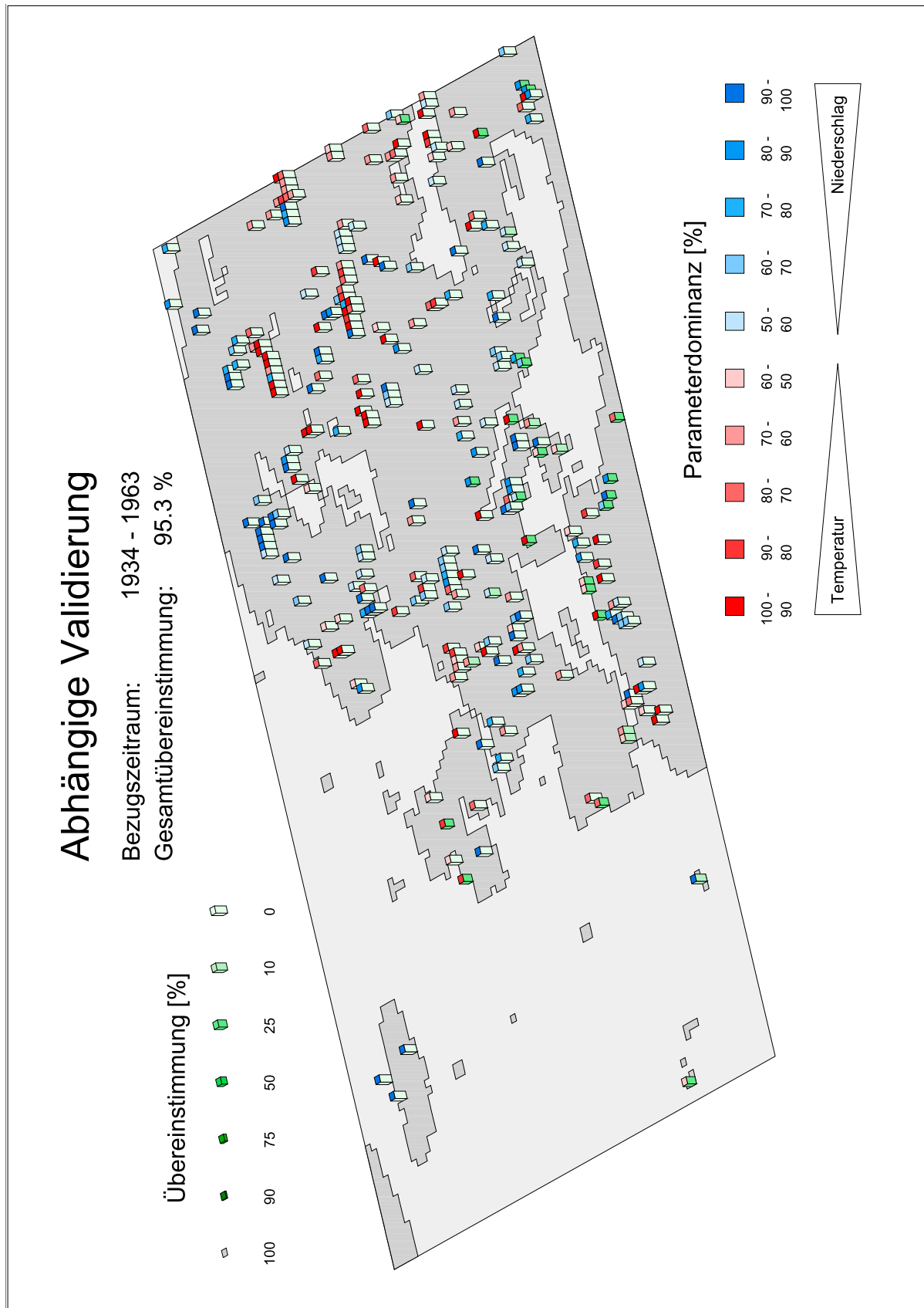


Abb. 14-33 Abhängige Validierung für die Periode 1934/63.

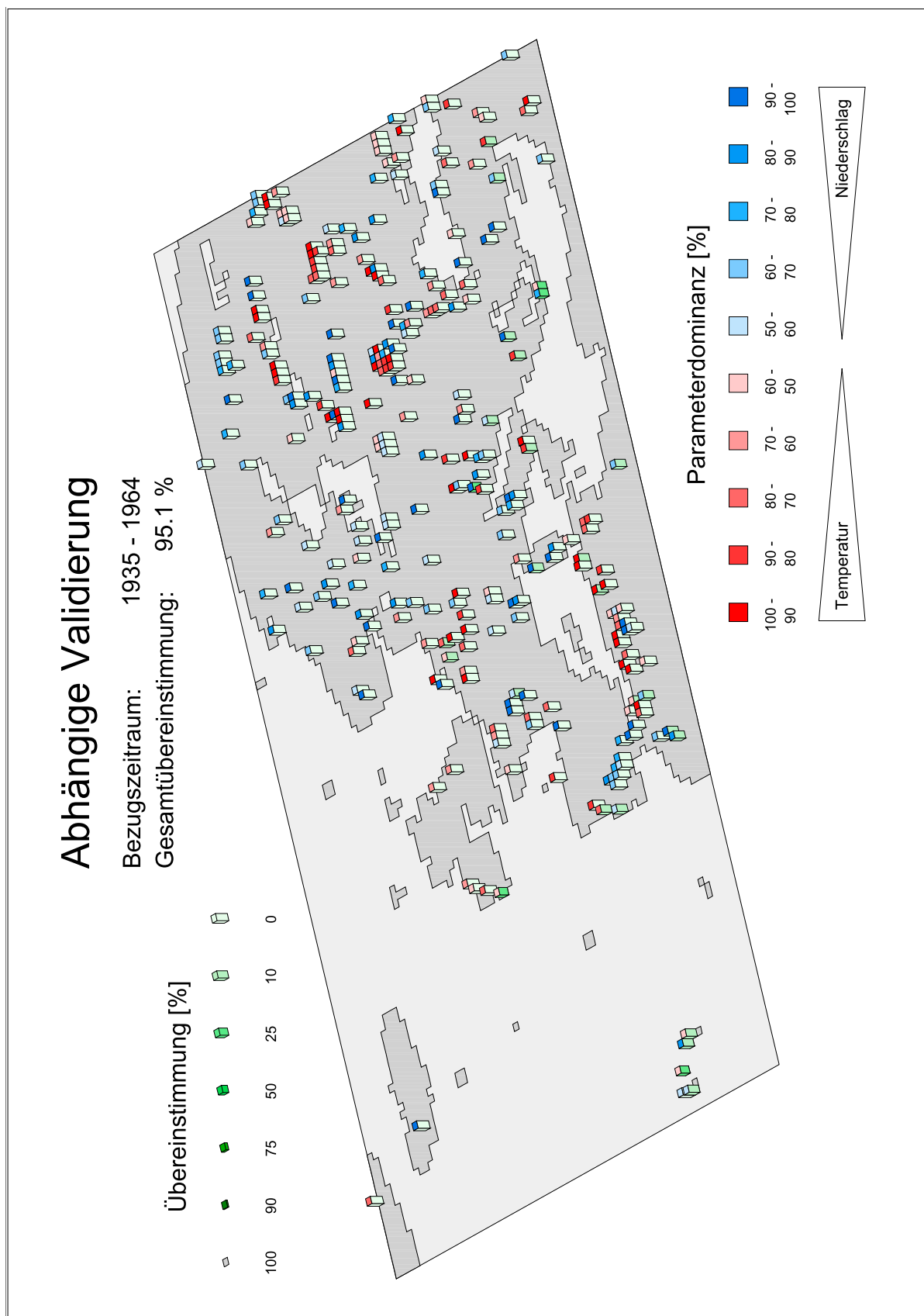


Abb. 14-34 Abhängige Validierung für die Periode 1935/64.

Abhängige Validierung

Bezugszeitraum: 1936 - 1965
 Gesamtübereinstimmung: 95.1 %

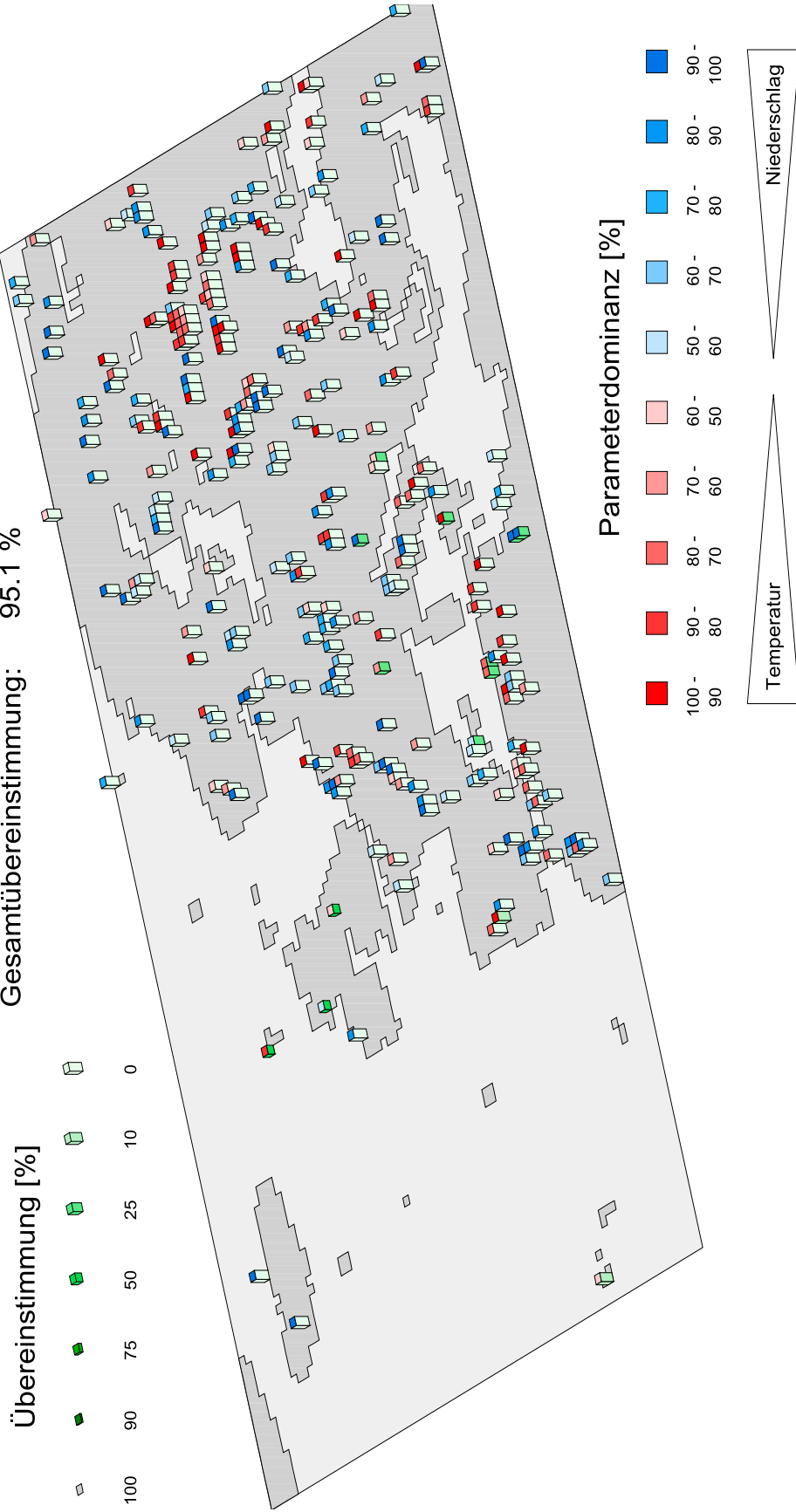


Abb. 14-35 Abhängige Validierung für die Periode 1936/65.

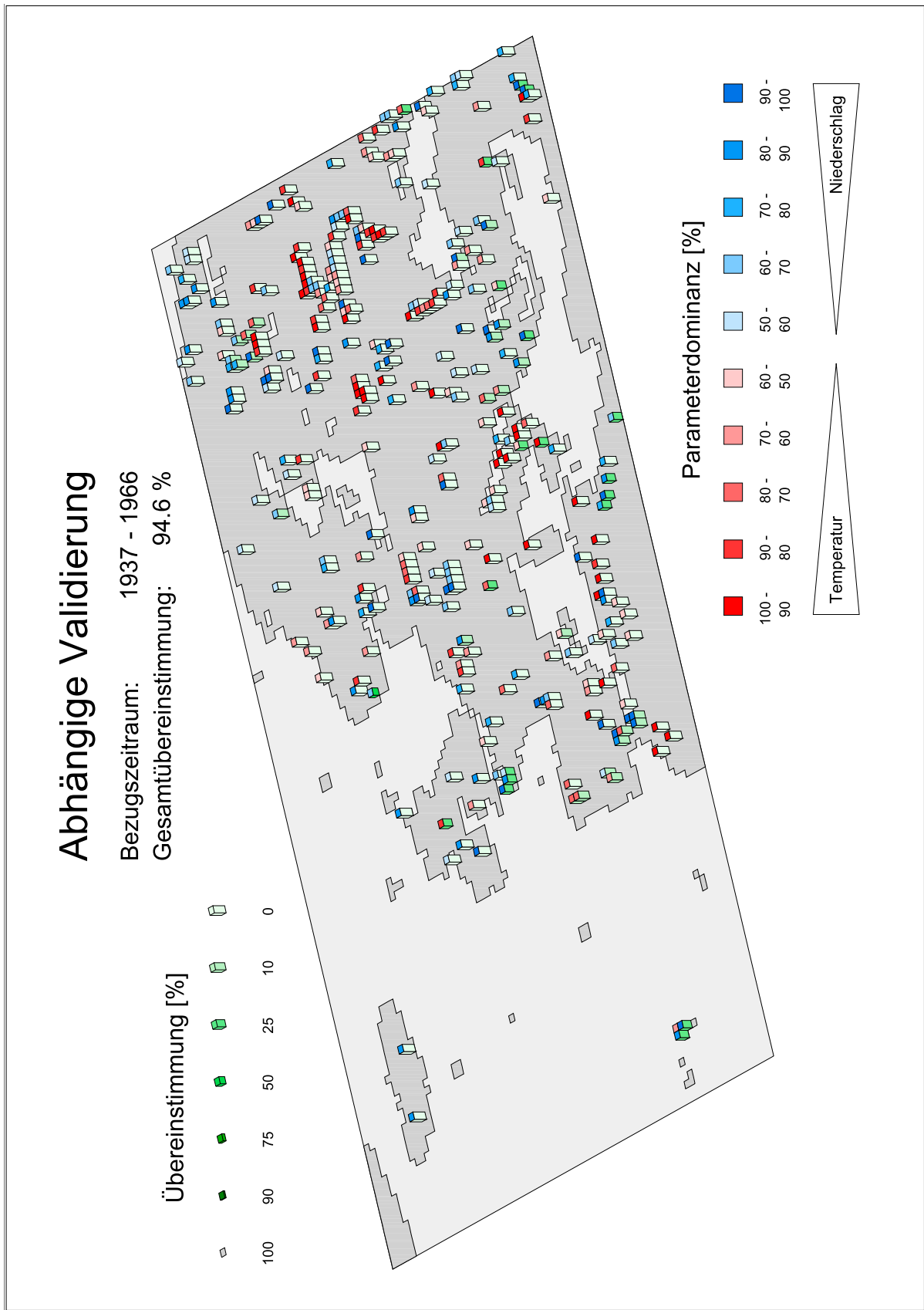


Abb. 14-36 Abhängige Validierung für die Periode 1937/66.

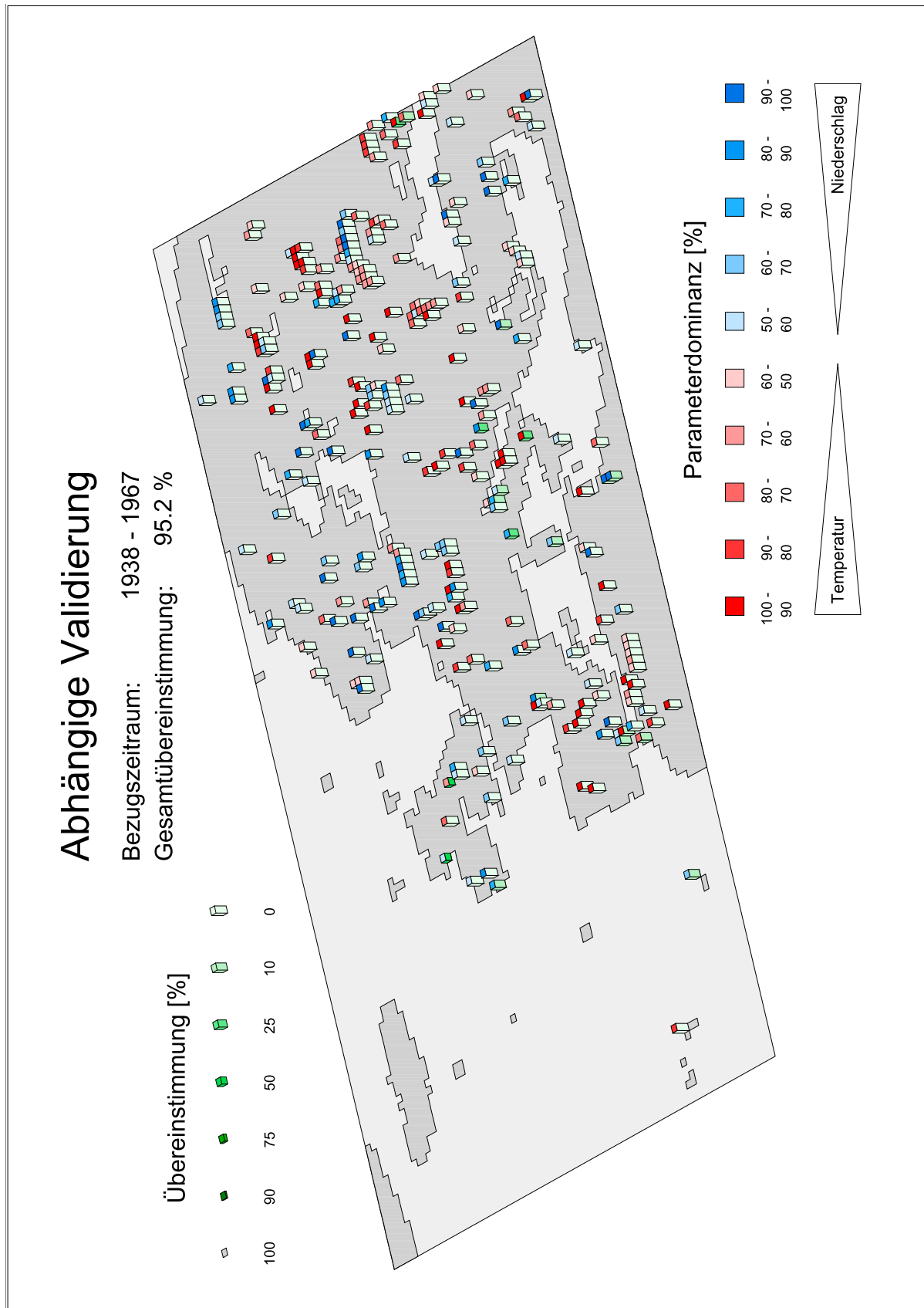


Abb. 14-37 Abhängige Validierung für die Periode 1938/67.

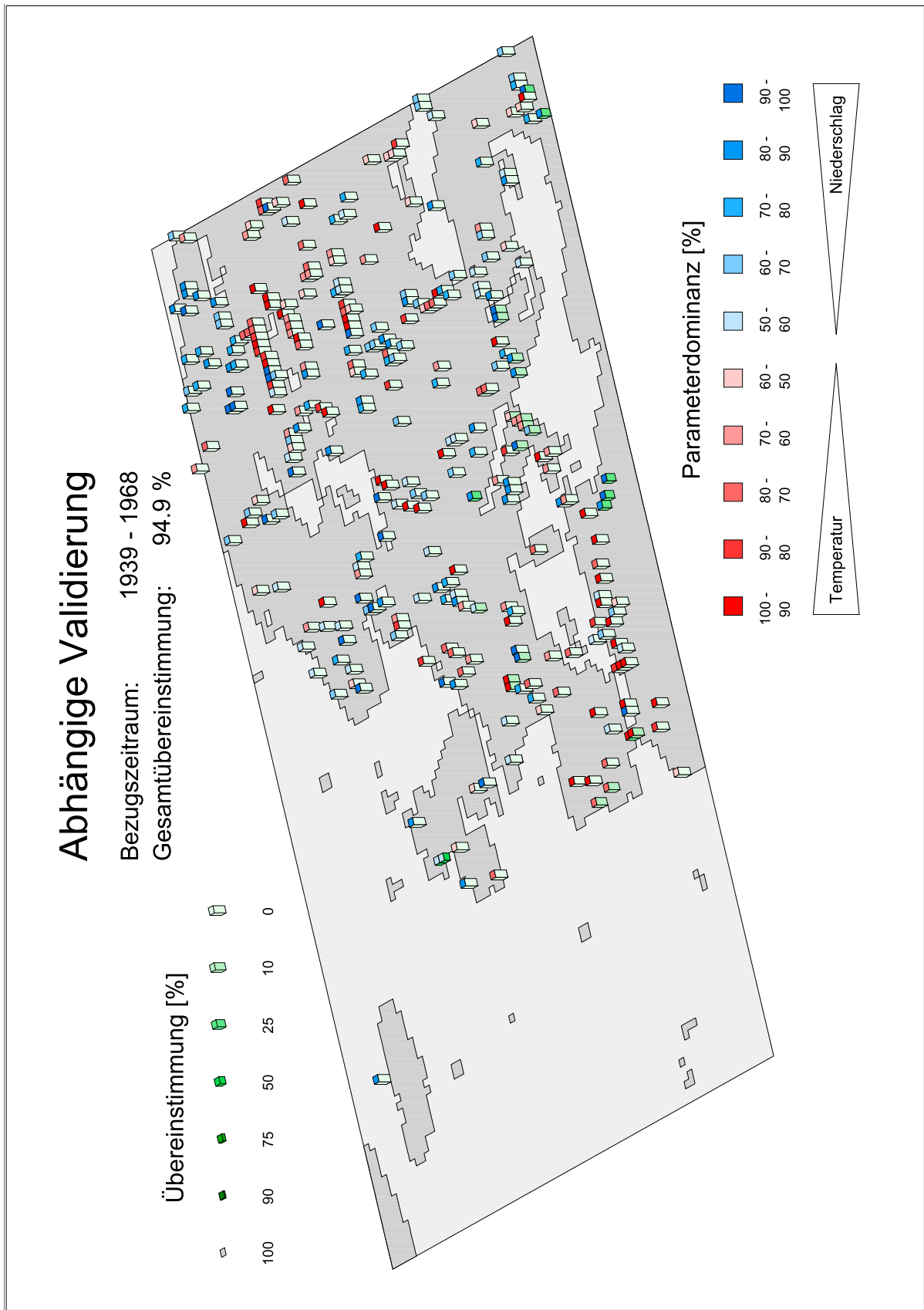


Abb. 14-38 Abhängige Validierung für die Periode 1939/68.

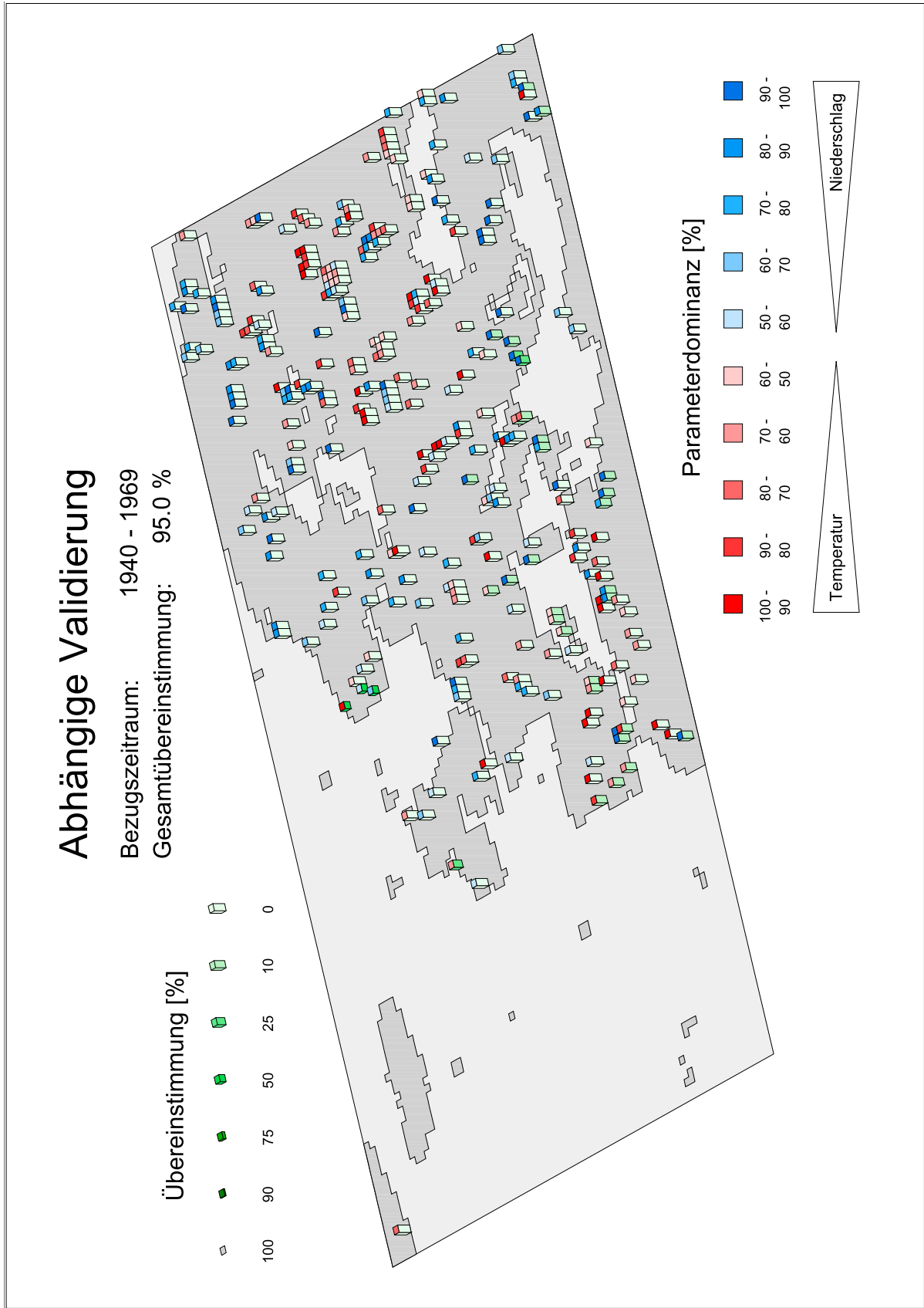


Abb. 14-39 Abhängige Validierung für die Periode 1940/69.

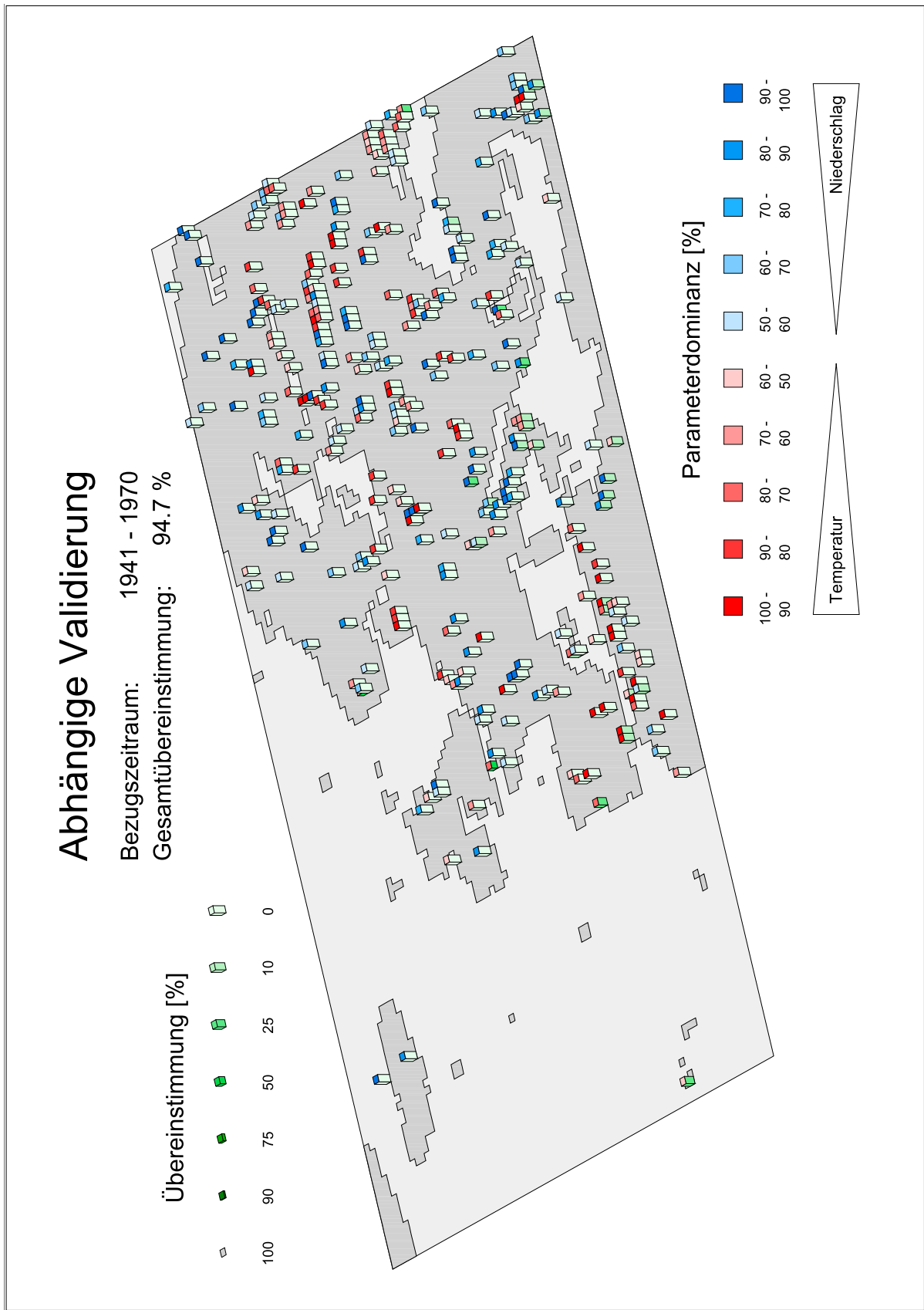


Abb. 14-40 Abhängige Validierung für die Periode 1941/70.

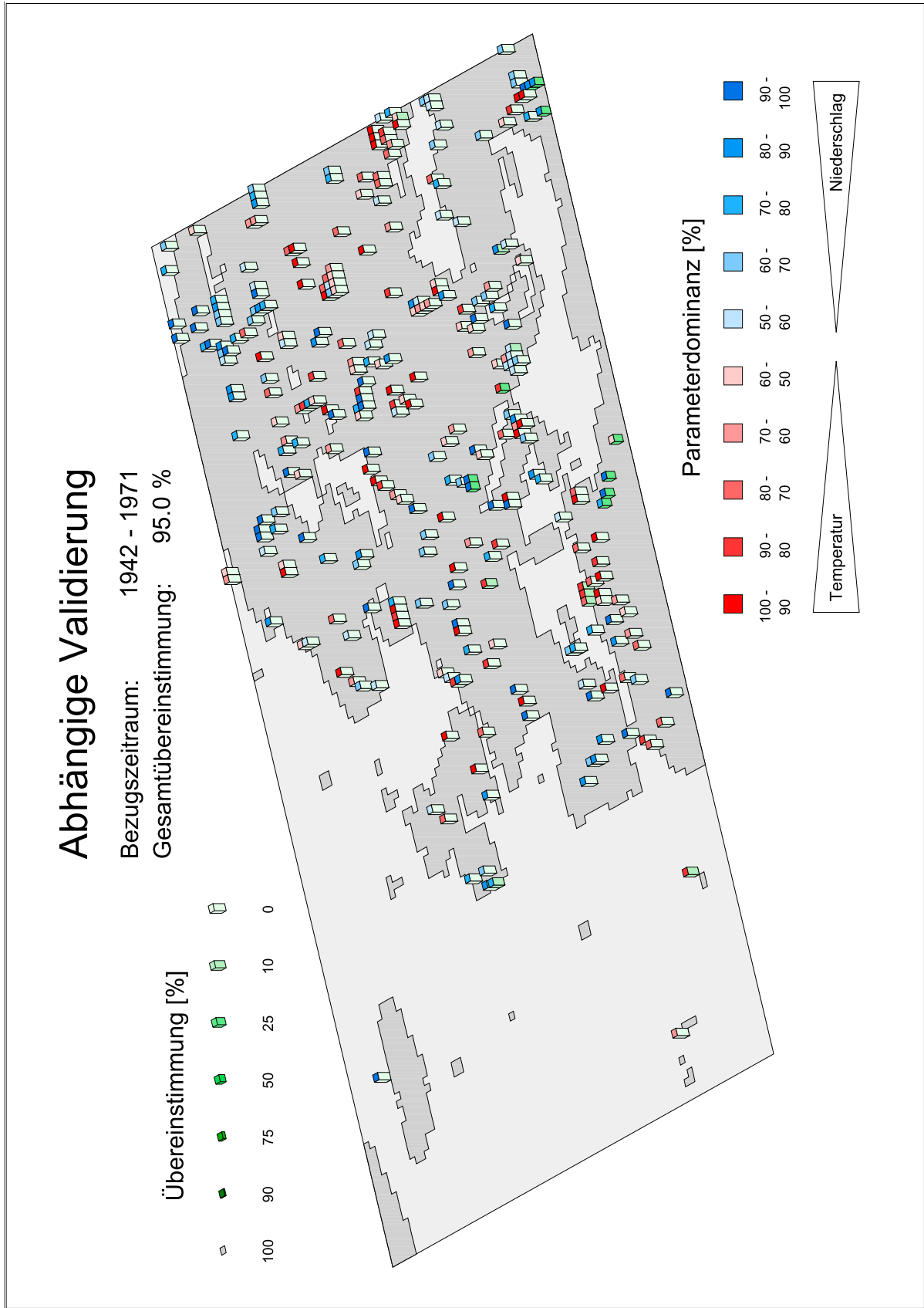


Abb. 14-41 Abhängige Validierung für die Periode 1942/71.

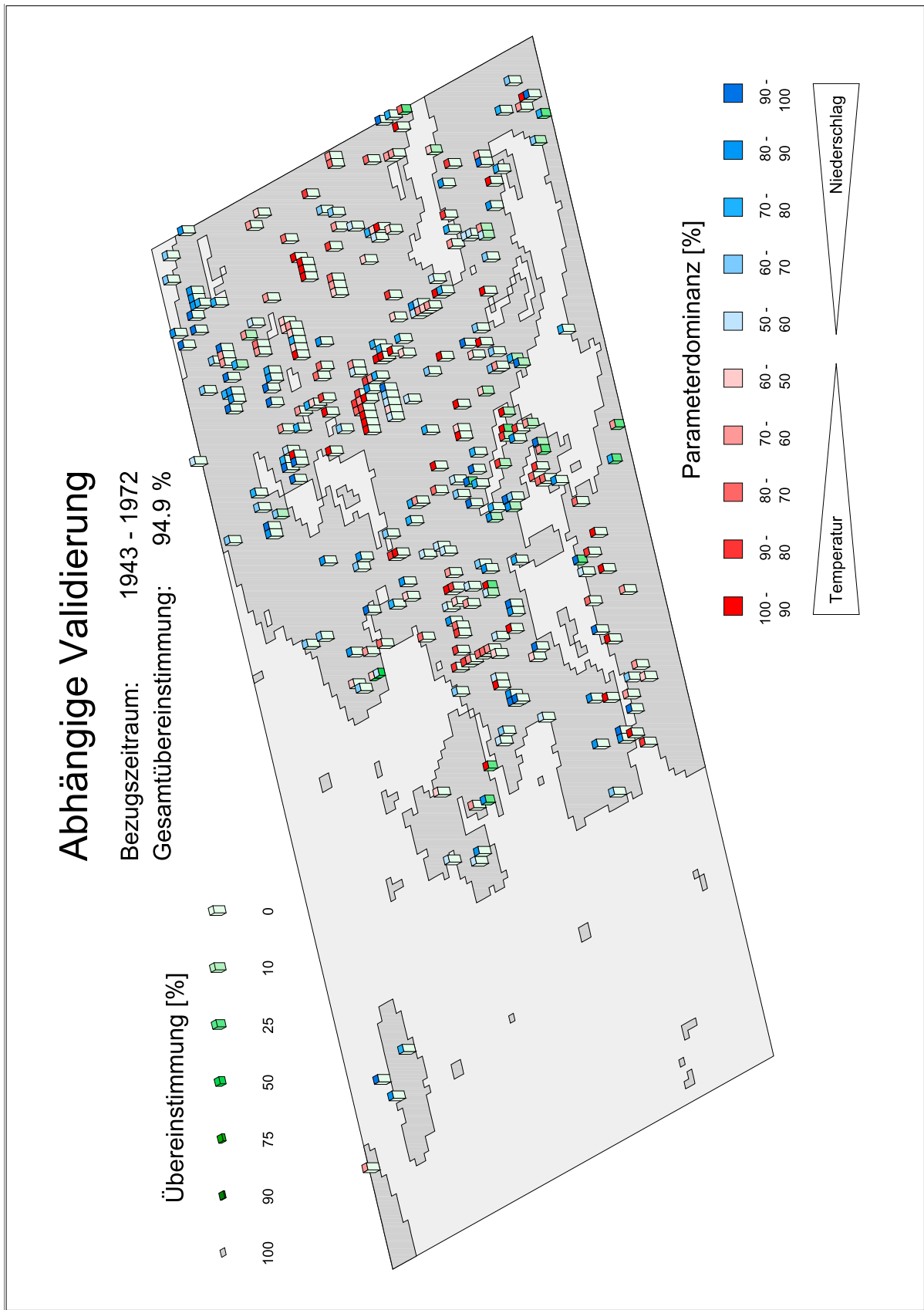


Abb. 14-42 Abhängige Validierung für die Periode 1943/72.

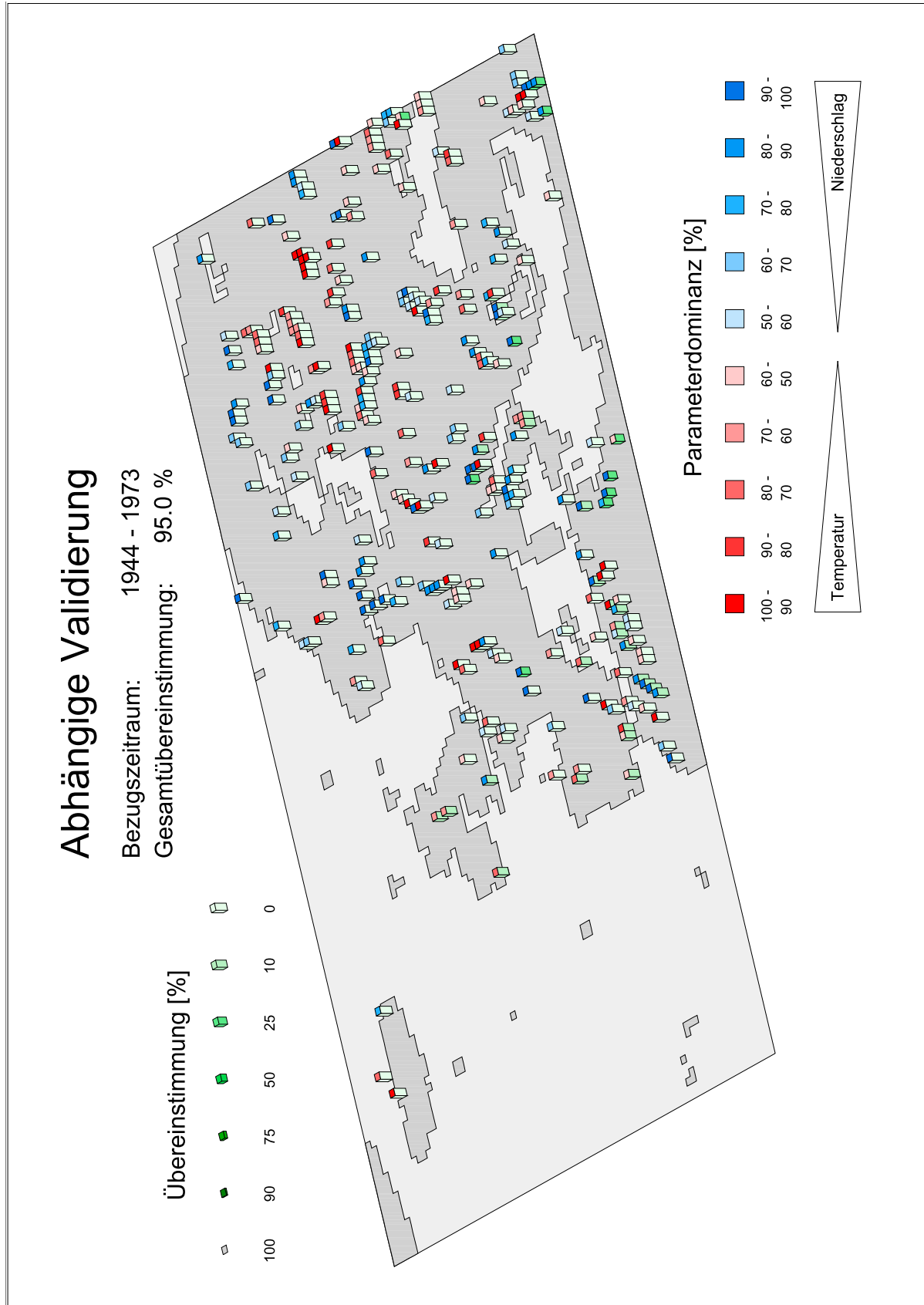


Abb. 14-43 Abhängige Validierung für die Periode 1944/73.

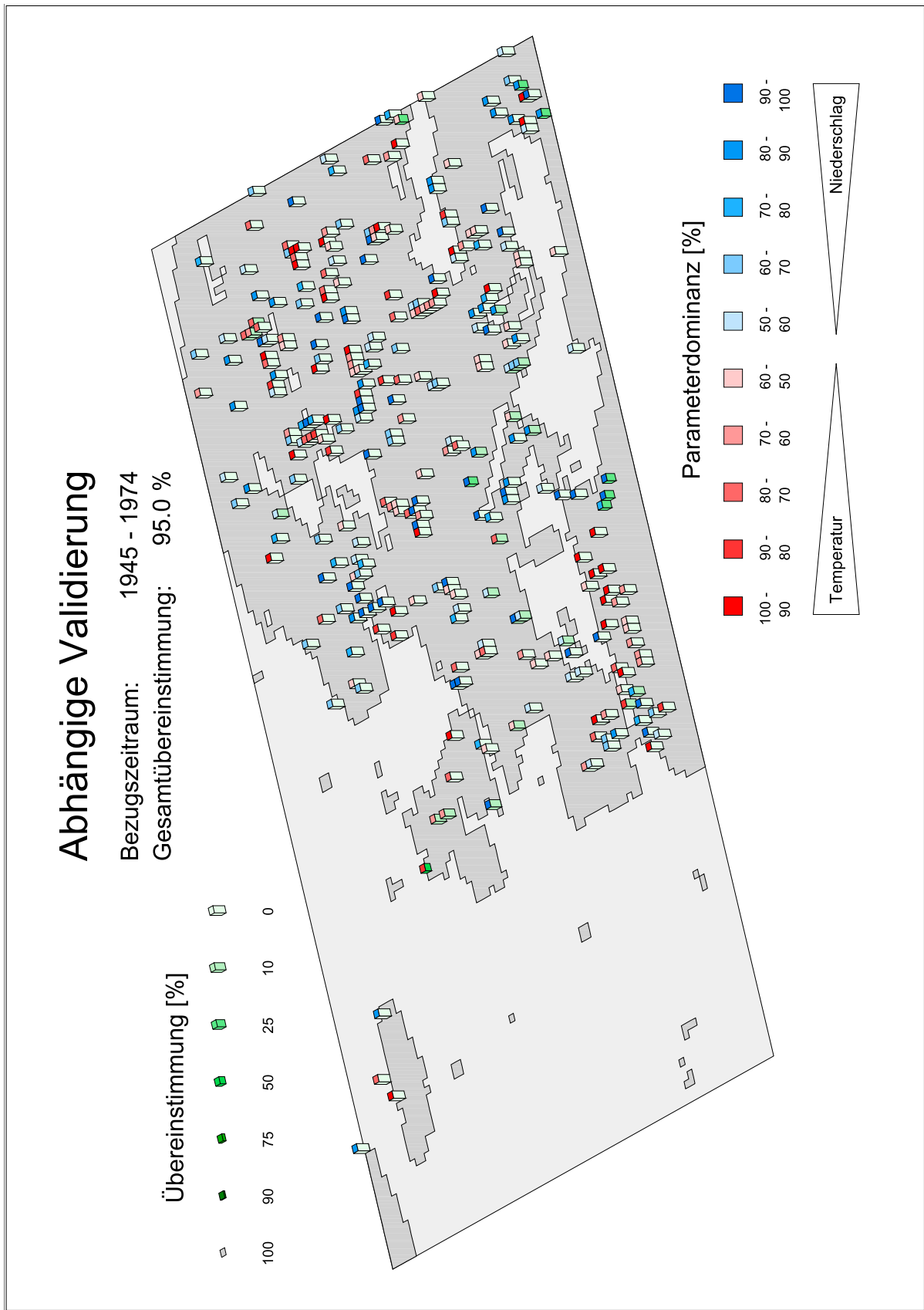


Abb. 14-44 Abhängige Validierung für die Periode 1945/74.

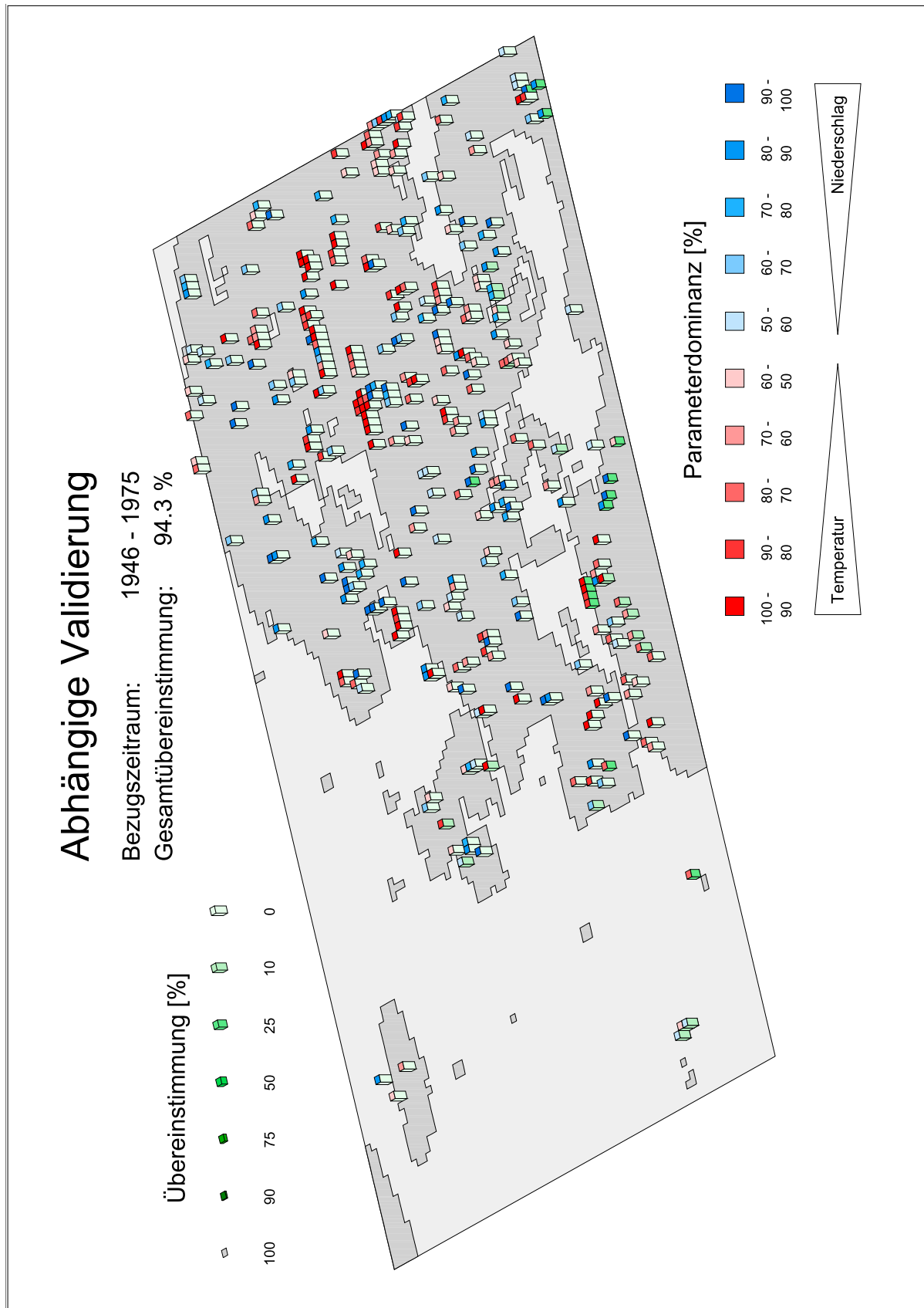


Abb. 14-45 Abhängige Validierung für die Periode 1946/75.

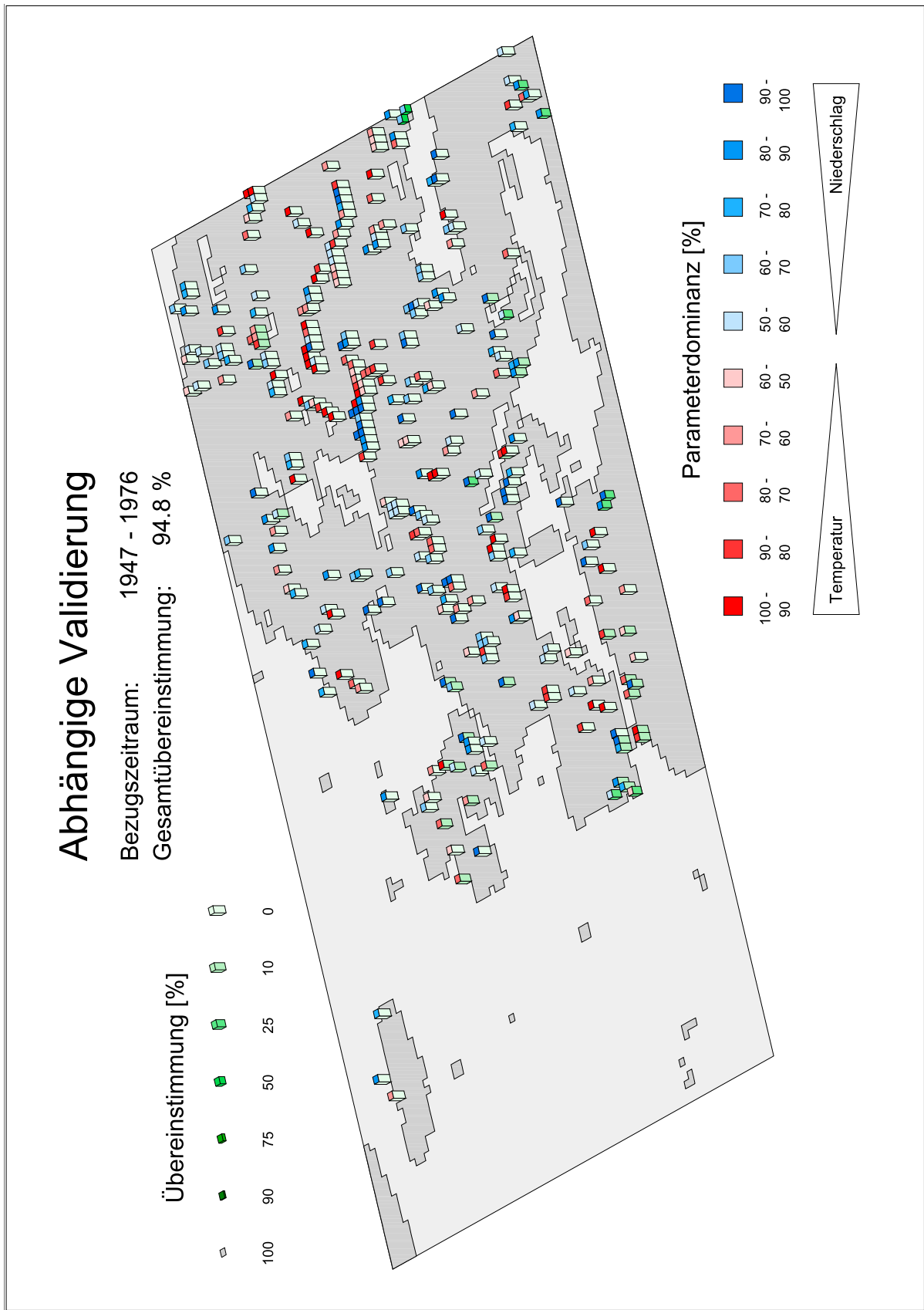


Abb. 14-46 Abhängige Validierung für die Periode 1947/76.

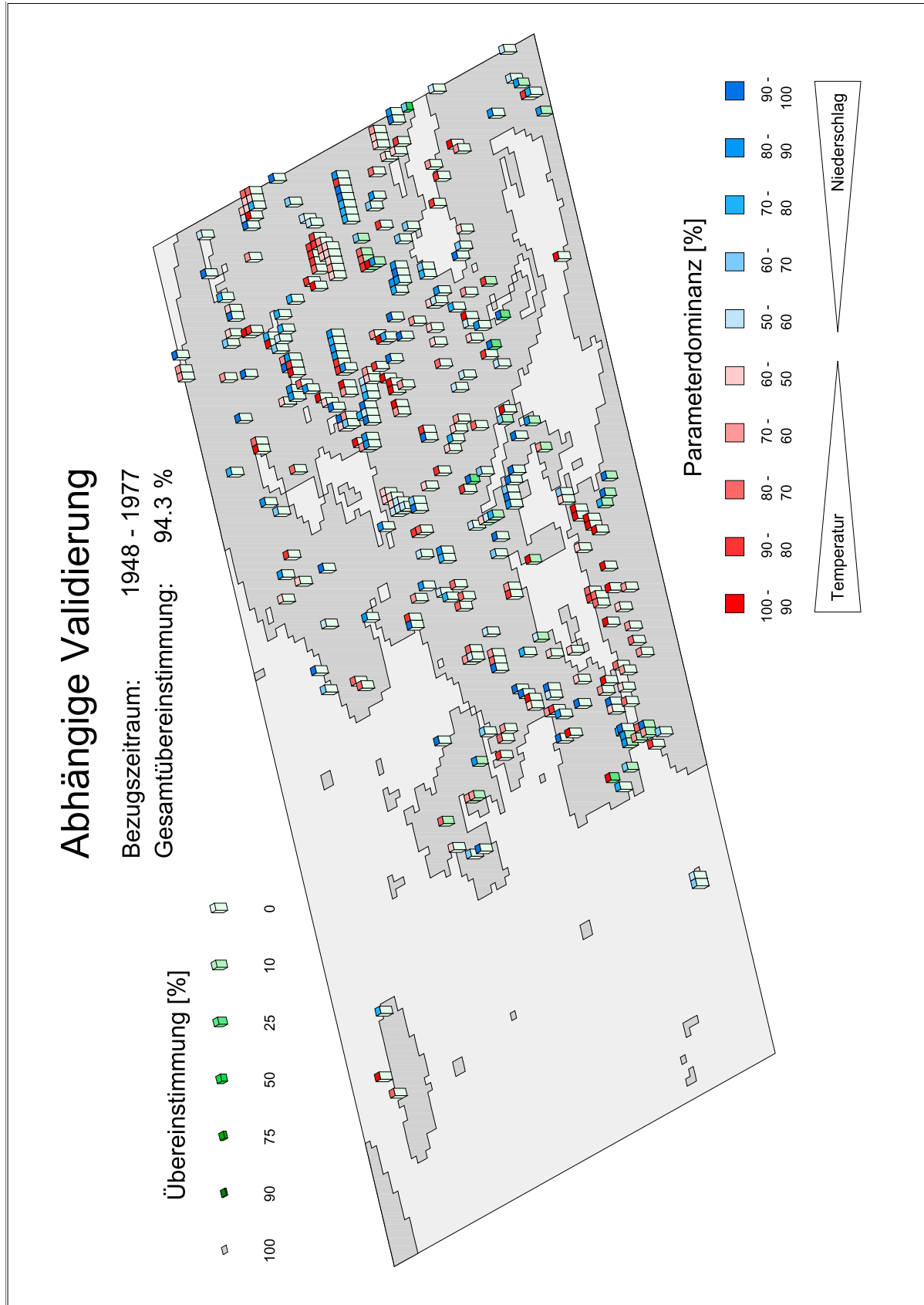


Abb. 14-47 Abhängige Validierung für die Periode 1948/77.

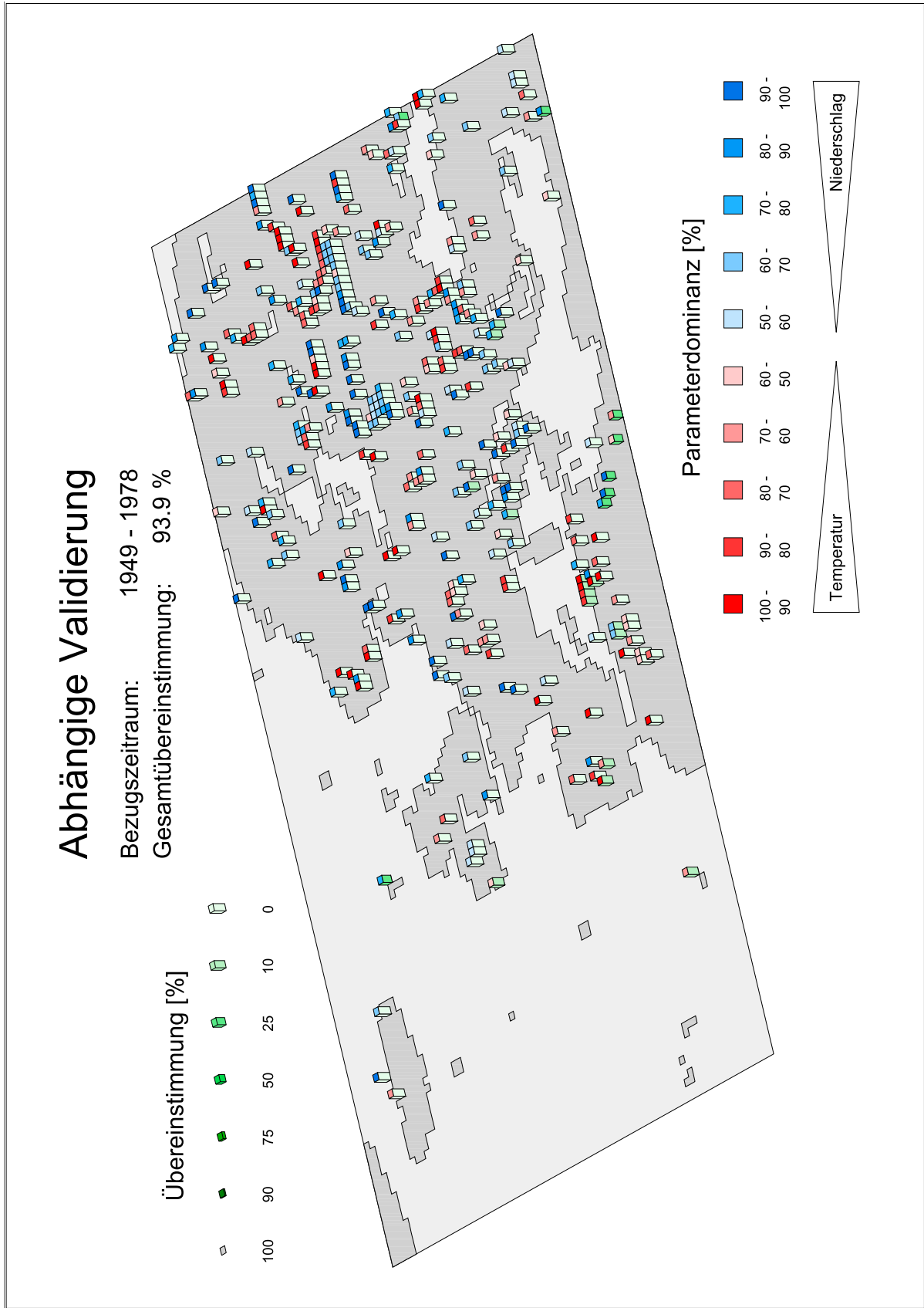


Abb. 14-48 Abhängige Validierung für die Periode 1949/78.

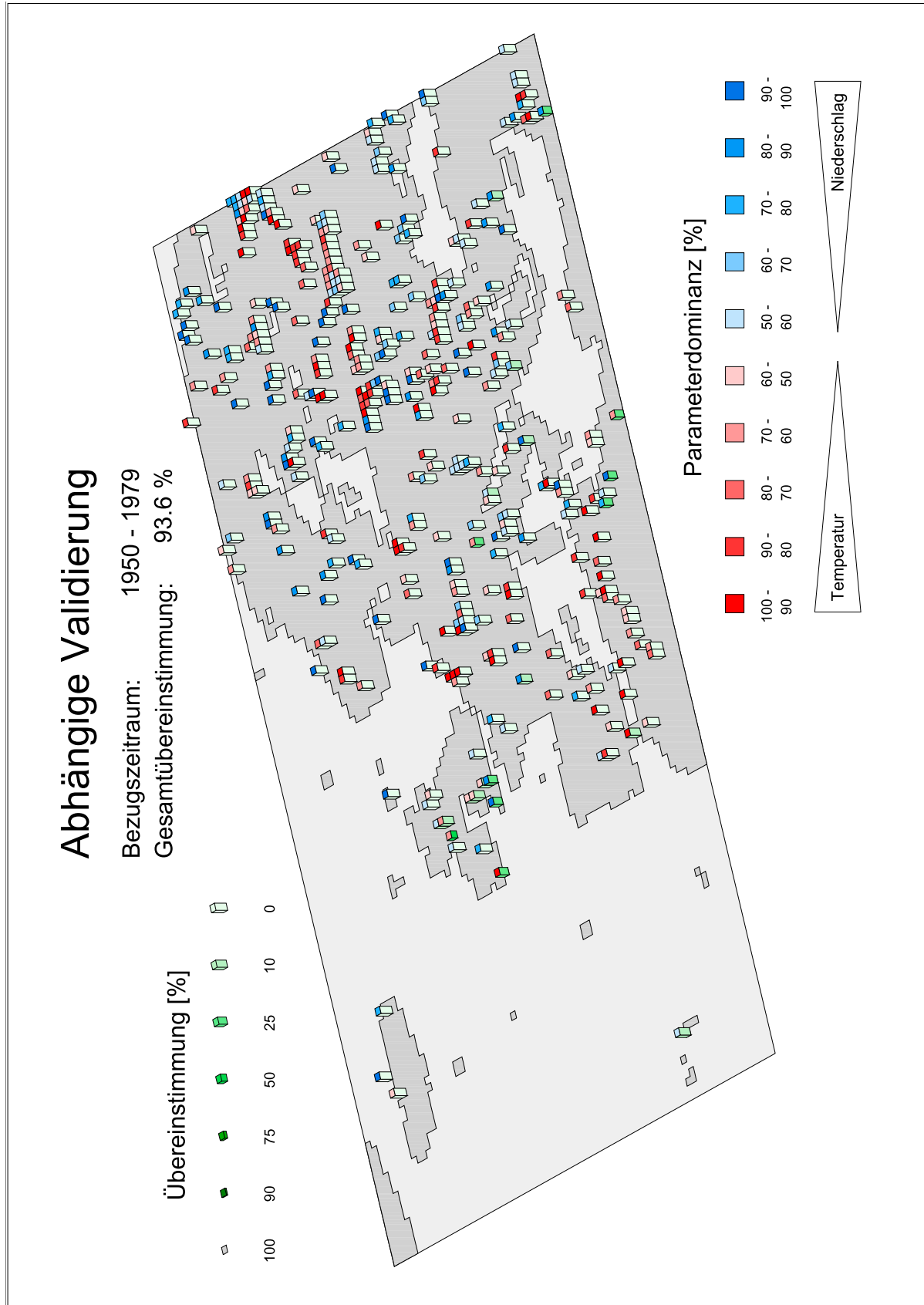


Abb. 14-49 Abhängige Validierung für die Periode 1950/79.

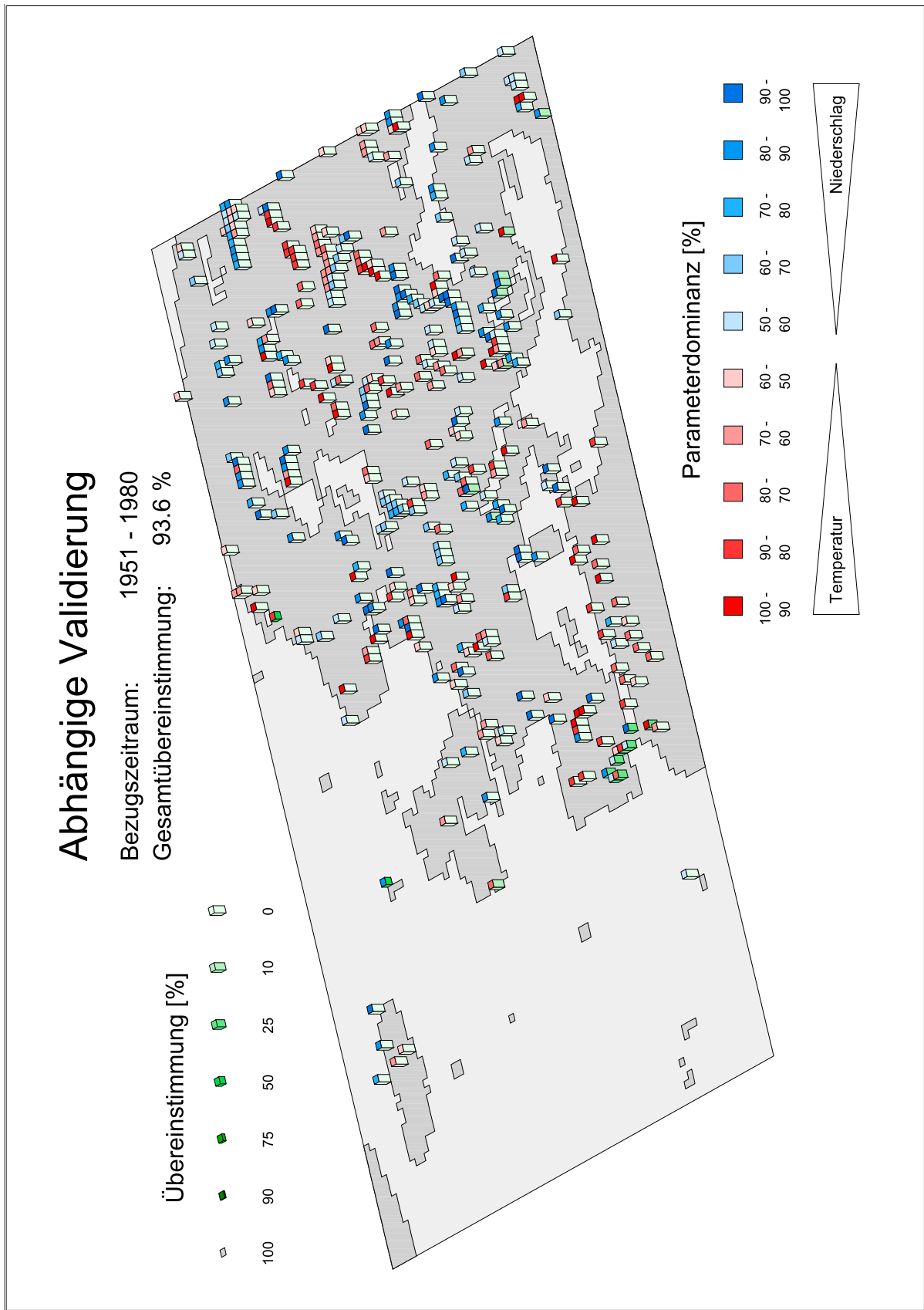


Abb. 14-50 Abhängige Validierung für die Periode 1951/80.

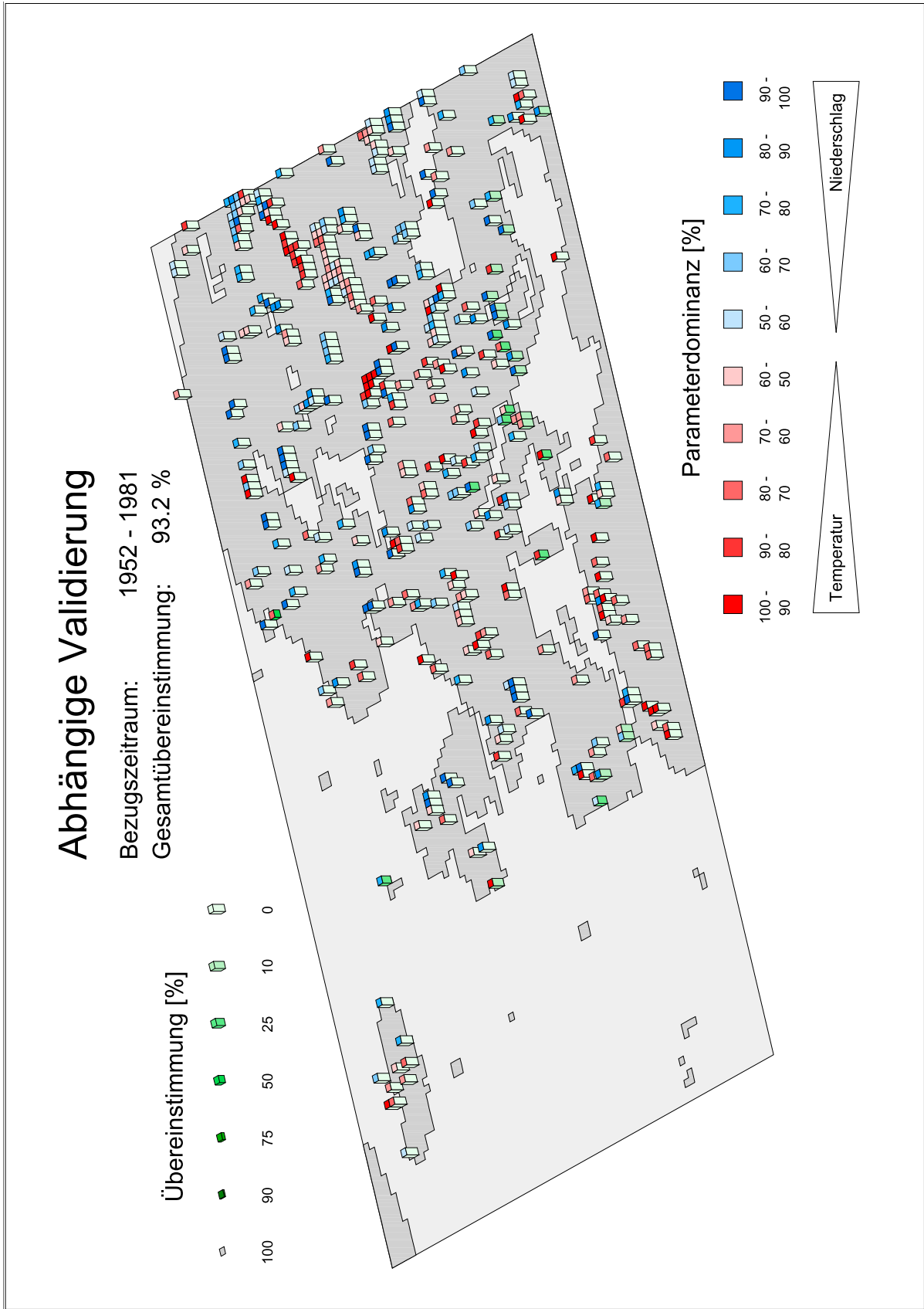


Abb. 14-51 Abhängige Validierung für die Periode 1952/81.

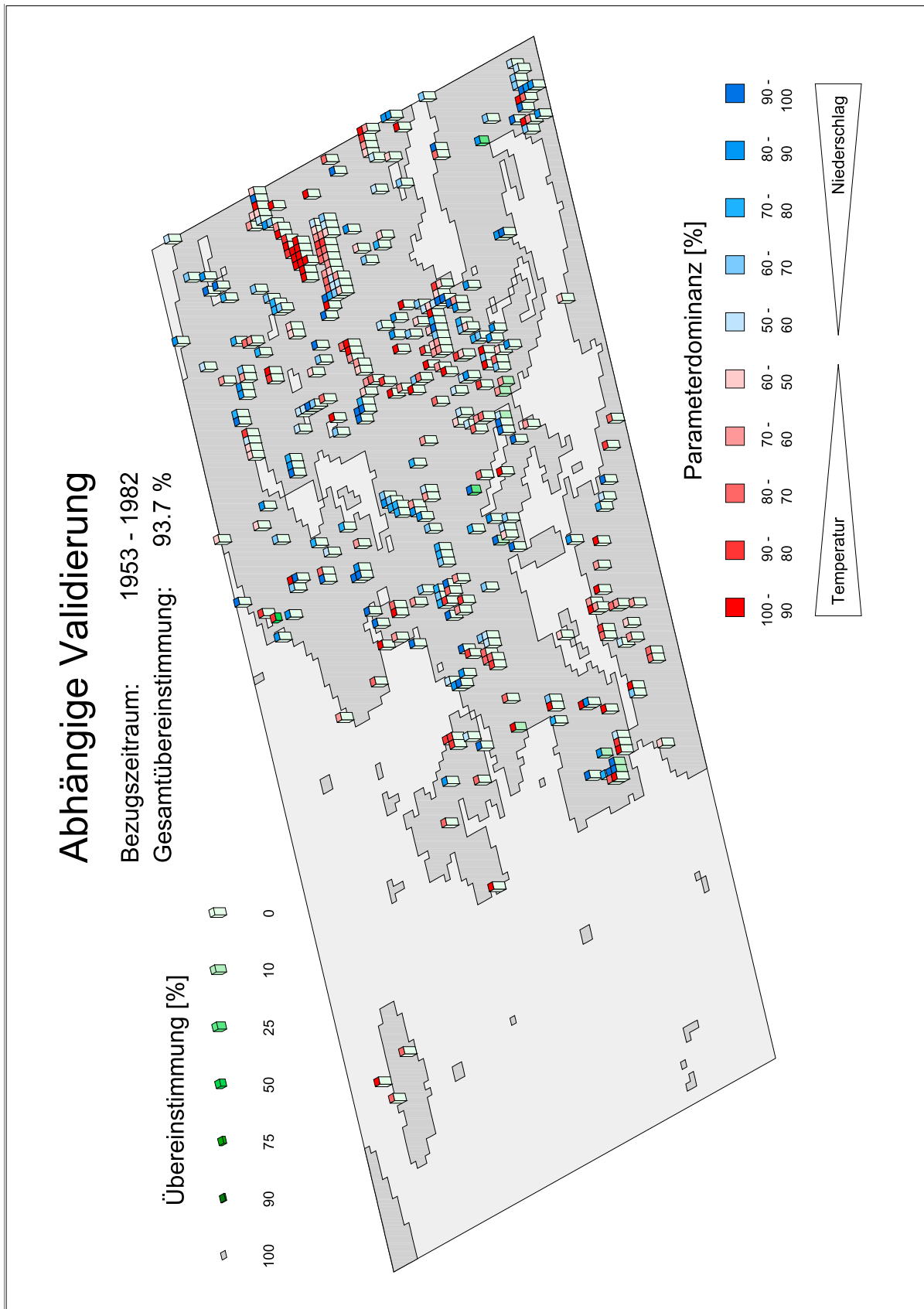


Abb. 14-52 Abhängige Validierung für die Periode 1953/82.

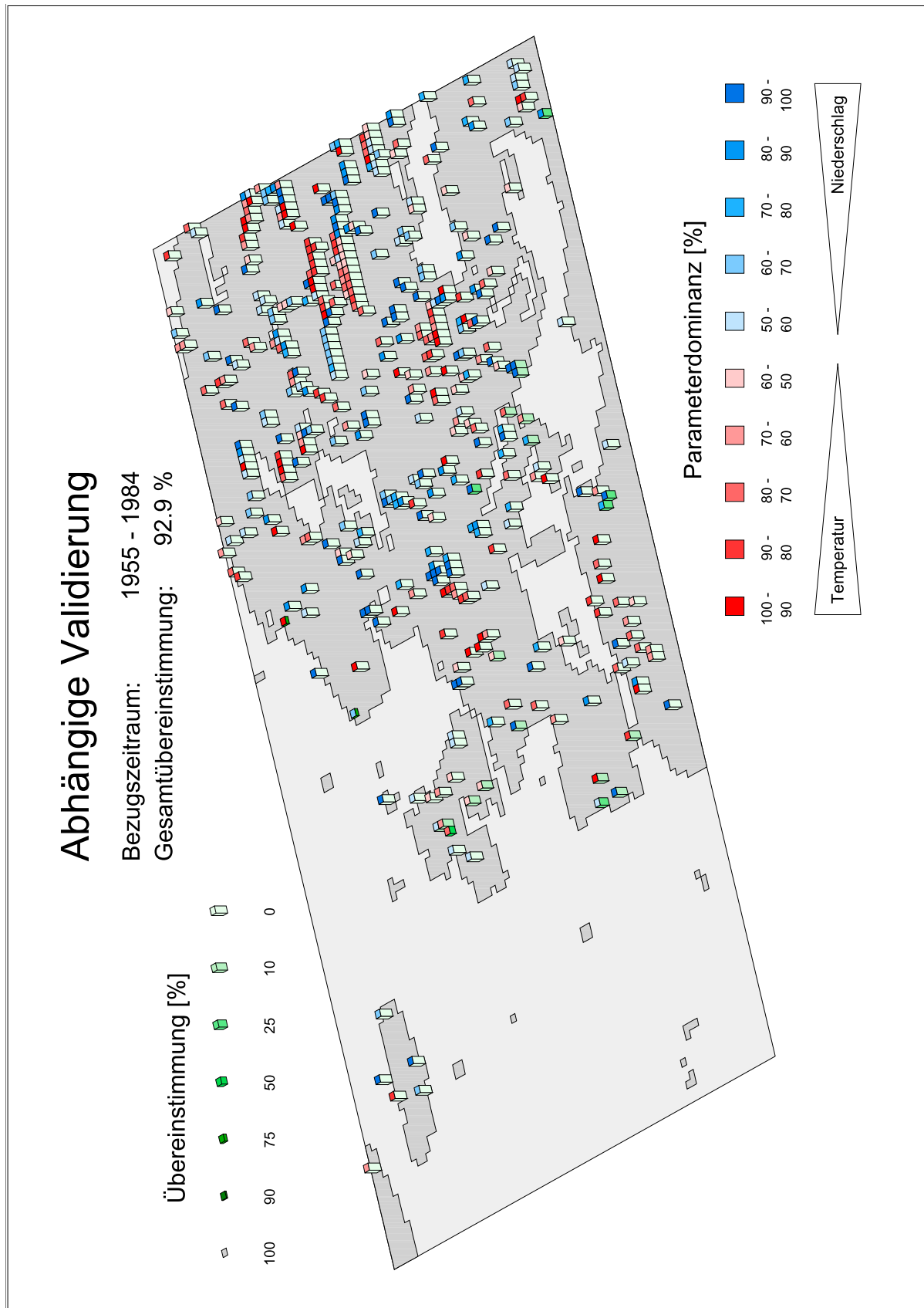


Abb. 14-53 Abhängige Validierung für die Periode 1955/84.

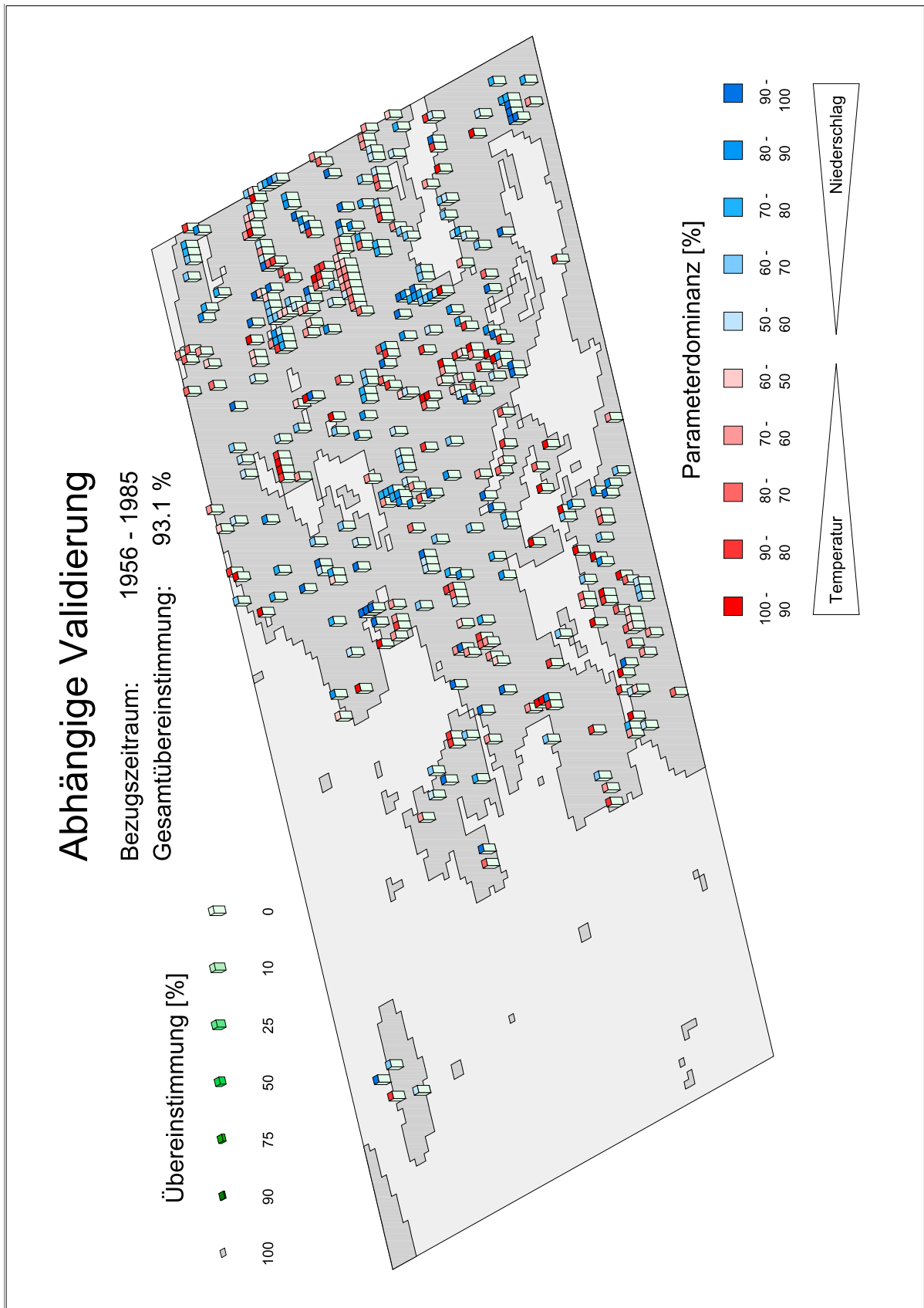


Abb. 14-54 Abhängige Validierung für die Periode 1956/85.

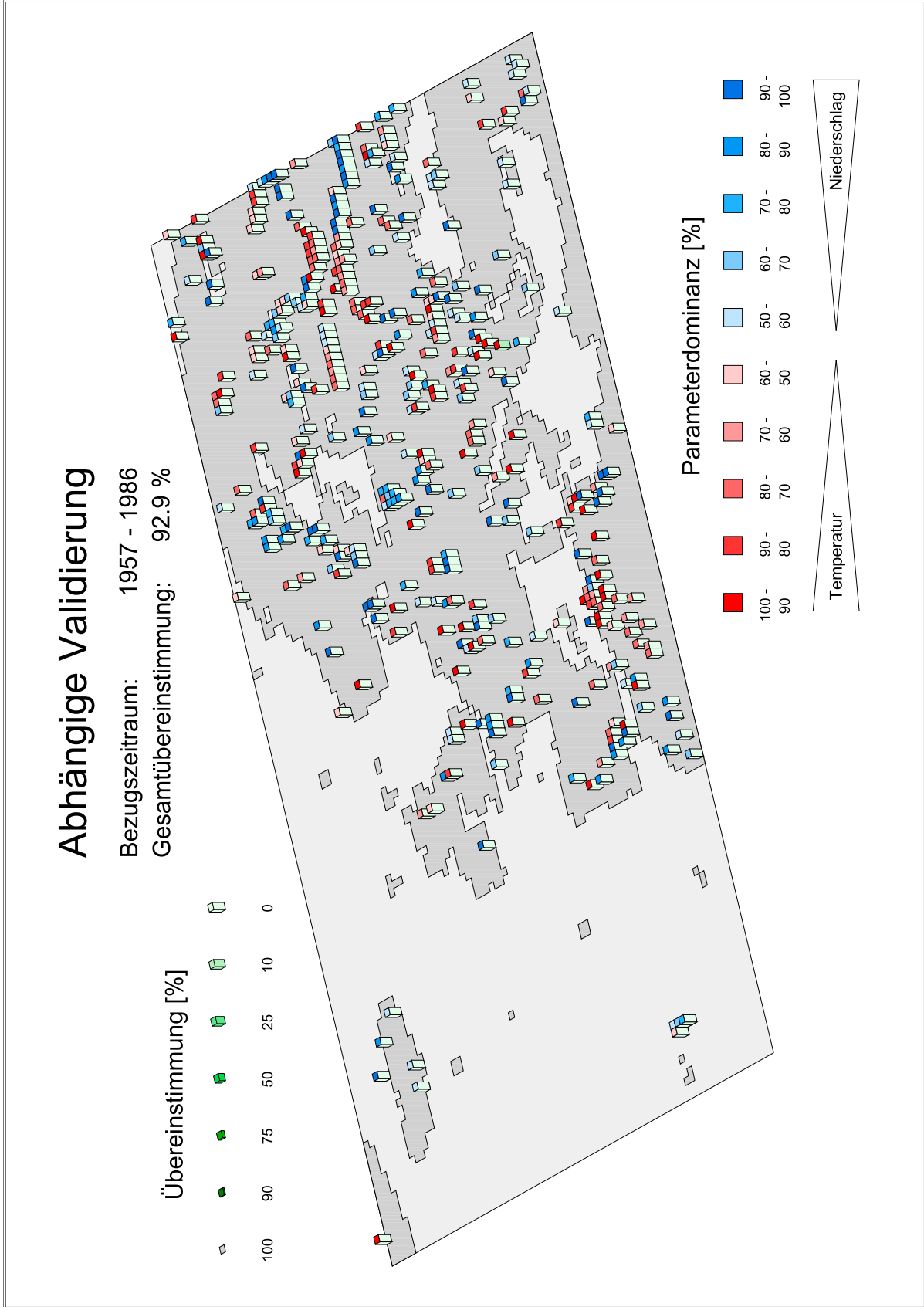


Abb. 14-55 Abhängige Validierung für die Periode 1957/86.

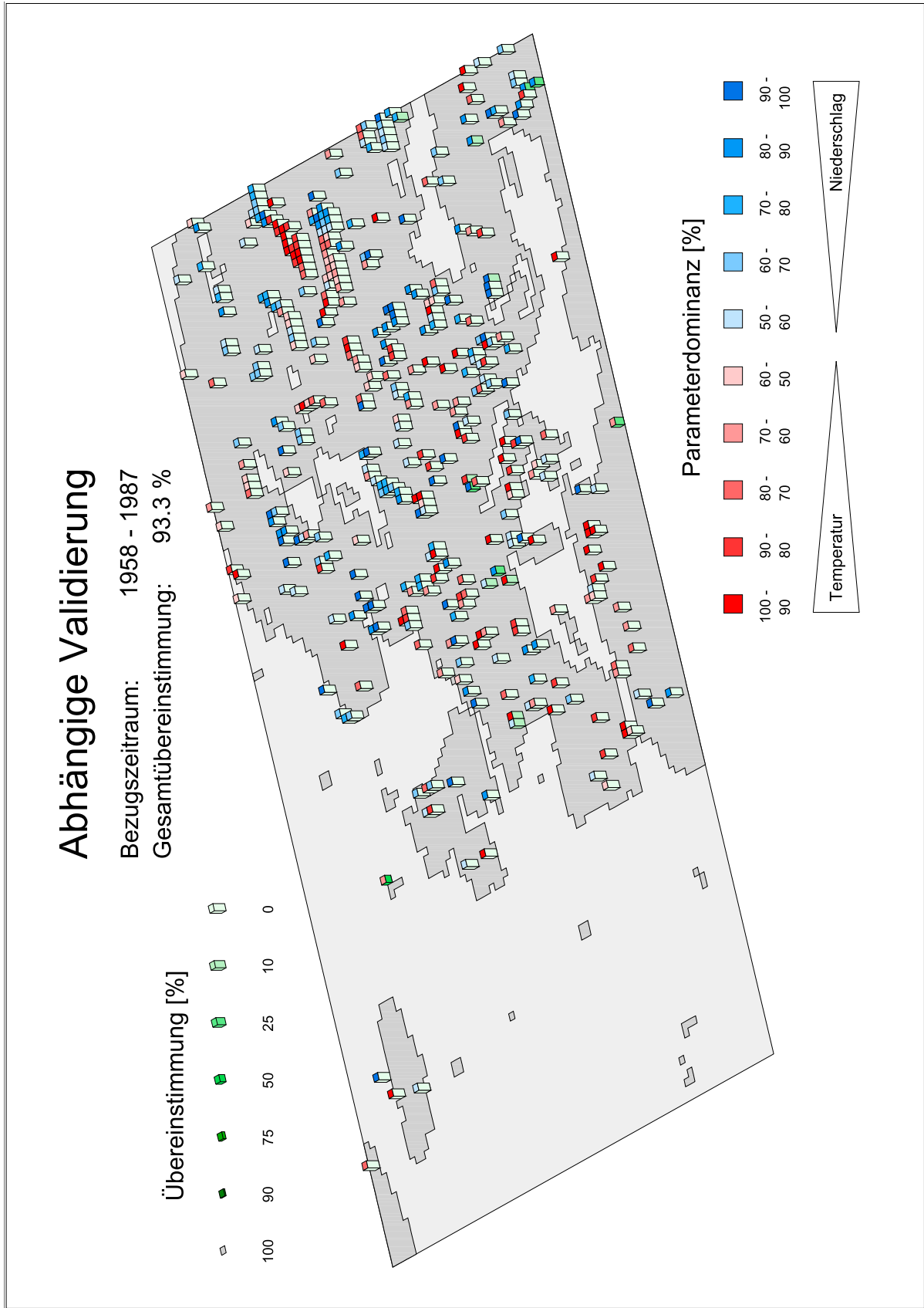


Abb. 14-56 Abhängige Validierung für die Periode 1958/87.

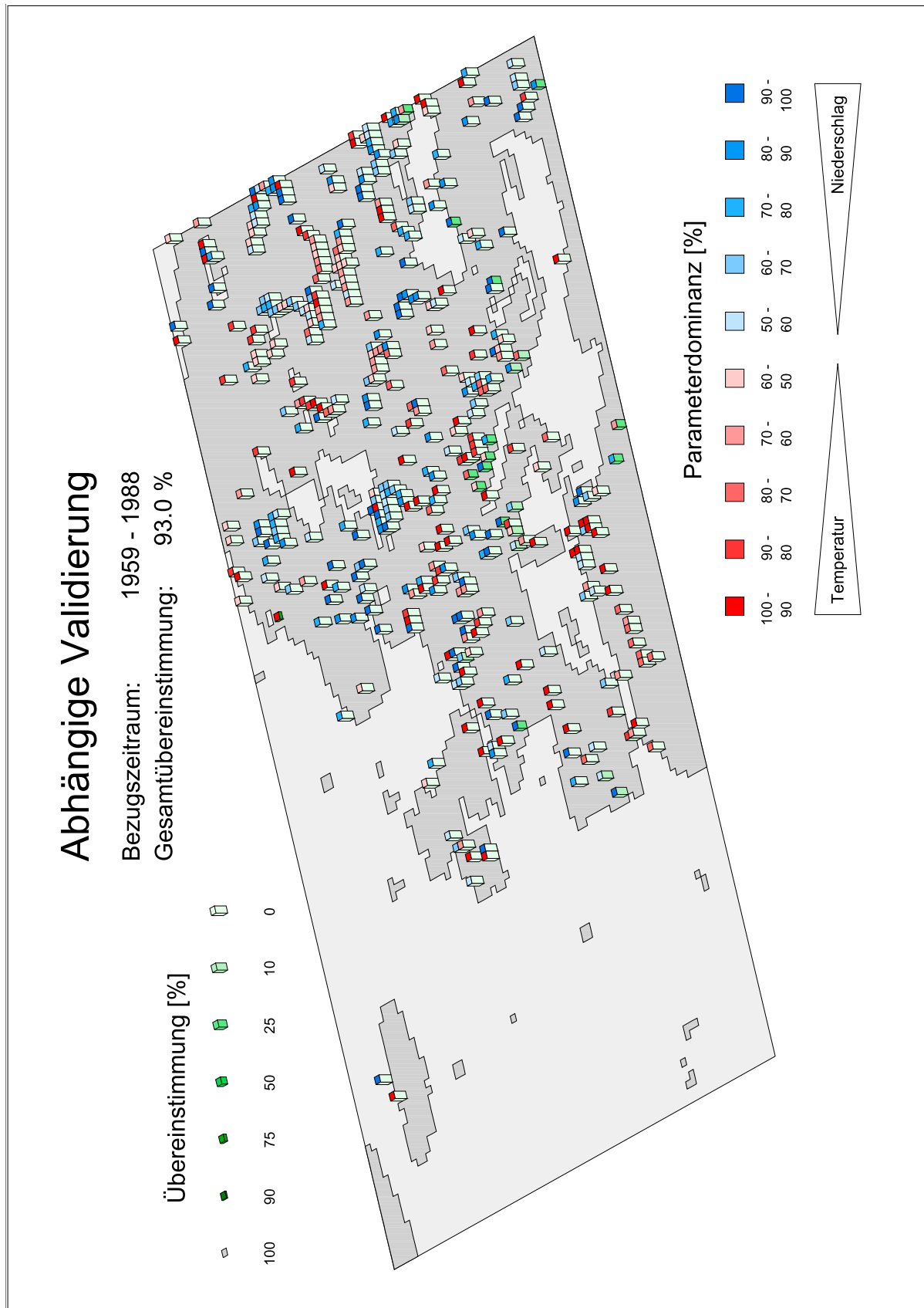


Abb. 14-57 Abhängige Validierung für die Periode 1959/88.

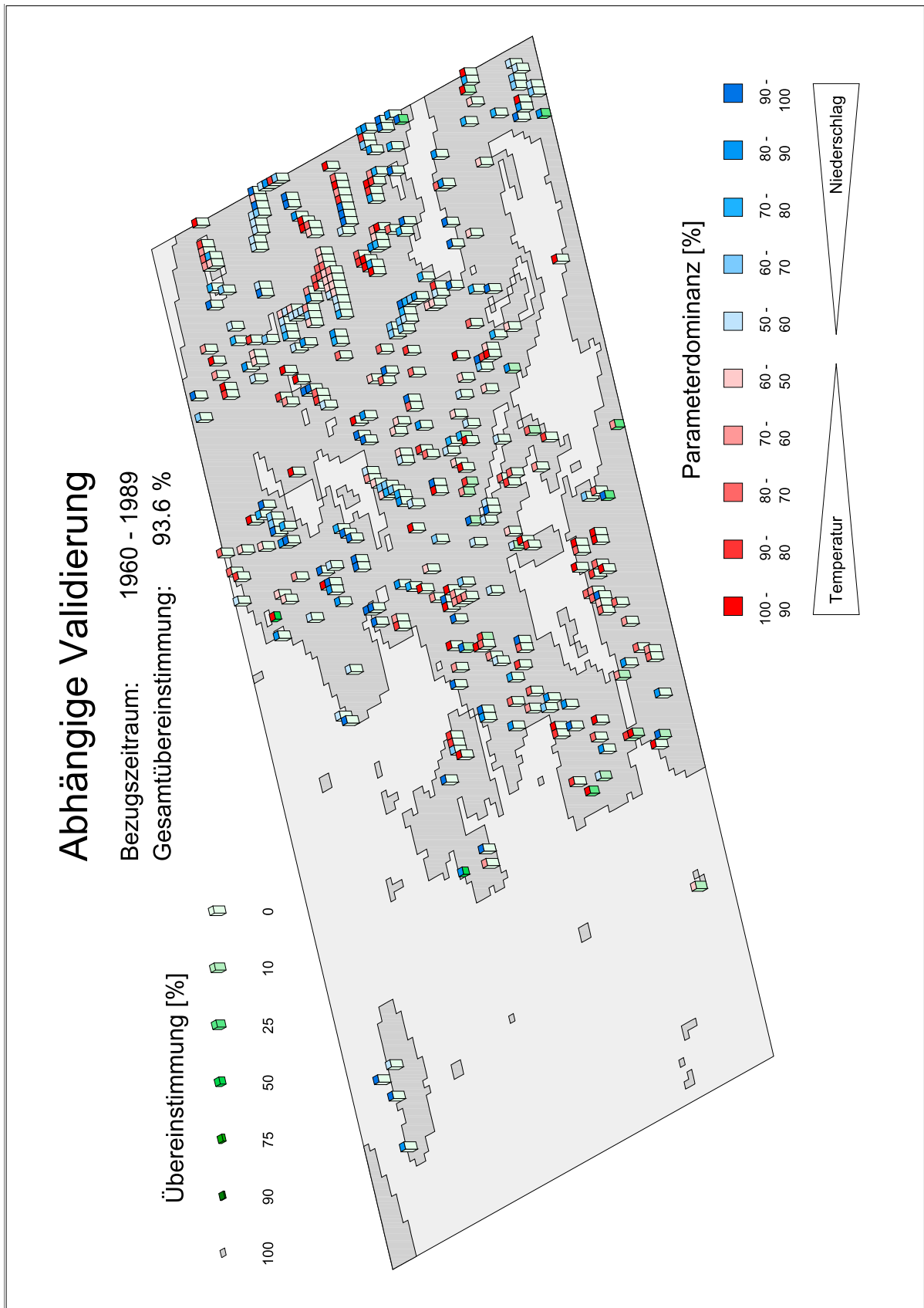


Abb. 14-58 Abhängige Validierung für die Periode 1960/89.

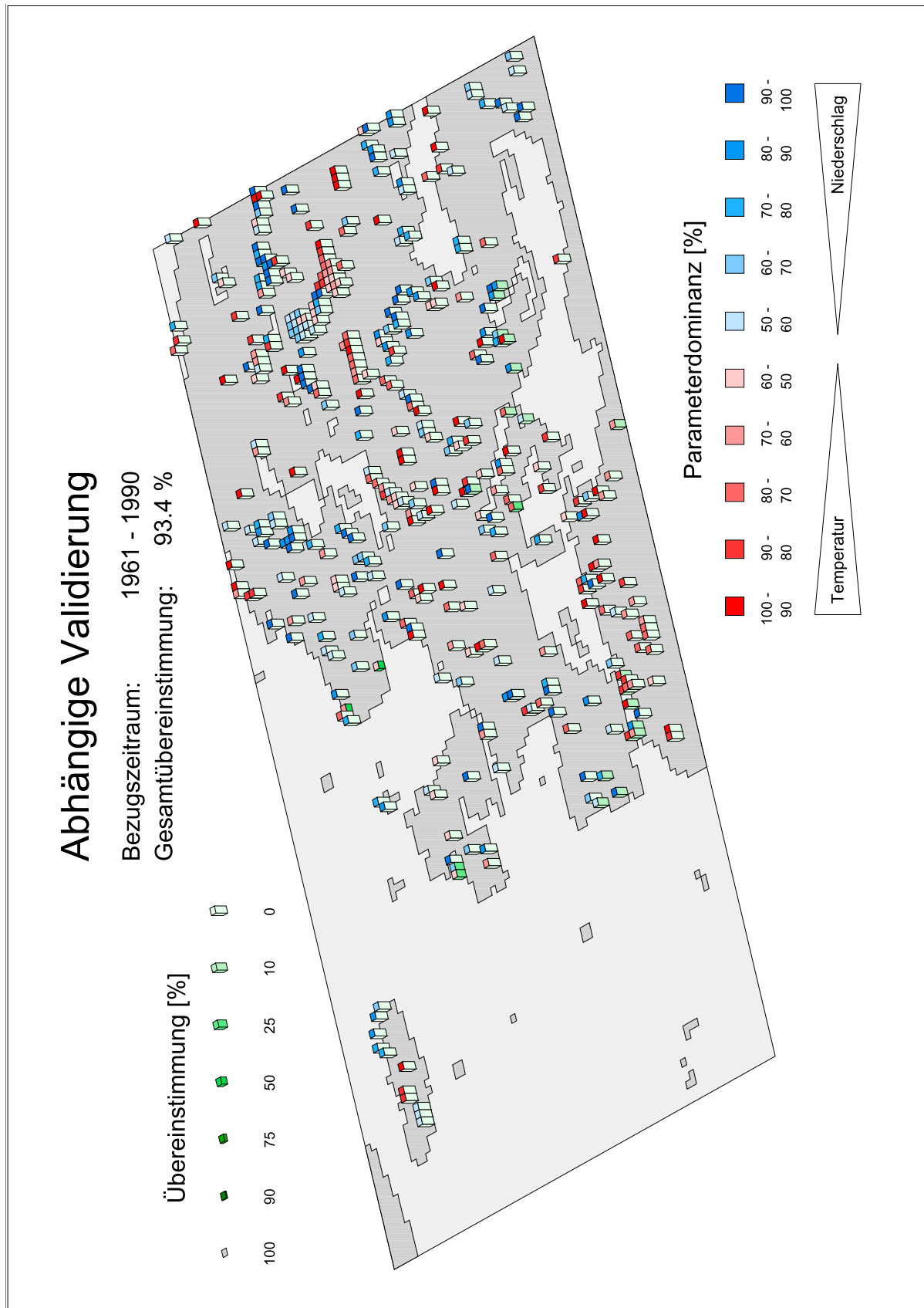


Abb. 14-59 Abhängige Validierung für die Periode 1961/90.

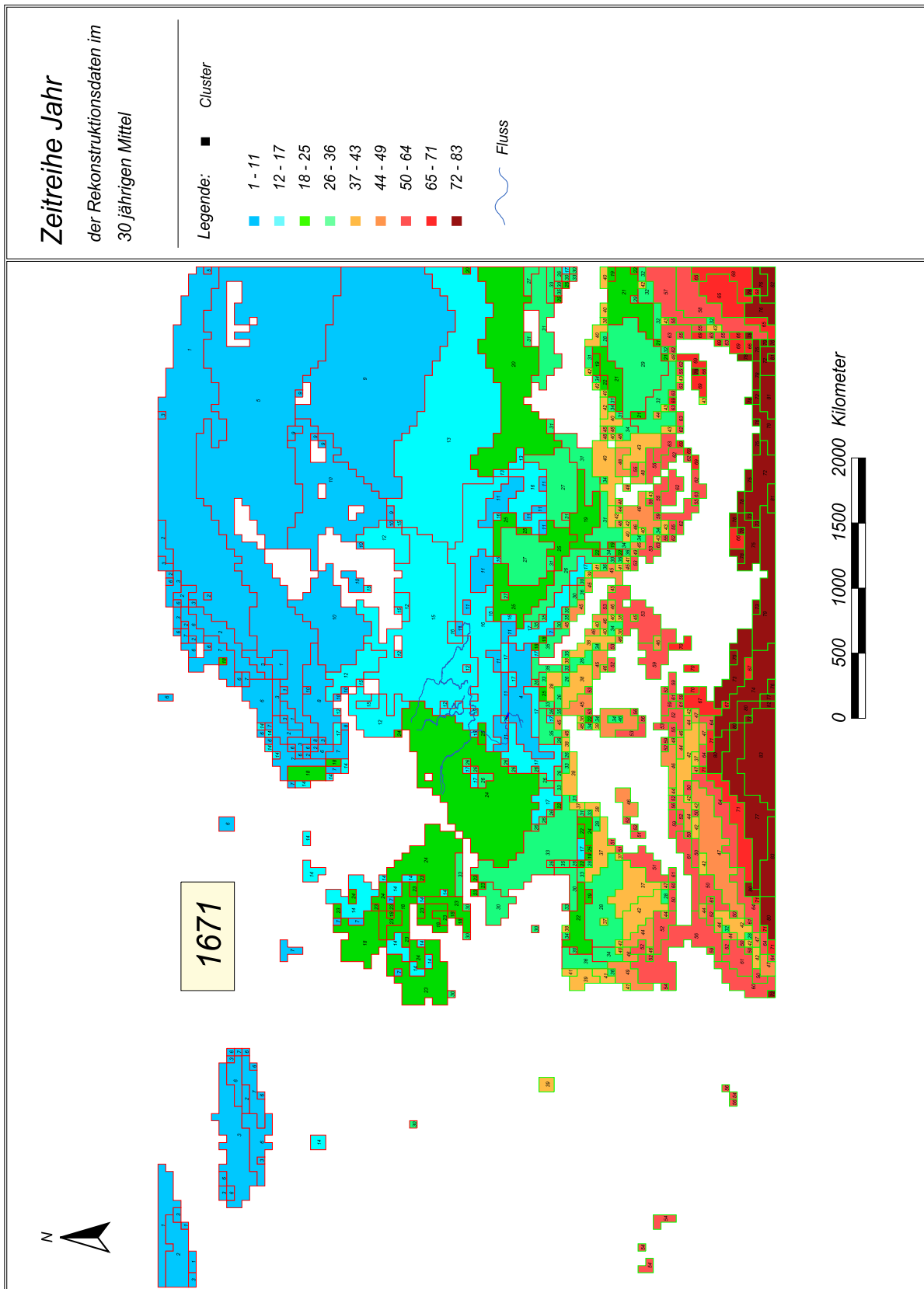


Abb. 14-60 Die Jahr-Klimasituation der Periode 1671 - 1700.

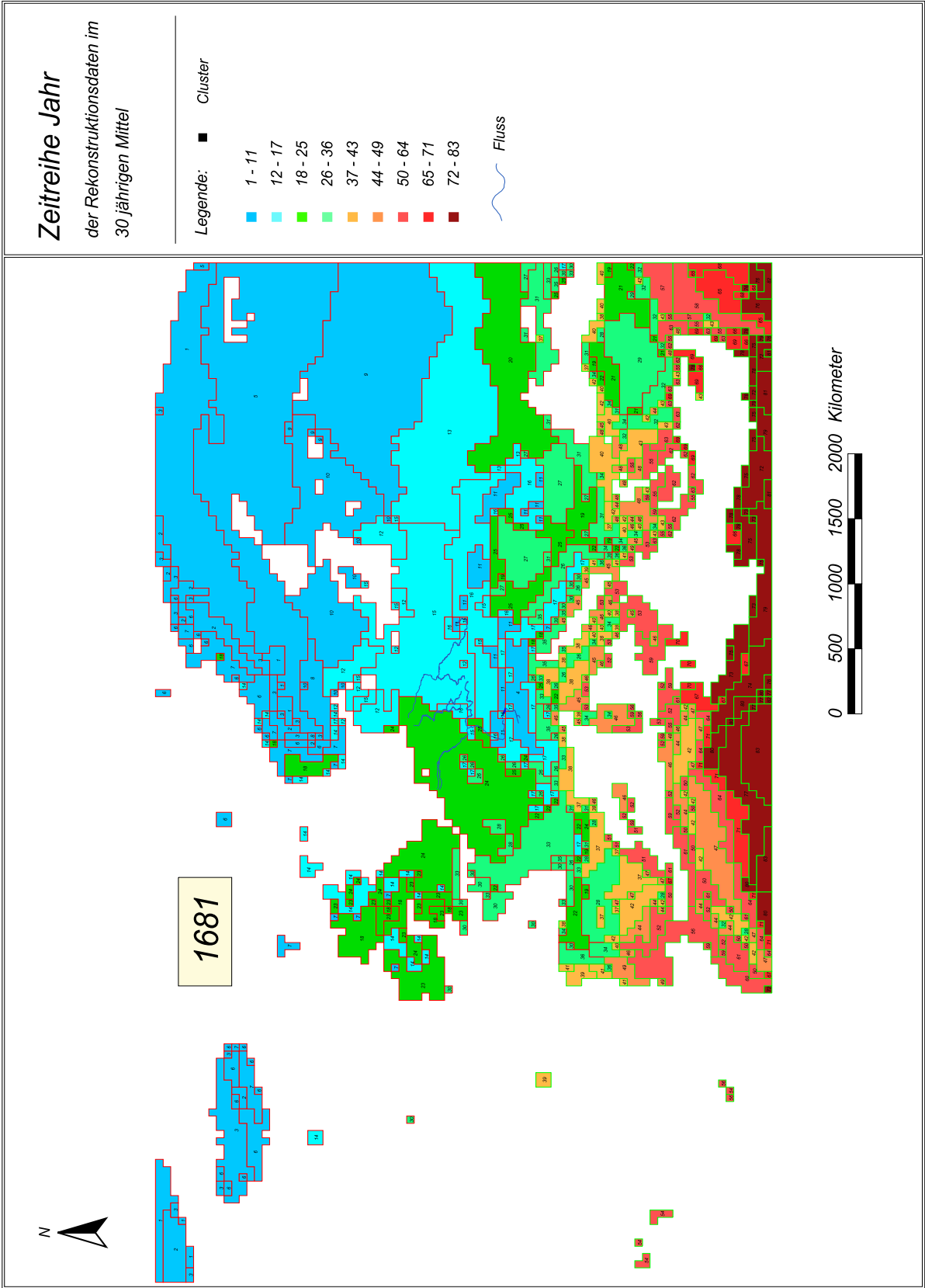


Abb. 14-61 Die Jahr-Klimasituation der Periode 1681 - 1710.

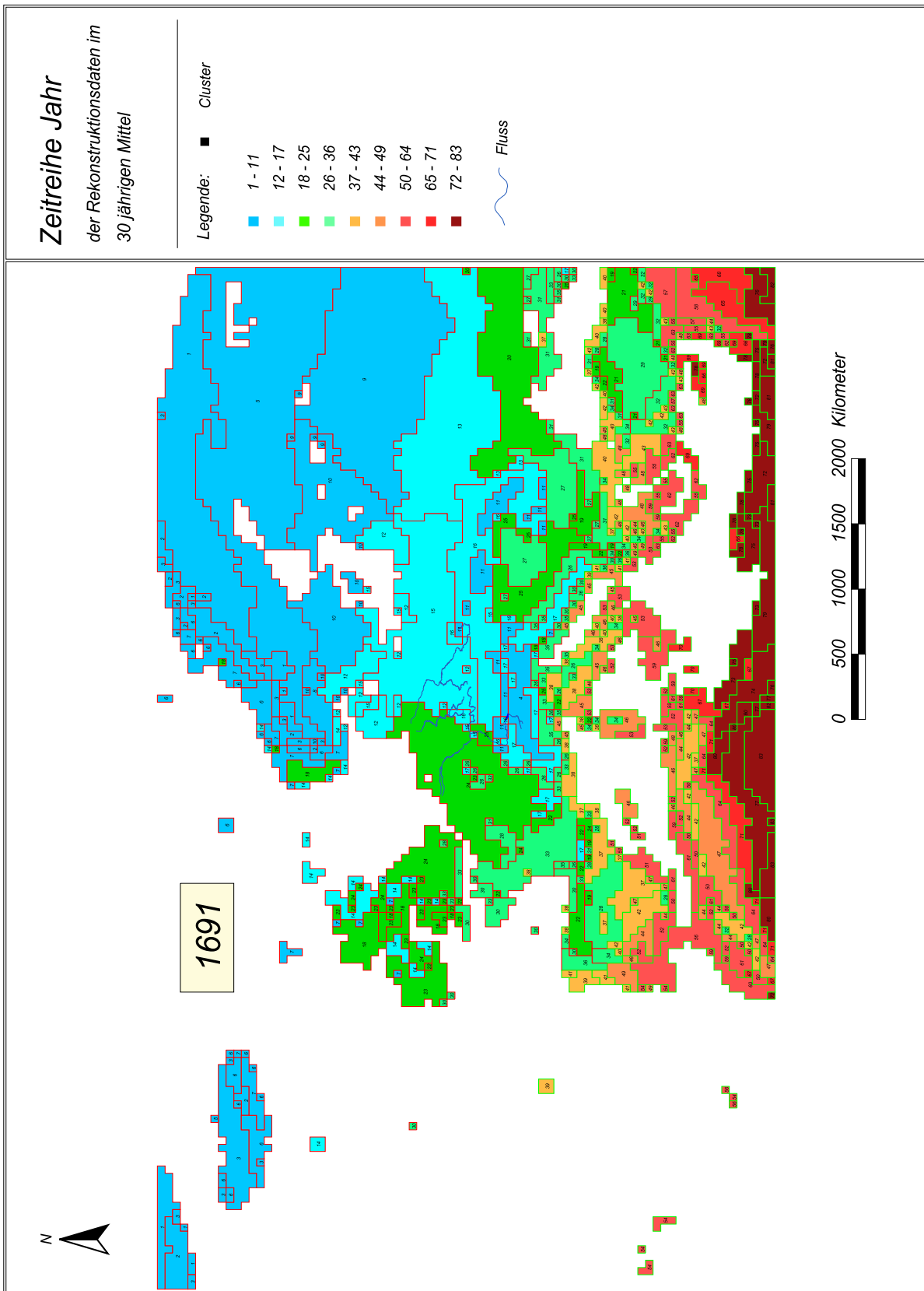


Abb. 14-62 Die Jahr-Klimasituation der Periode 1691 - 1720.

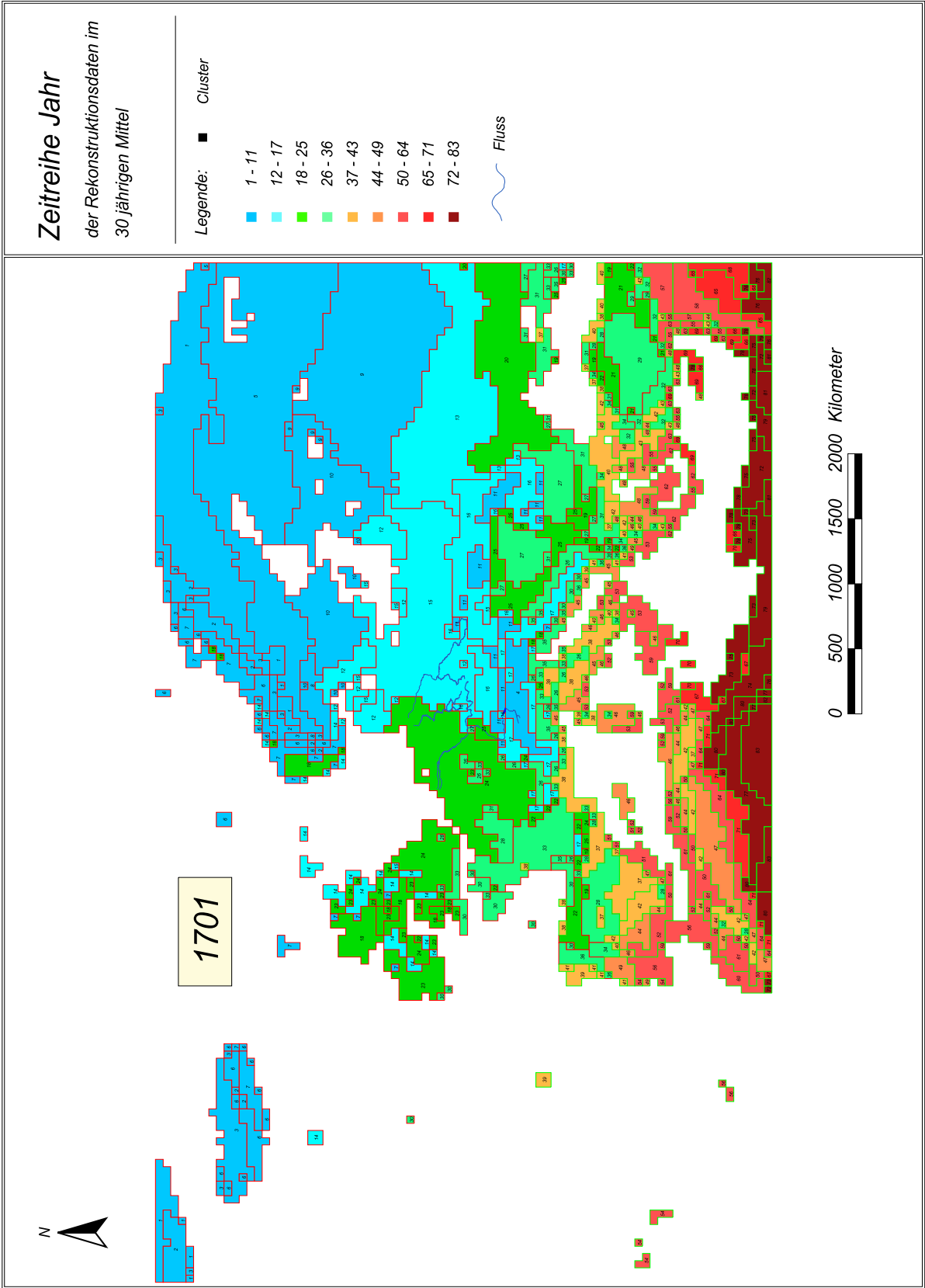


Abb. 14-63 Die Jahr-Klimasituation der Periode 1701 - 1730.

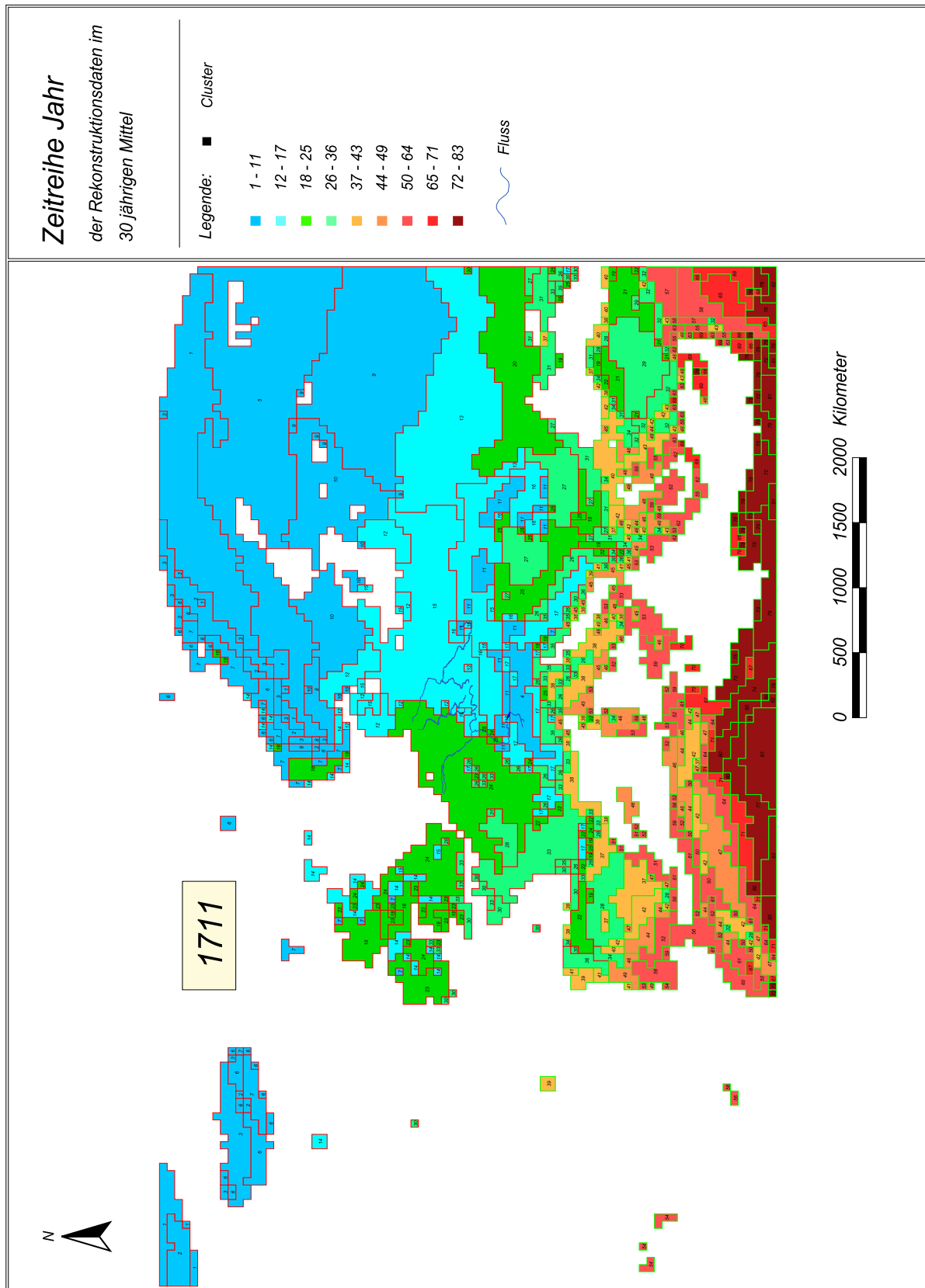


Abb. 14-64 Die Jahr-Klimasituation der Periode 1711 - 1740.

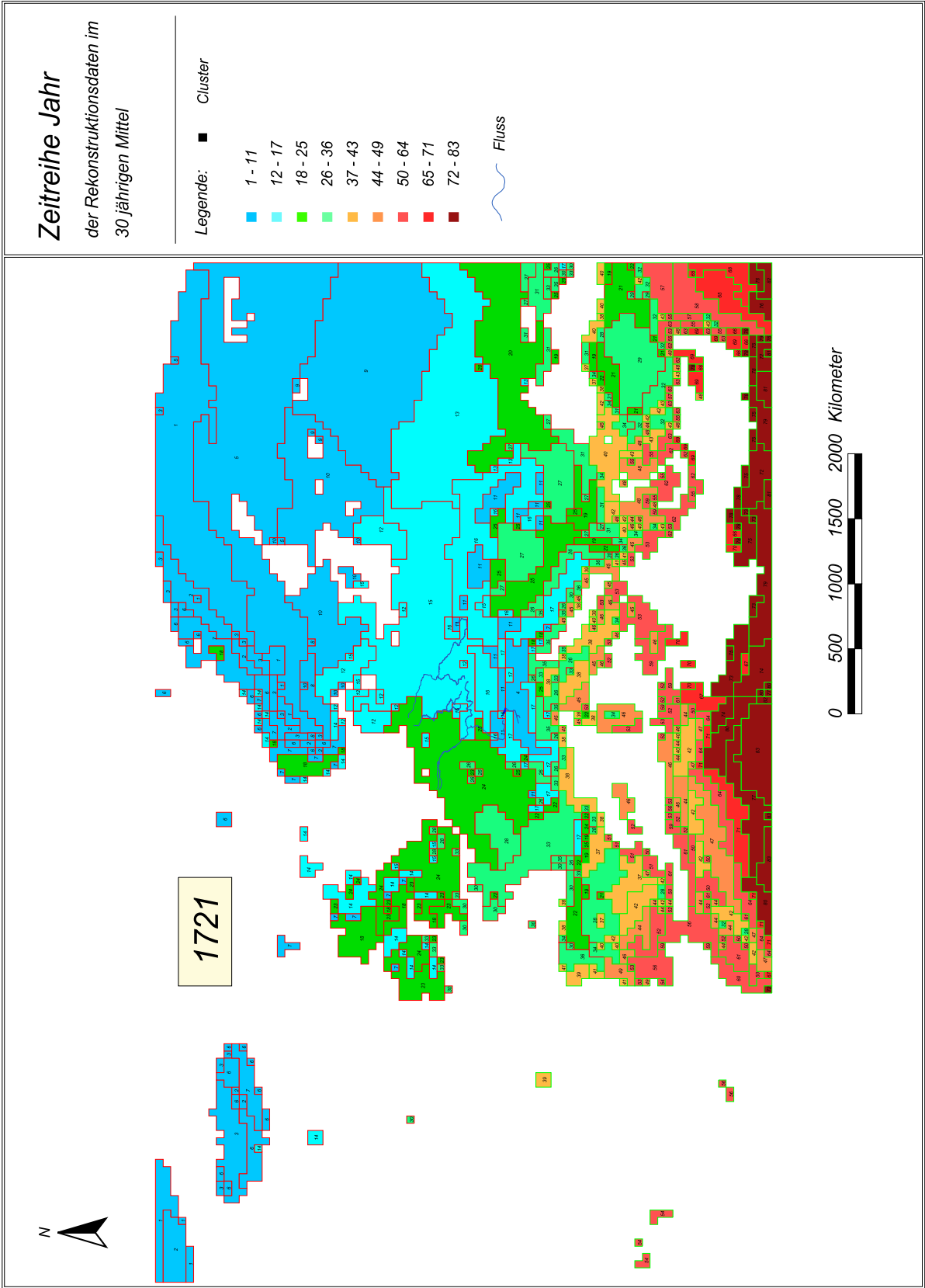


Abb. 14-65 Die Jahr-Klimasituation der Periode 1721 - 1750.

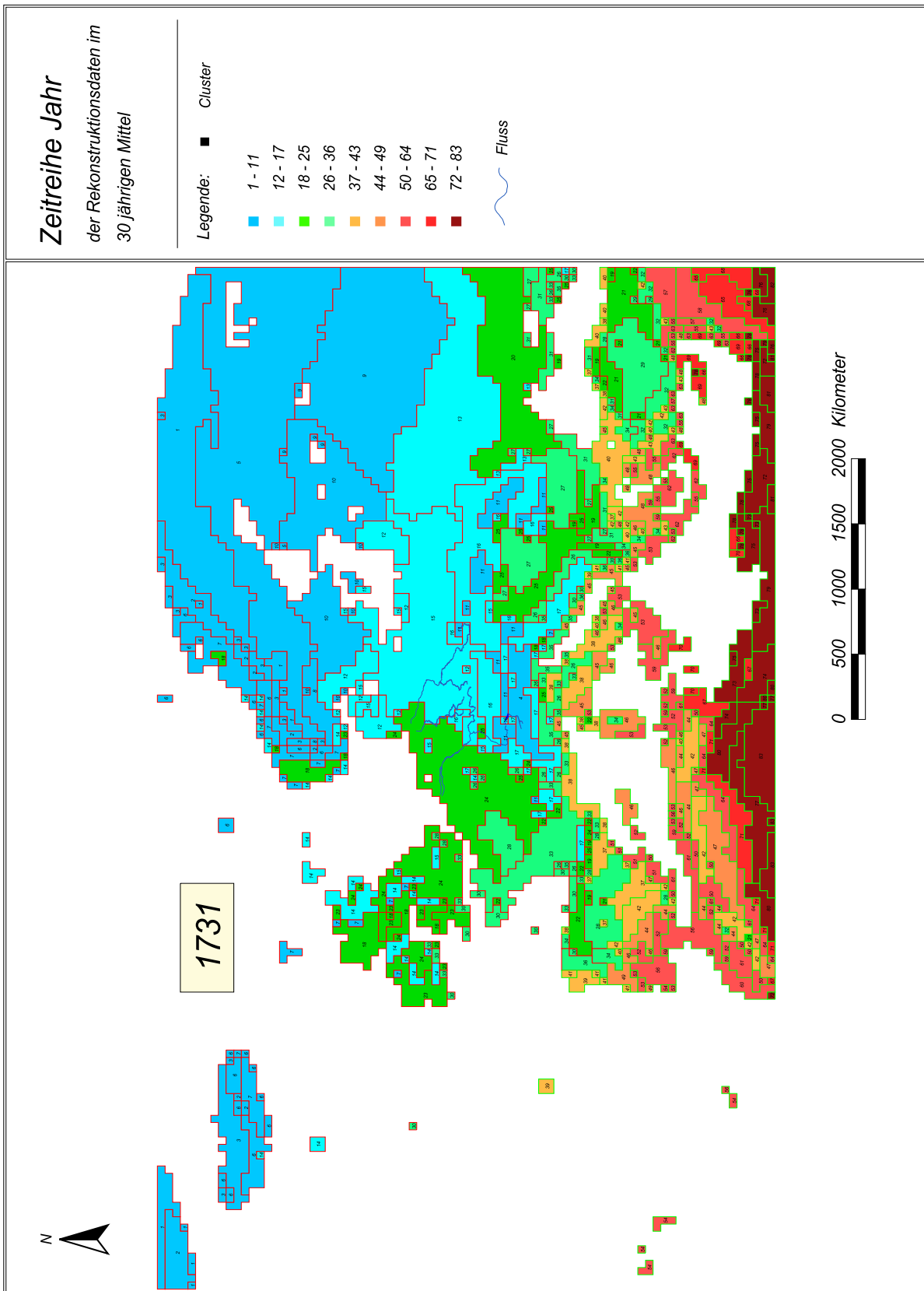


Abb. 14-66 Die Jahr-Klimasituation der Periode 1731 - 1760.

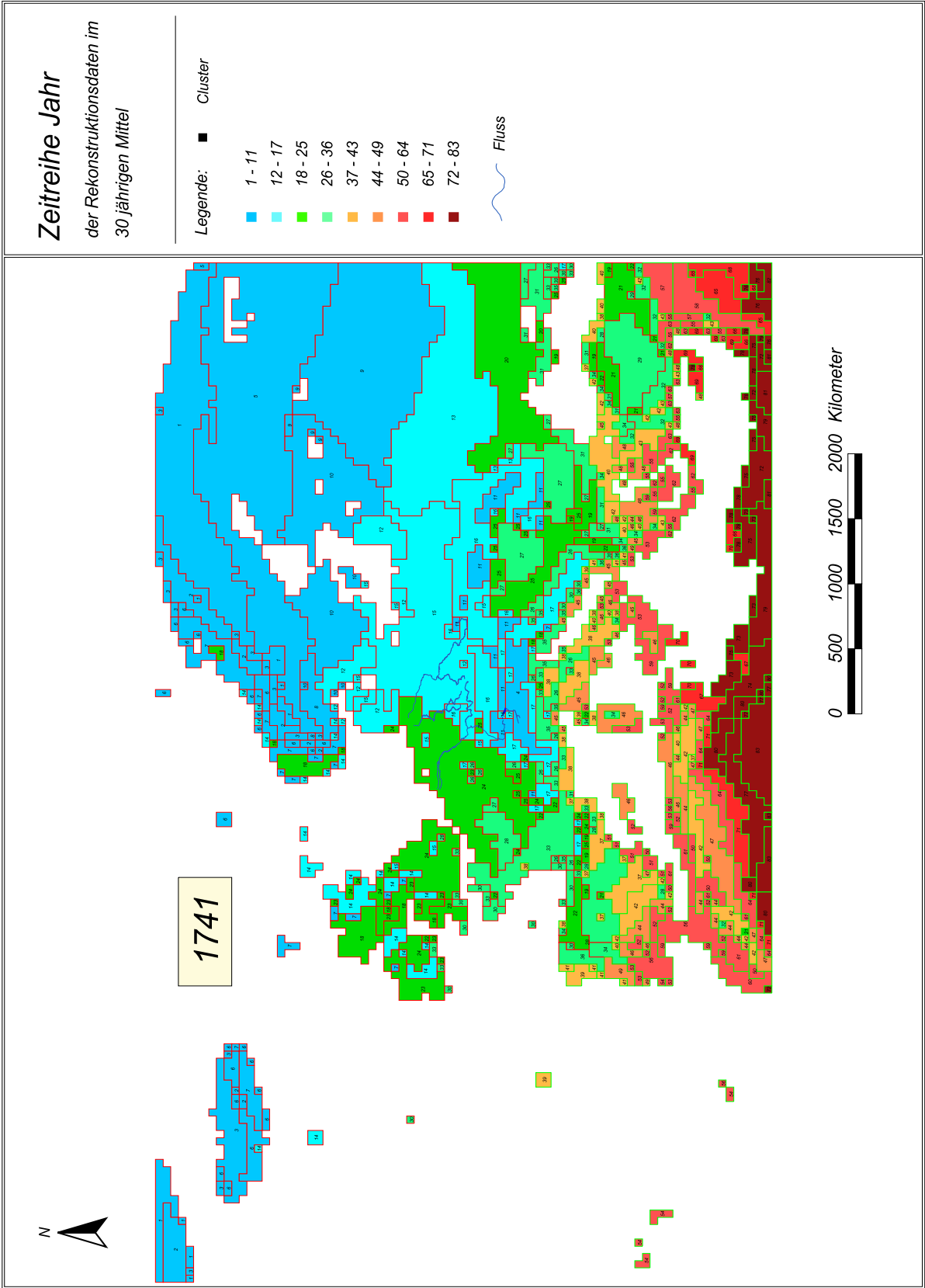


Abb. 14-67 Die Jahr-Klimasituation der Periode 1741 - 1770.

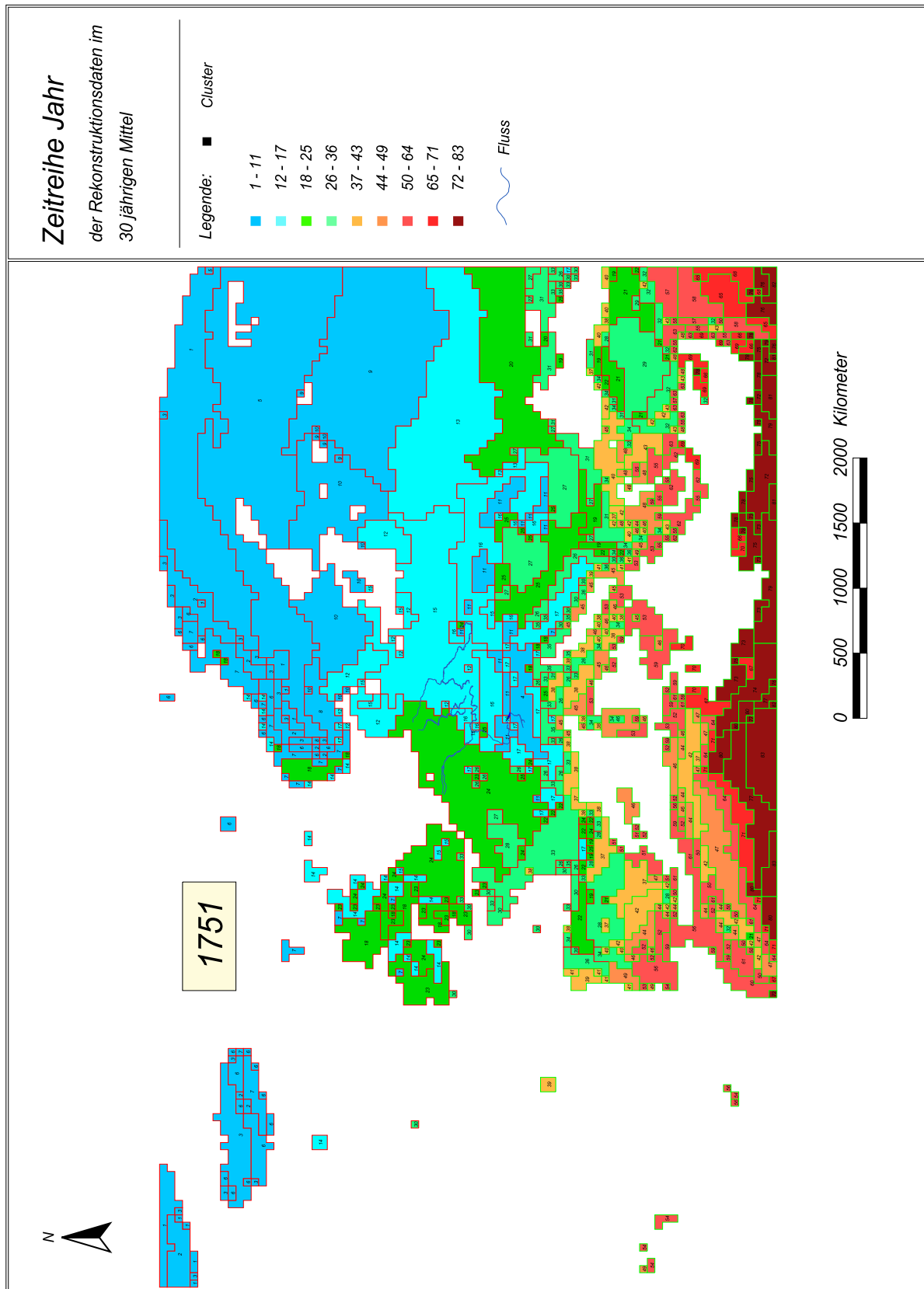


Abb. 14-68 Die Jahr-Klimasituation der Periode 1751 - 1780.

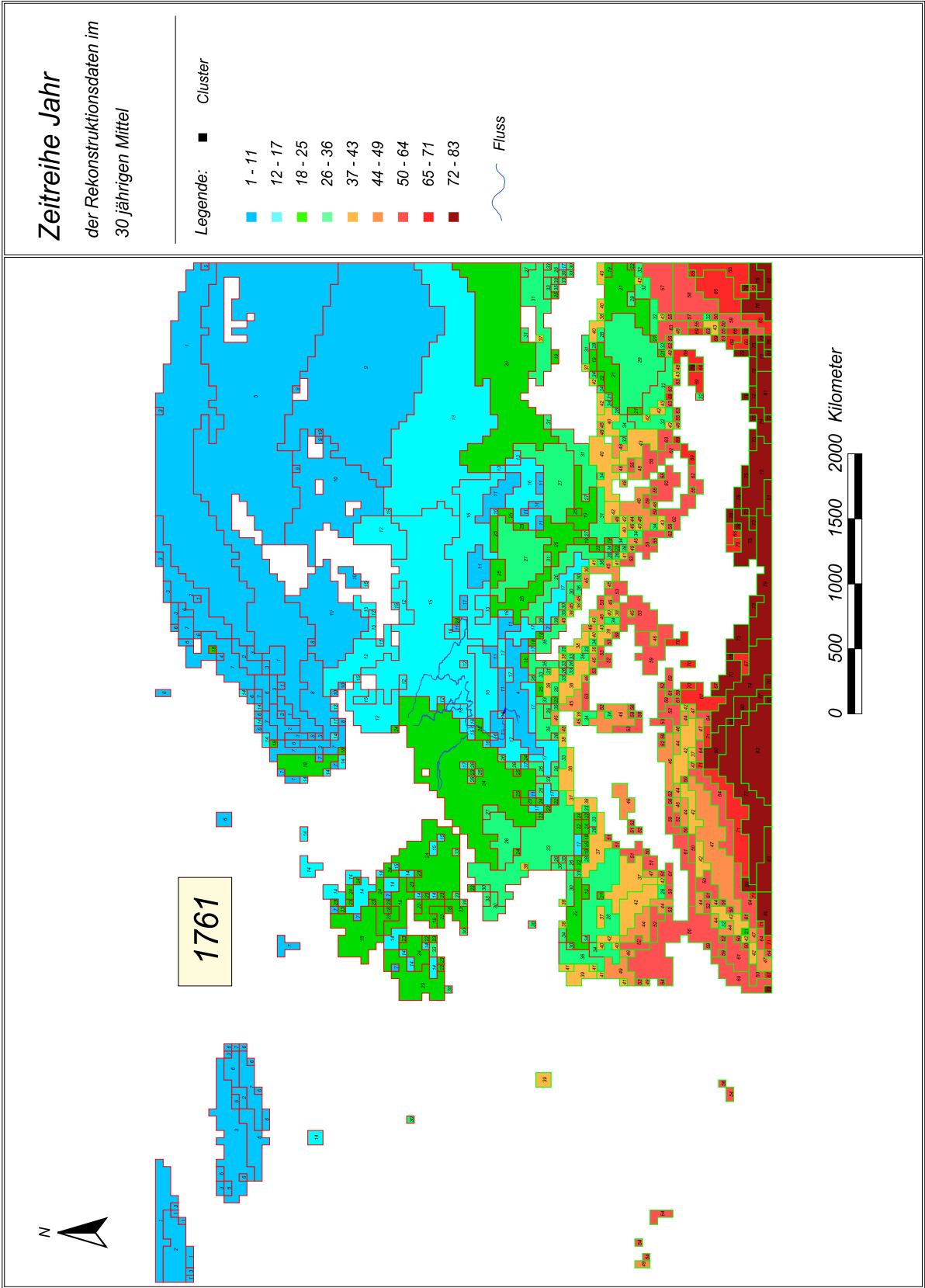


Abb. 14-69 Die Jahr-Klimasituation der Periode 1761 - 1790.

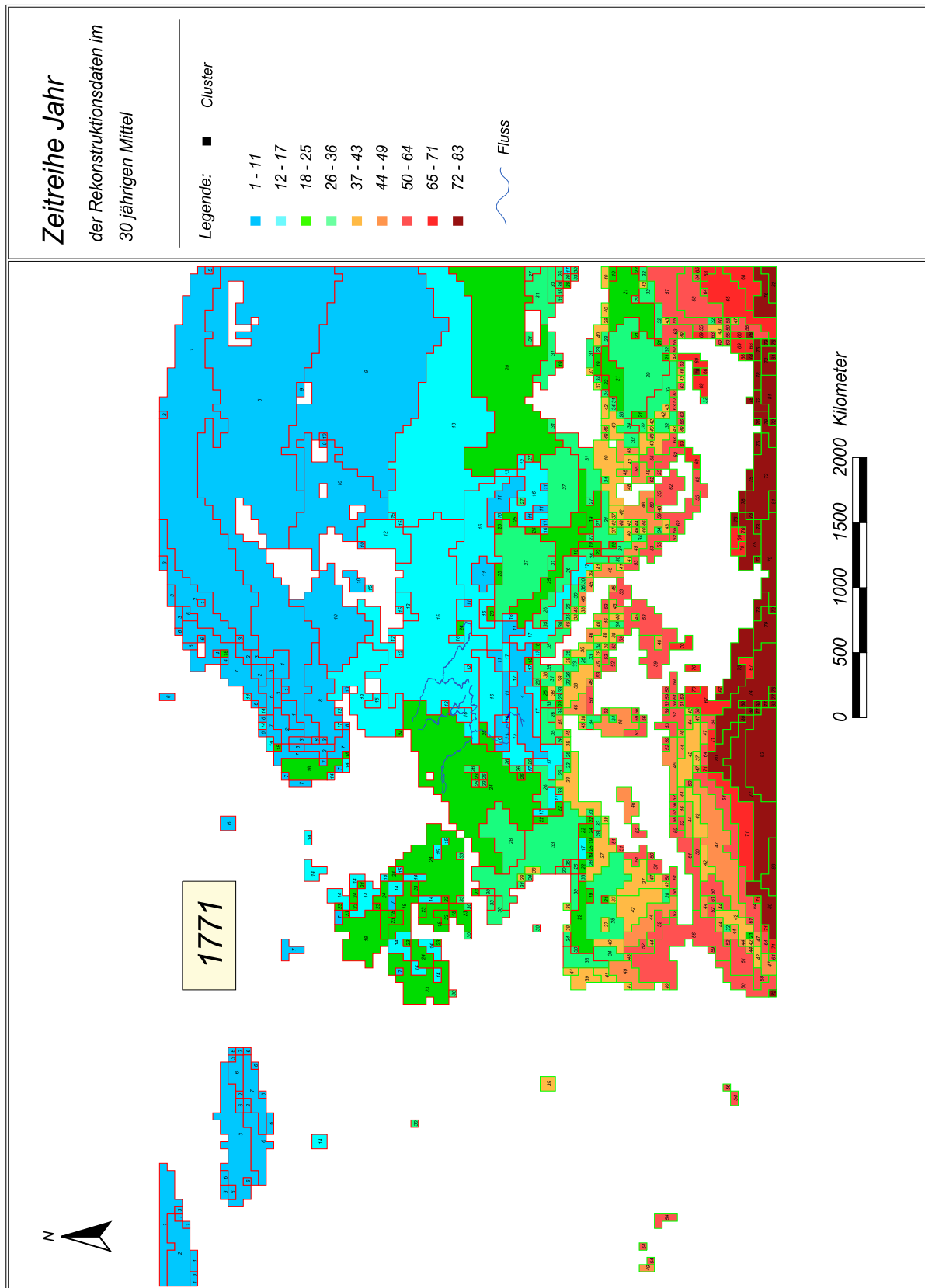


Abb. 14-70 Die Jahr-Klimasituation der Periode 1771 - 1800.

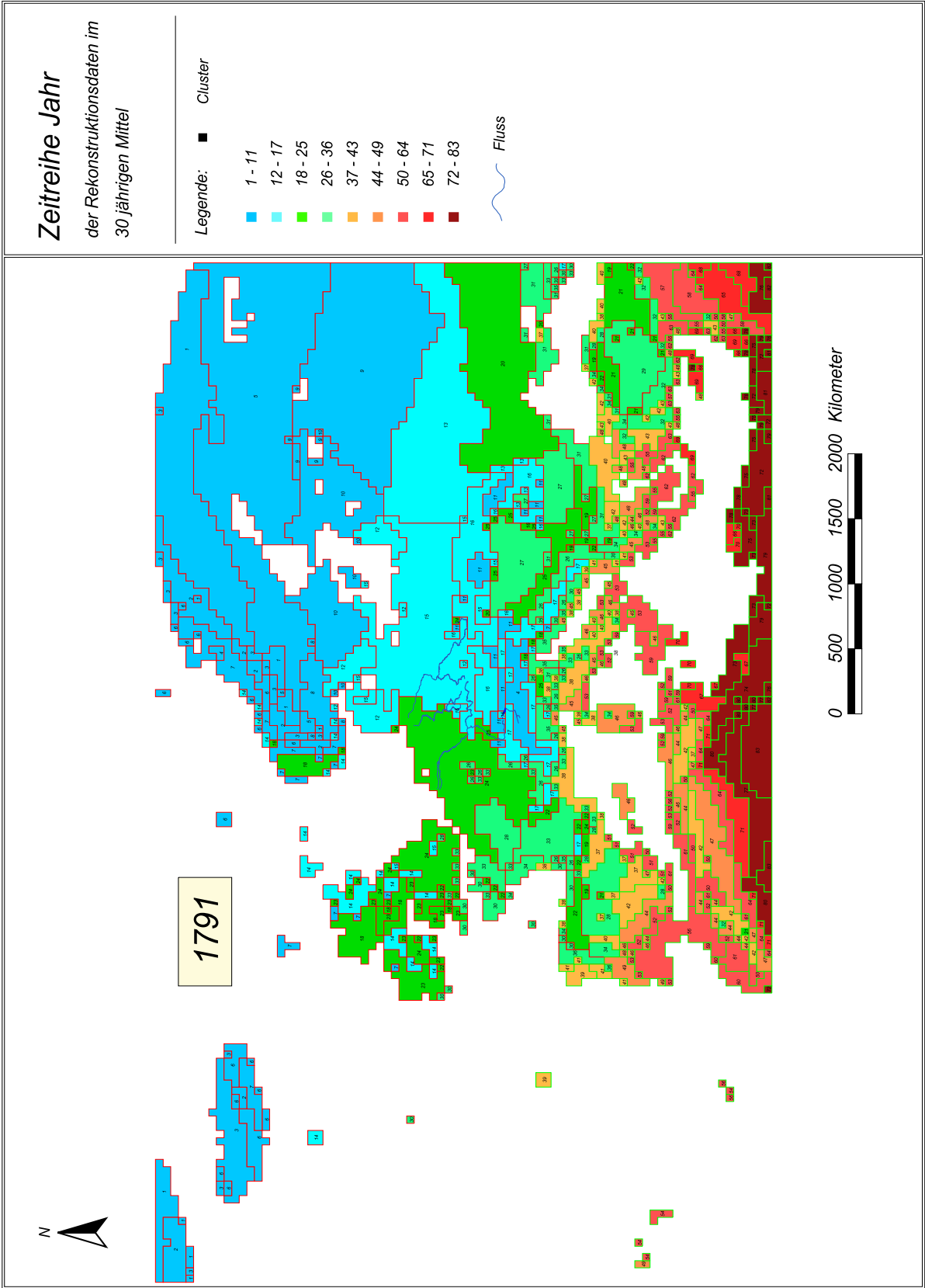


Abb. 14-71 Die Jahr-Klimasituation der Periode 1791 - 1820.

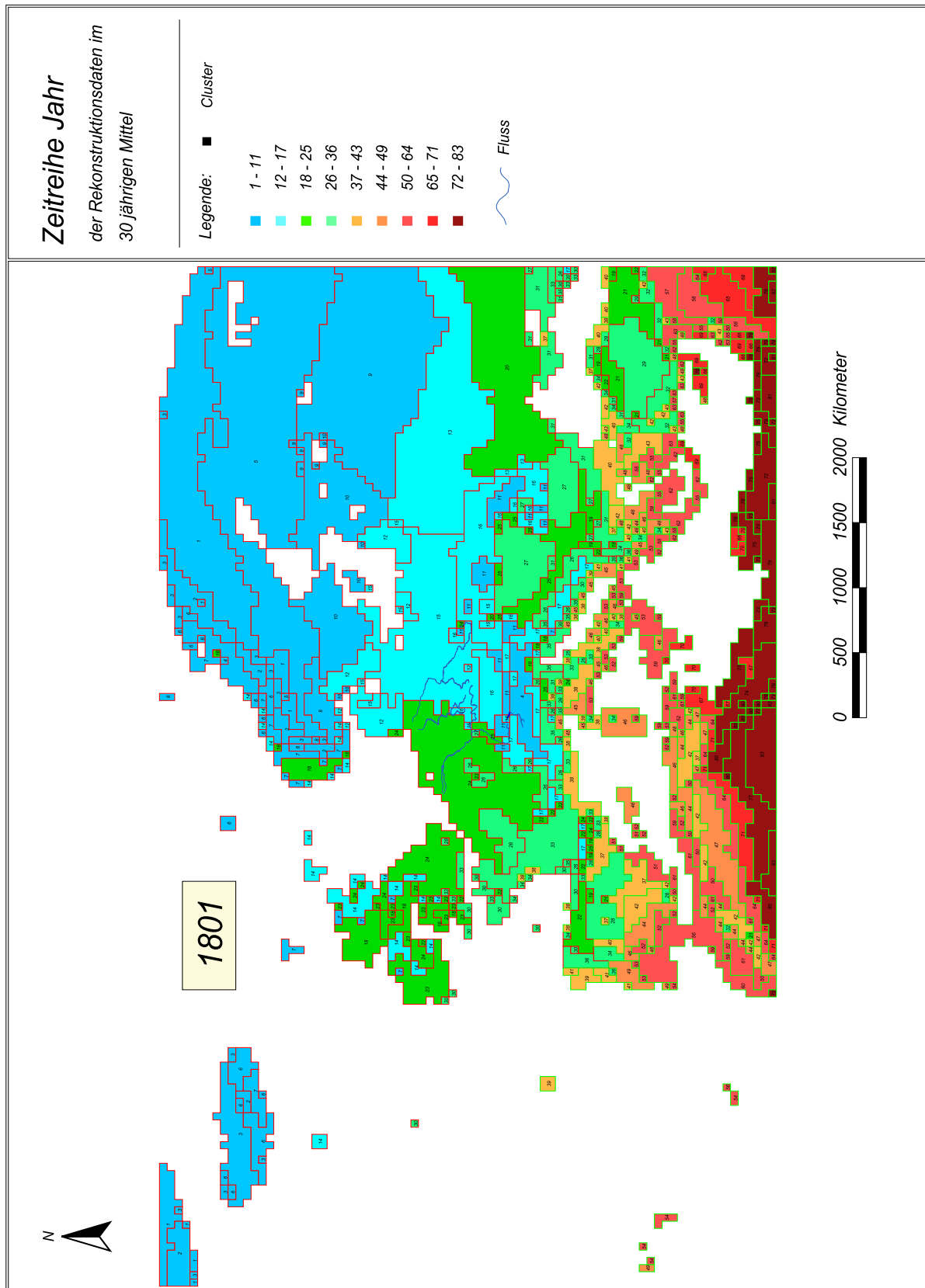


Abb. 14-72 Die Jahr-Klimasituation der Periode 1801 - 1830.

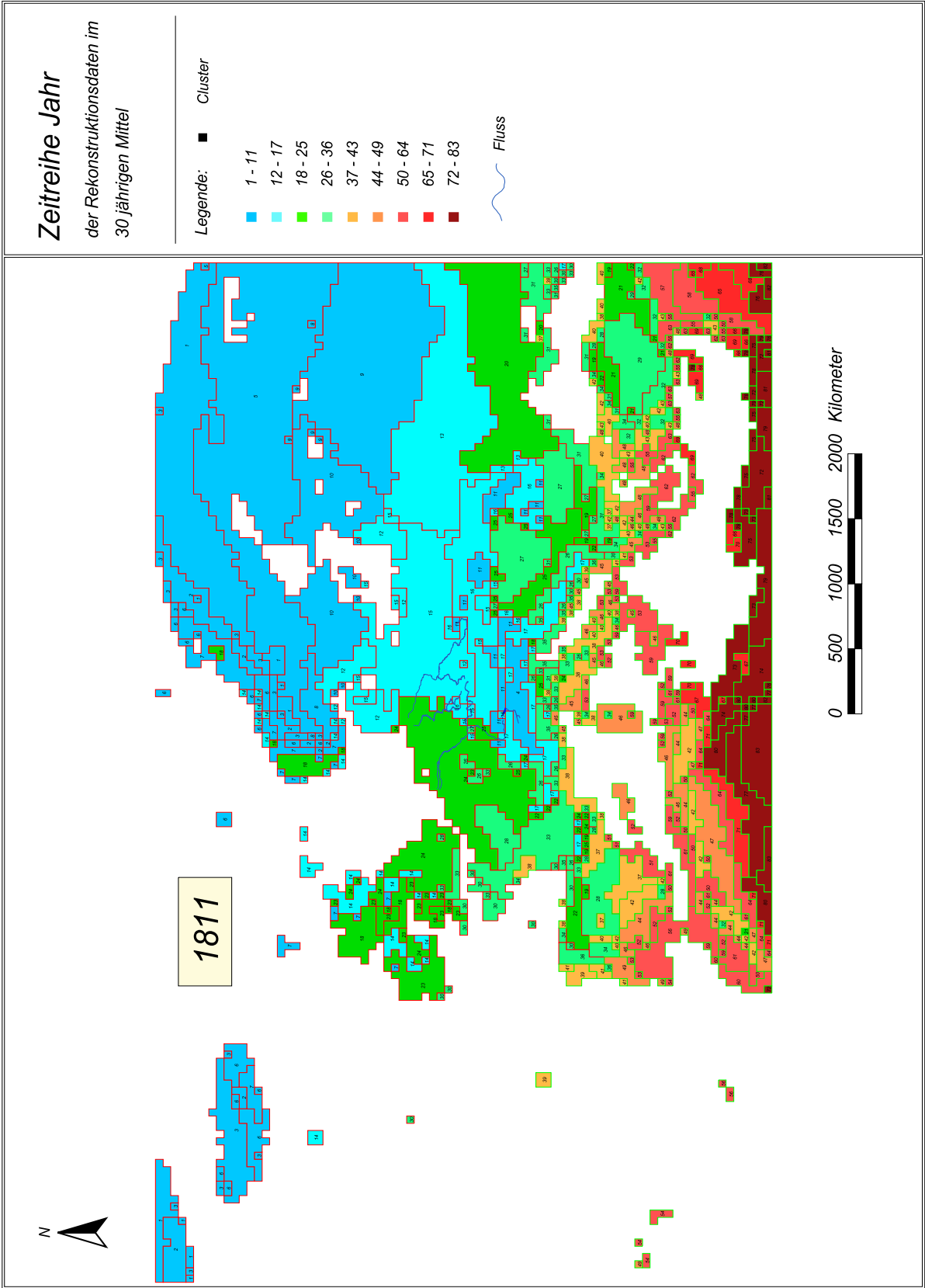


Abb. 14-73 Die Jahr-Klimasituation der Periode 1811 - 1840.

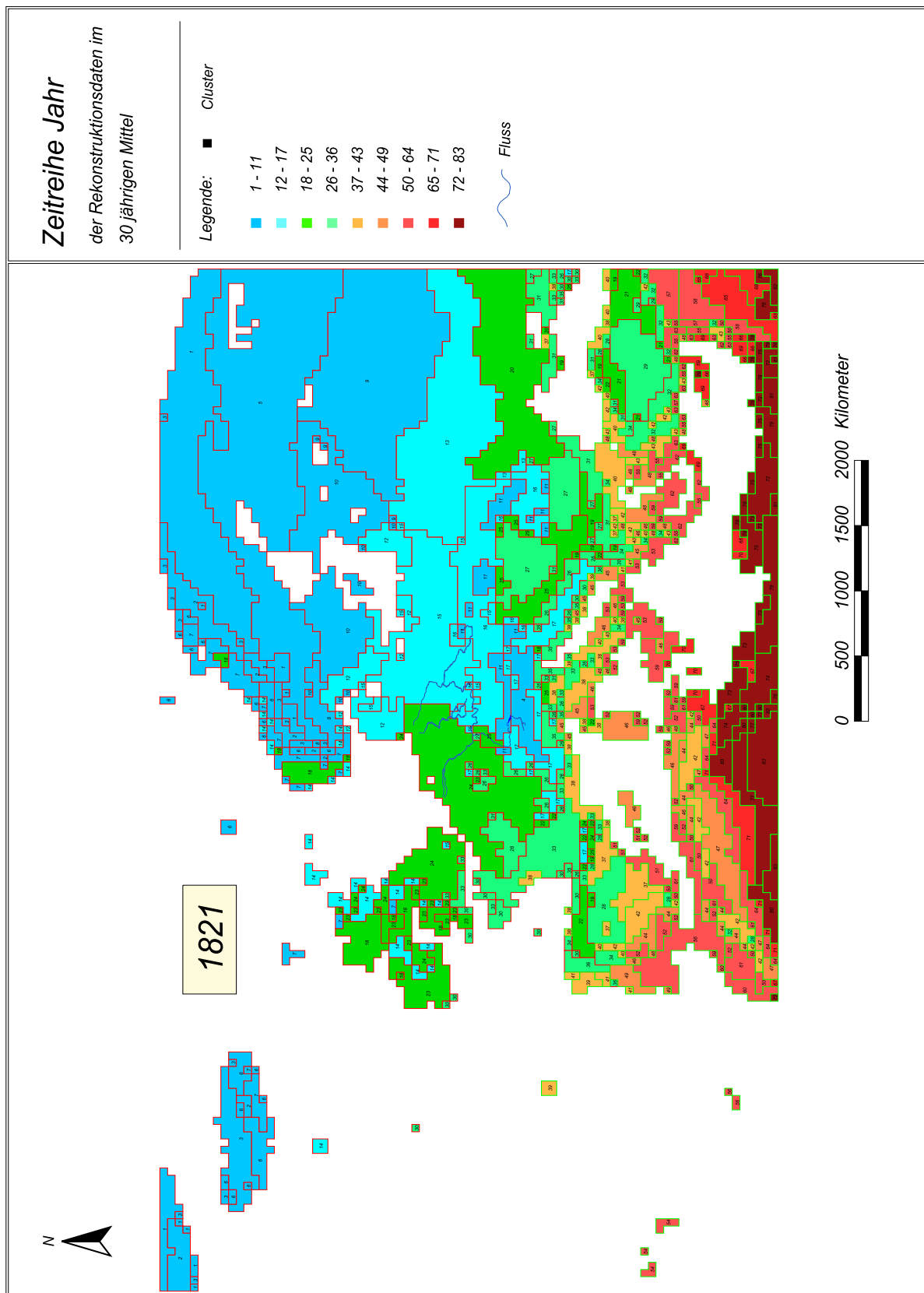


Abb. 14-74 Die Jahr-Klimasituation der Periode 1821 - 1850.

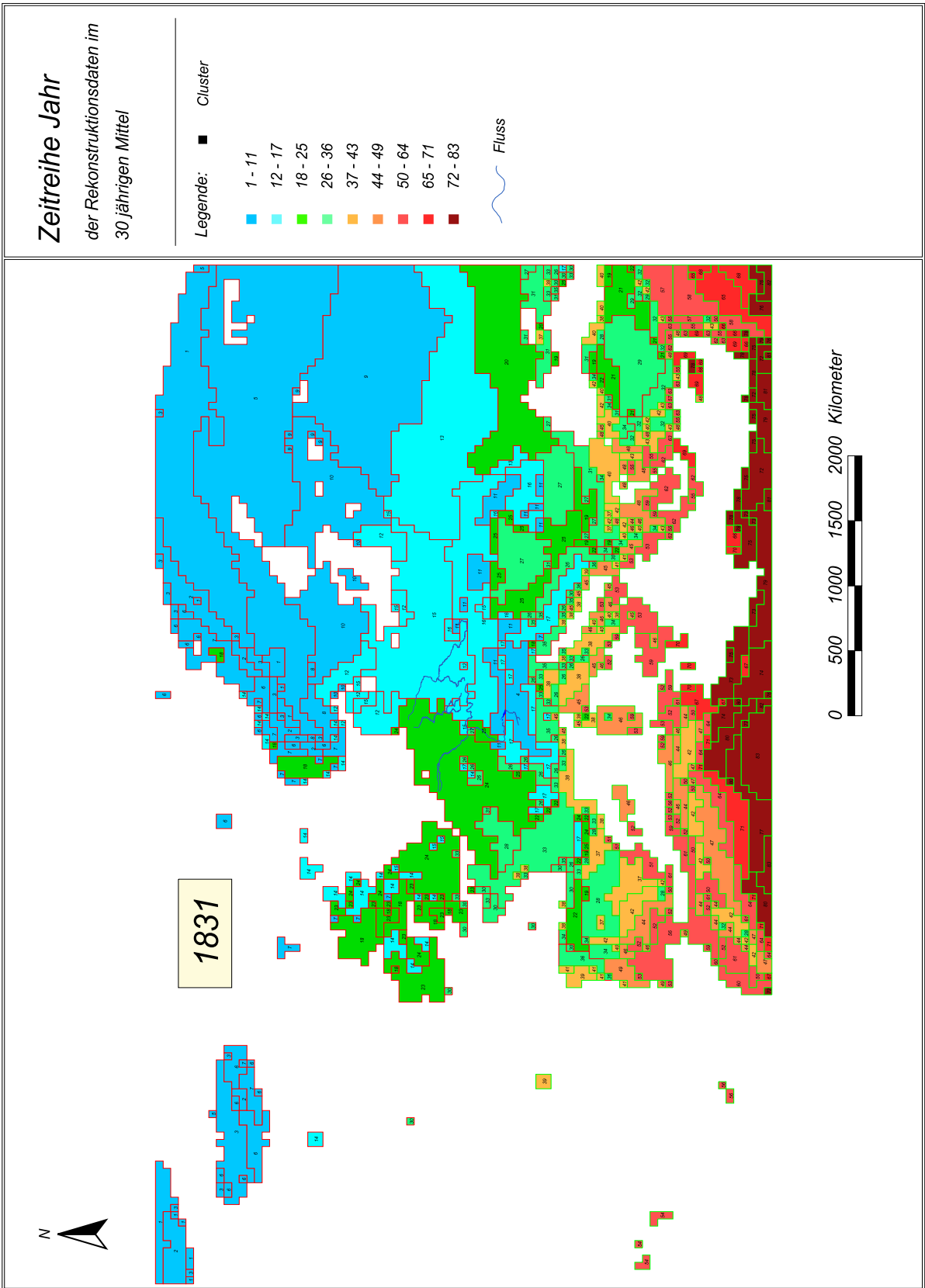


Abb. 14-75 Die Jahr-Klimasituation der Periode 1831 - 1860.

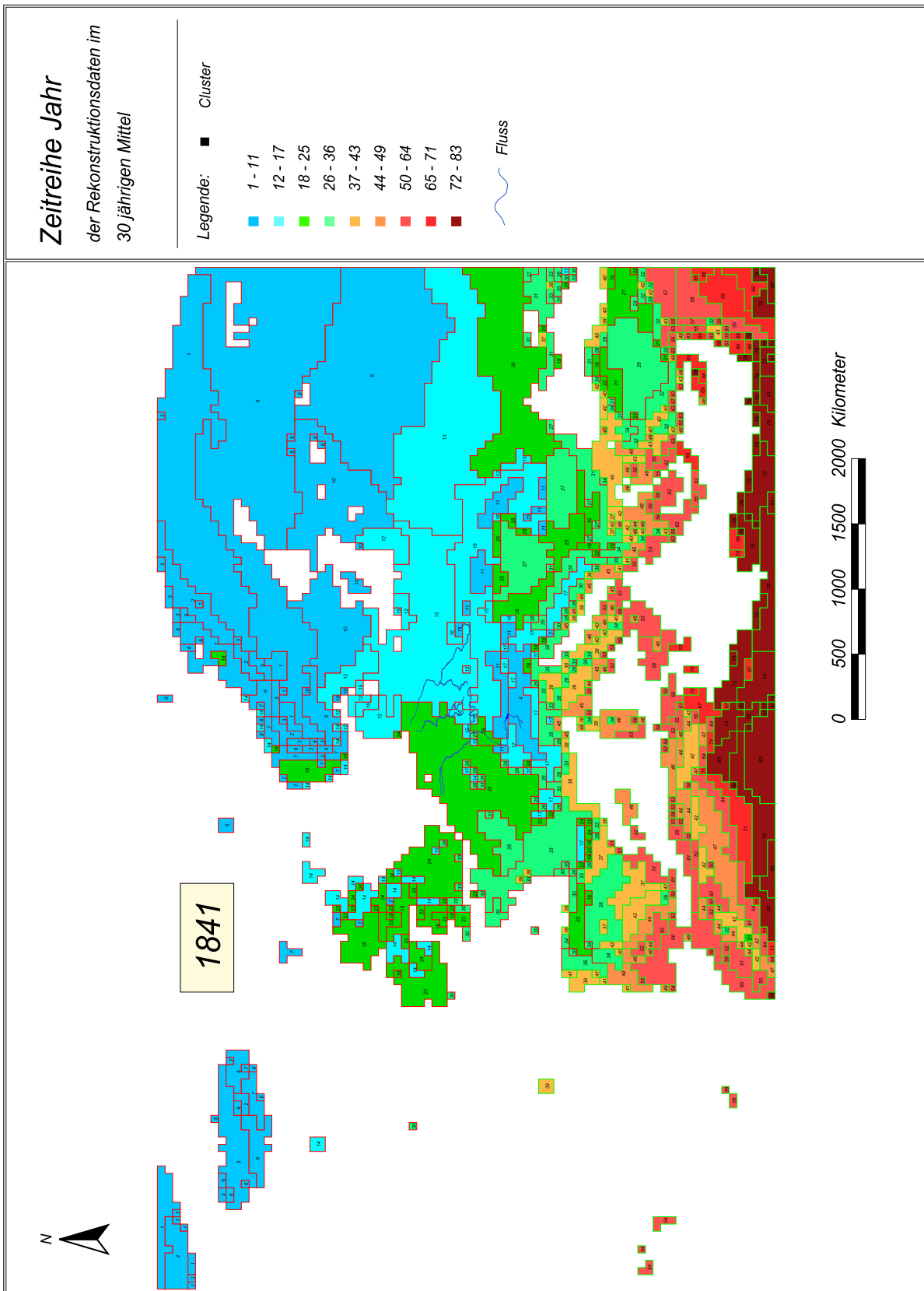


Abb. 14-76 Die Jahr-Klimasituation der Periode 1841 - 1870.

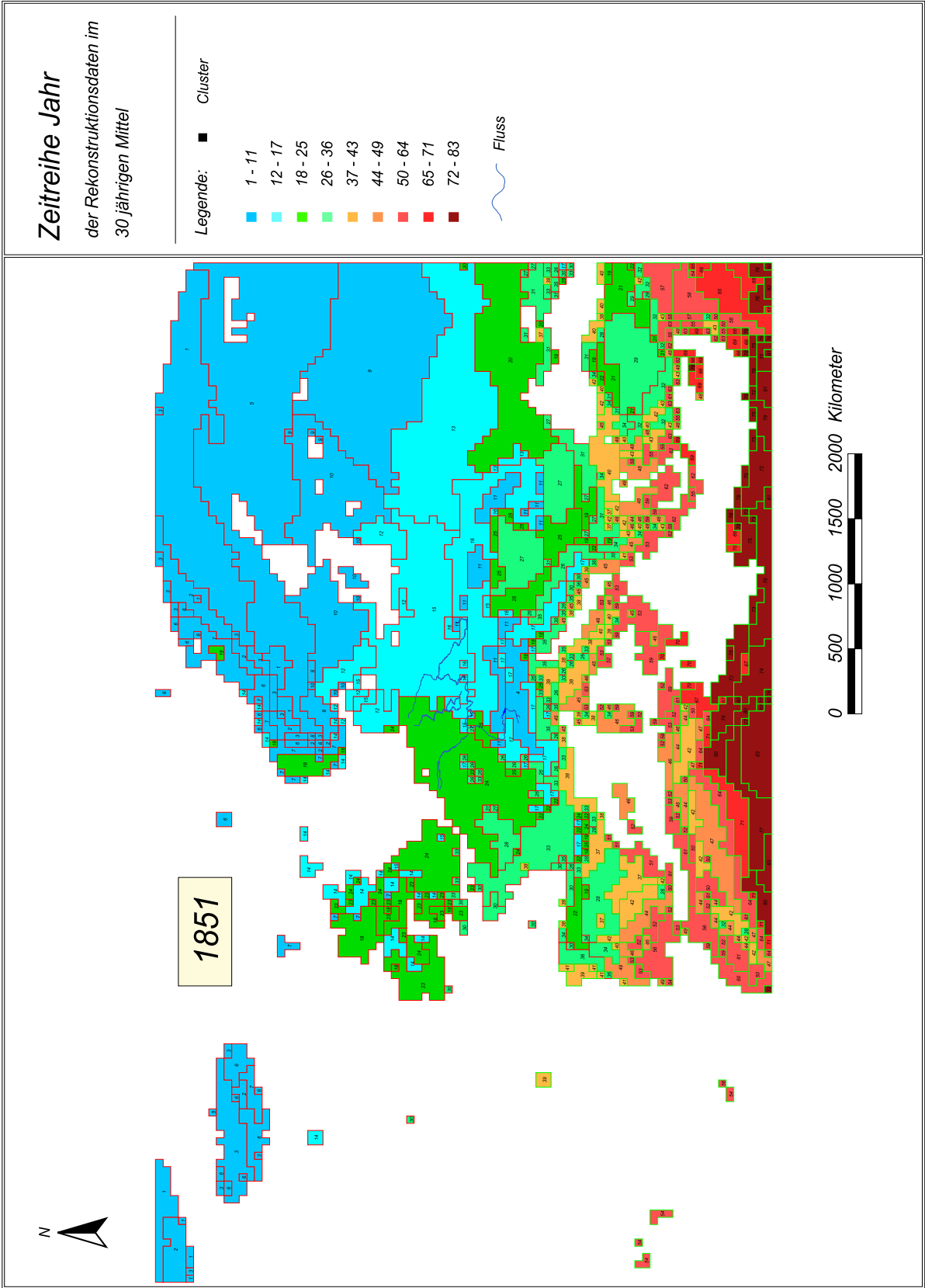


Abb. 14-77 Die Jahr-Klimasituation der Periode 1851 - 1880.

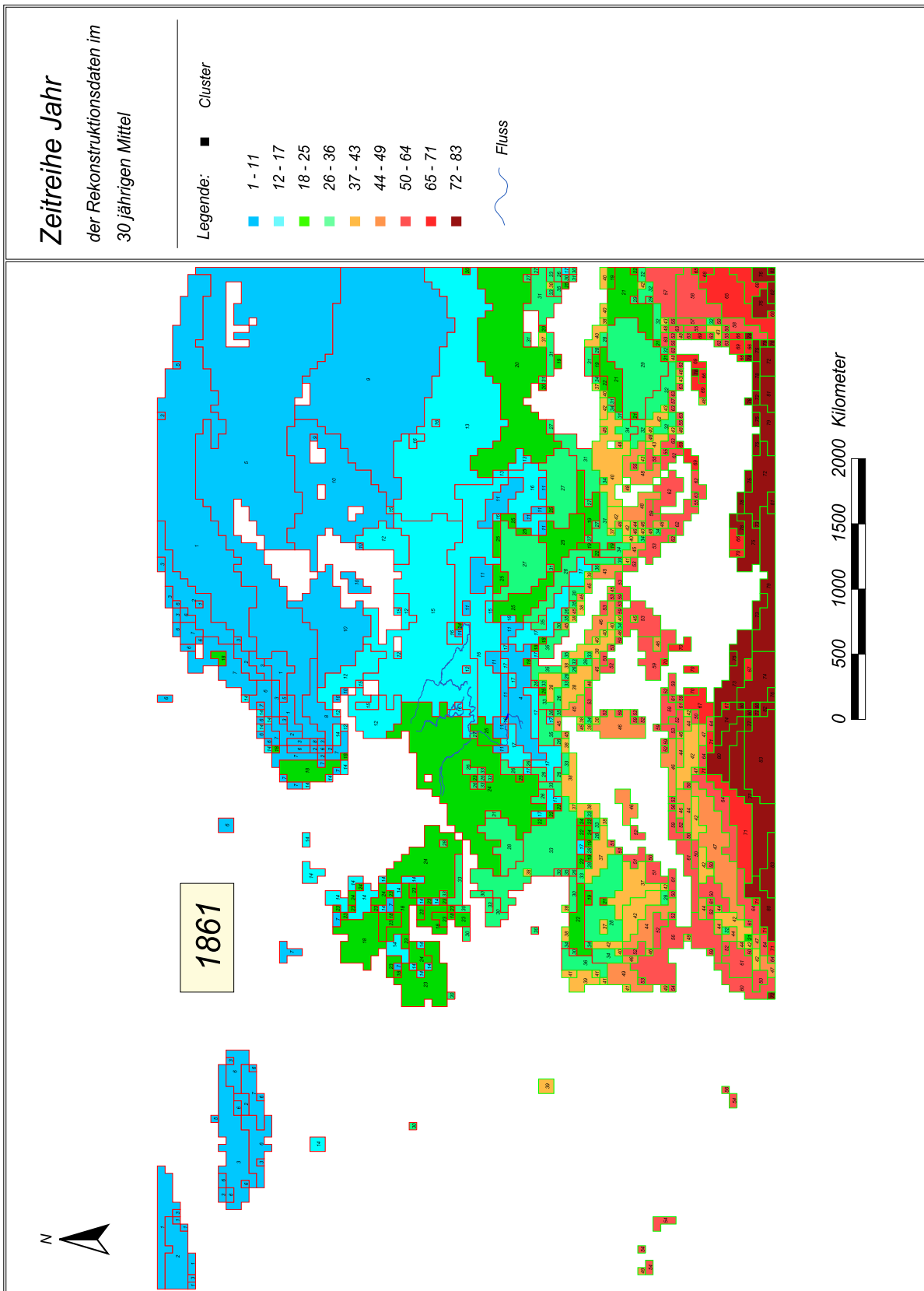


Abb. 14-78 Die Jahr-Klimasituation der Periode 1861 - 1890.

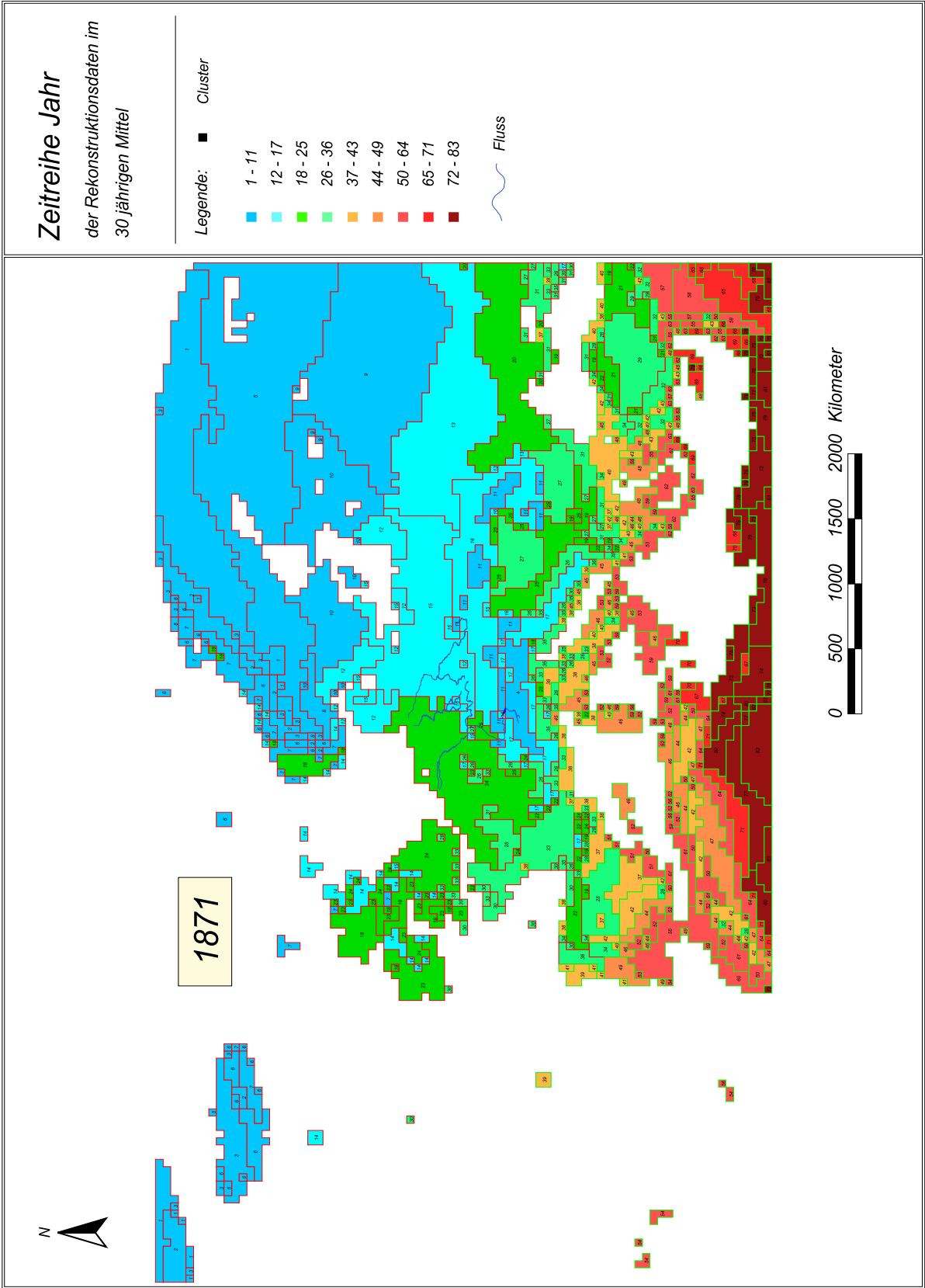


Abb. 14-79 Die Jahr-Klimasituation der Periode 1871 - 1900.

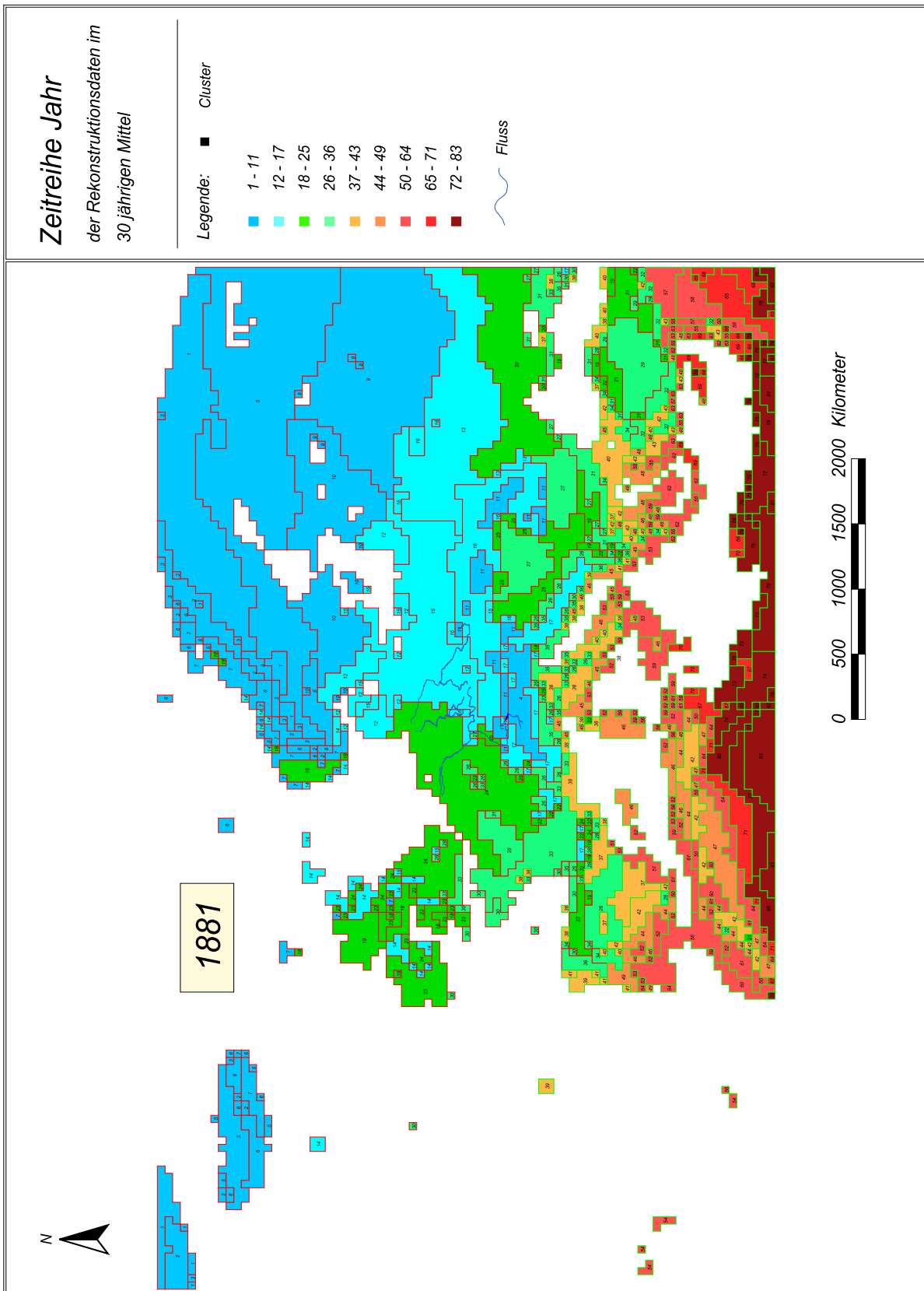


Abb. 14-80 Die Jahr-Klimasituation der Periode 1881 - 1910.

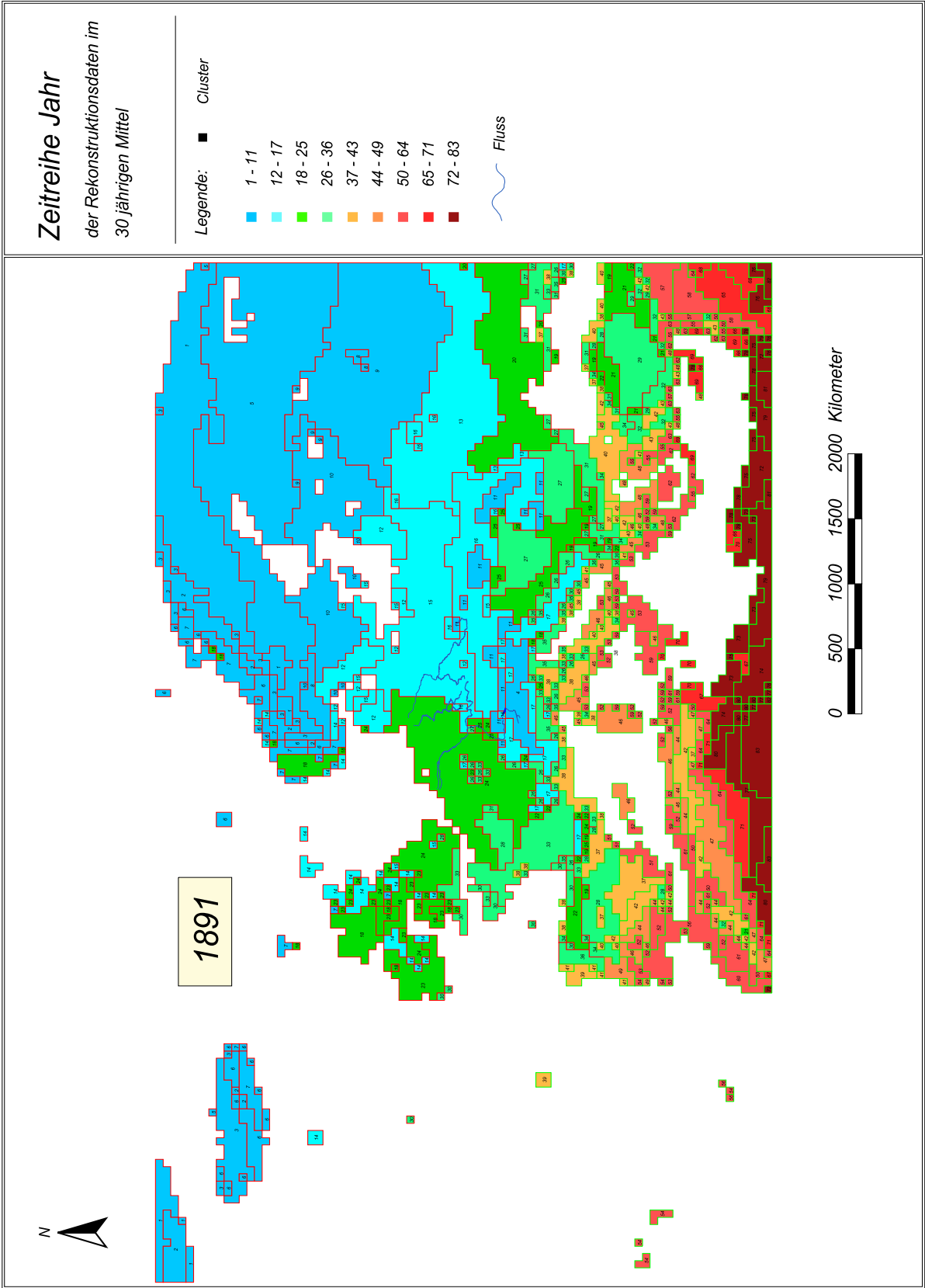


Abb. 14-81 Die Jahr-Klimasituation der Periode 1891 - 1920.

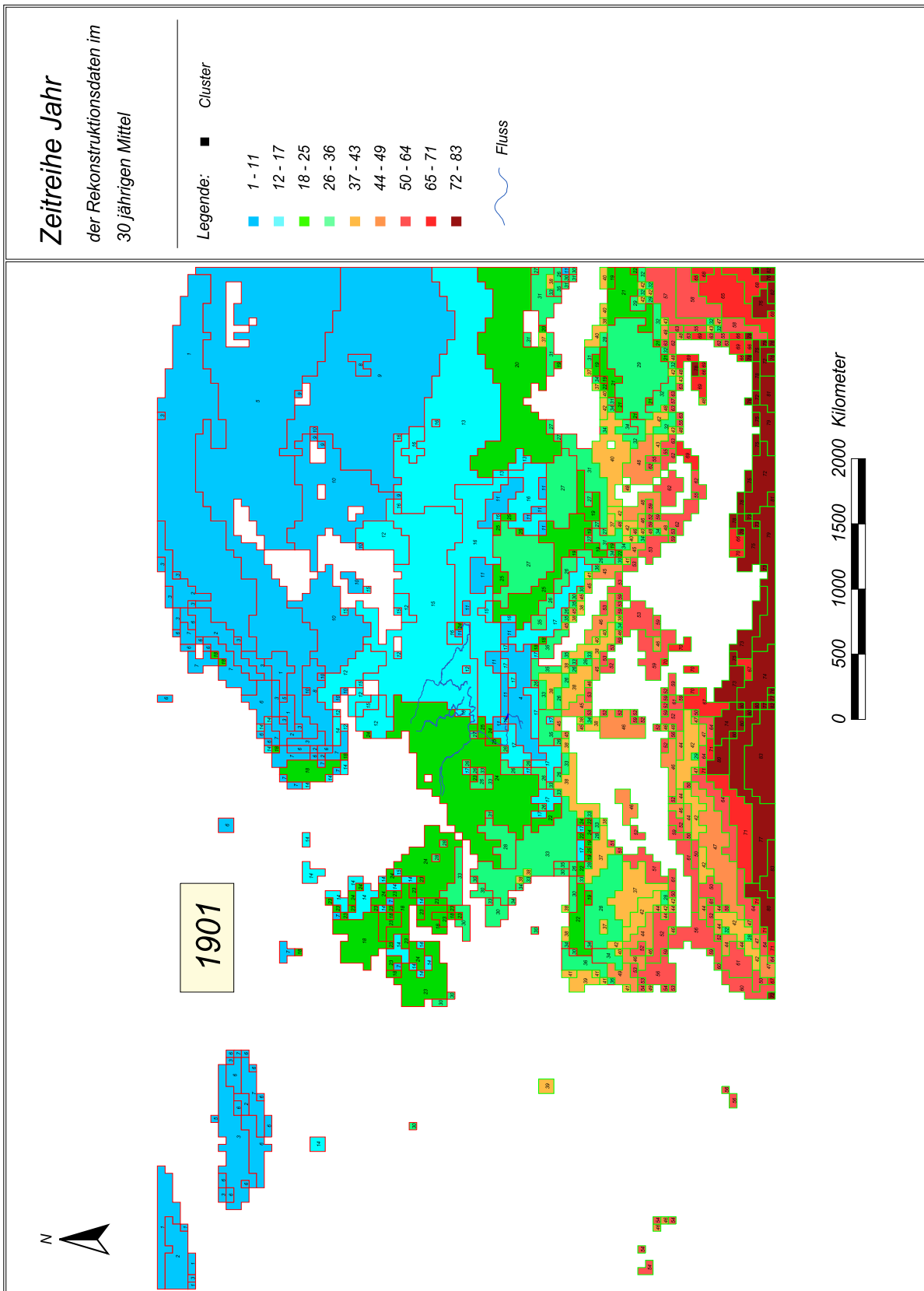


Abb. 14-82 Die Jahr-Klimasituation der Periode 1901 - 1930.

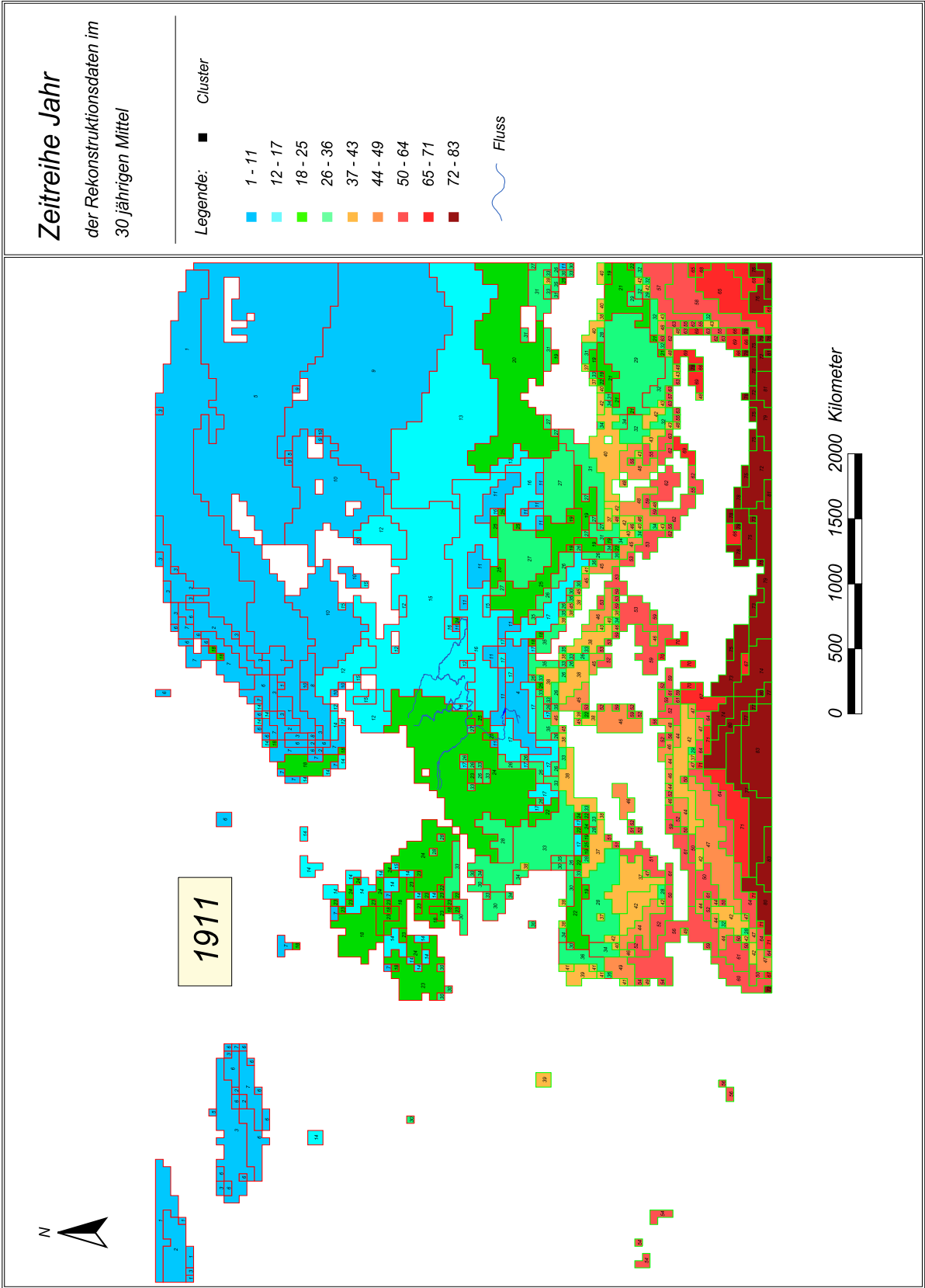


Abb. 14-83 Die Jahr-Klimasituation der Periode 1911 - 1940.

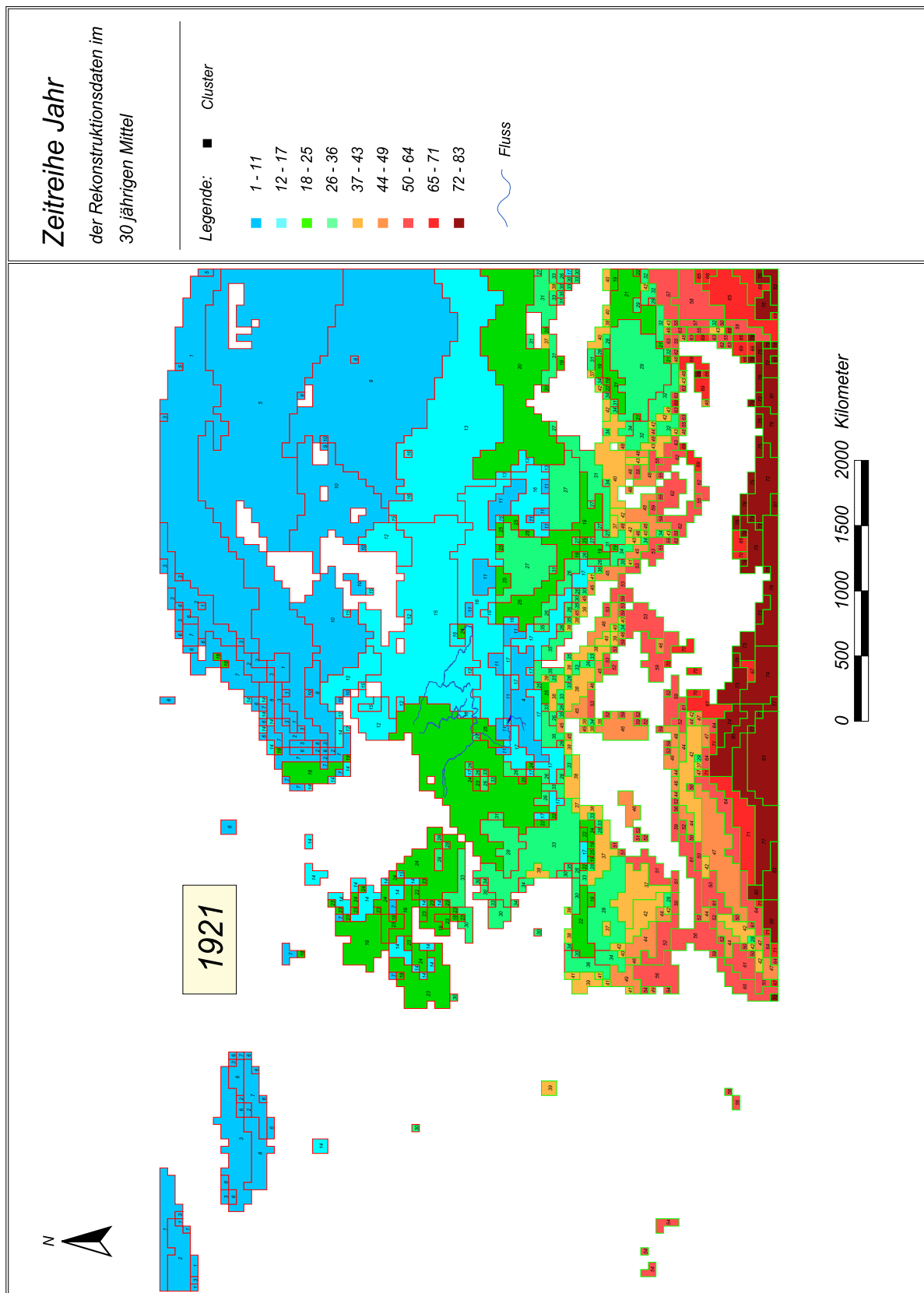


Abb. 14-84 Die Jahr-Klimasituation der Periode 1921 - 1950.

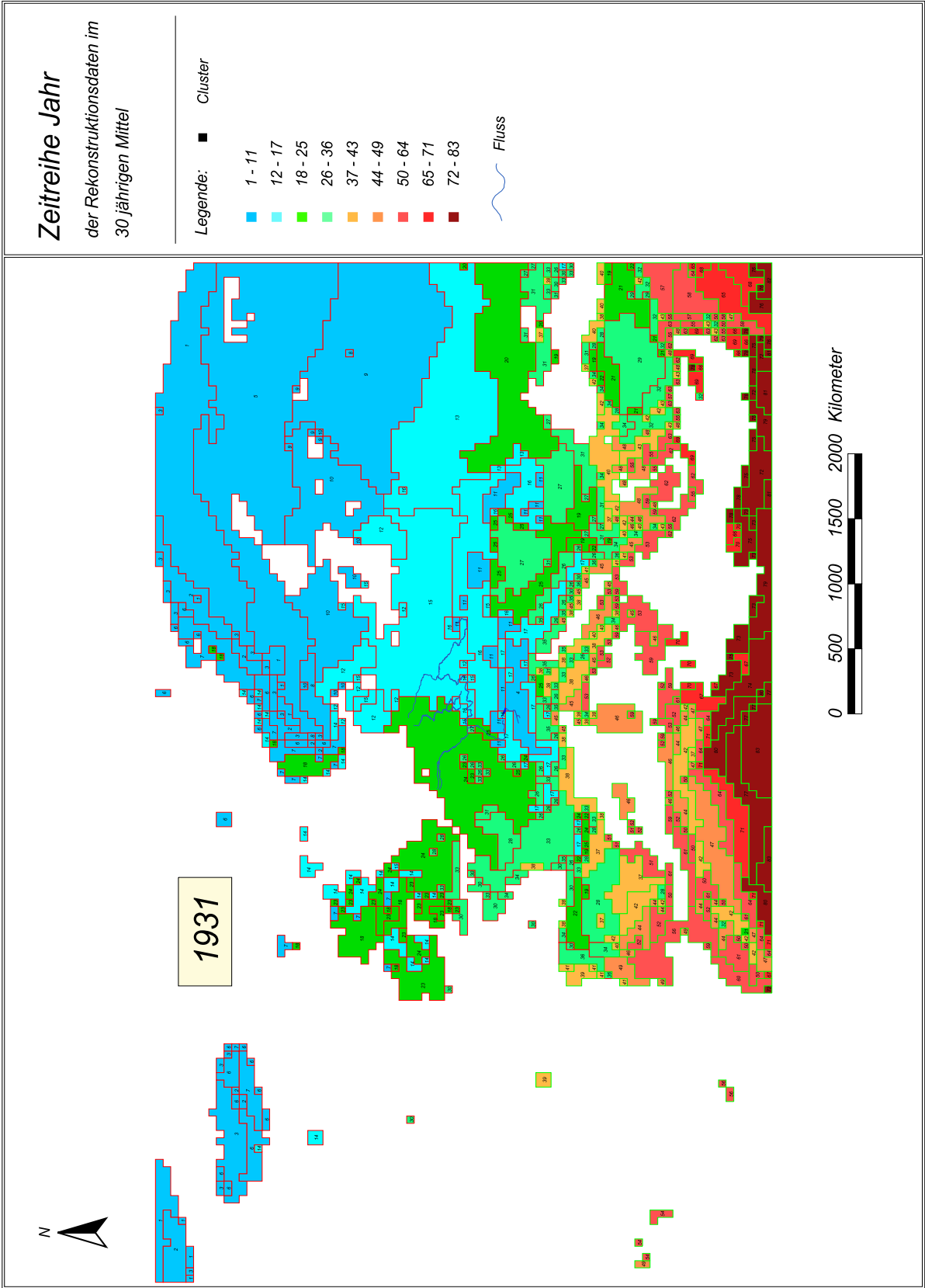


Abb. 14-85 Die Jahr-Klimasituation der Periode 1931 - 1960.

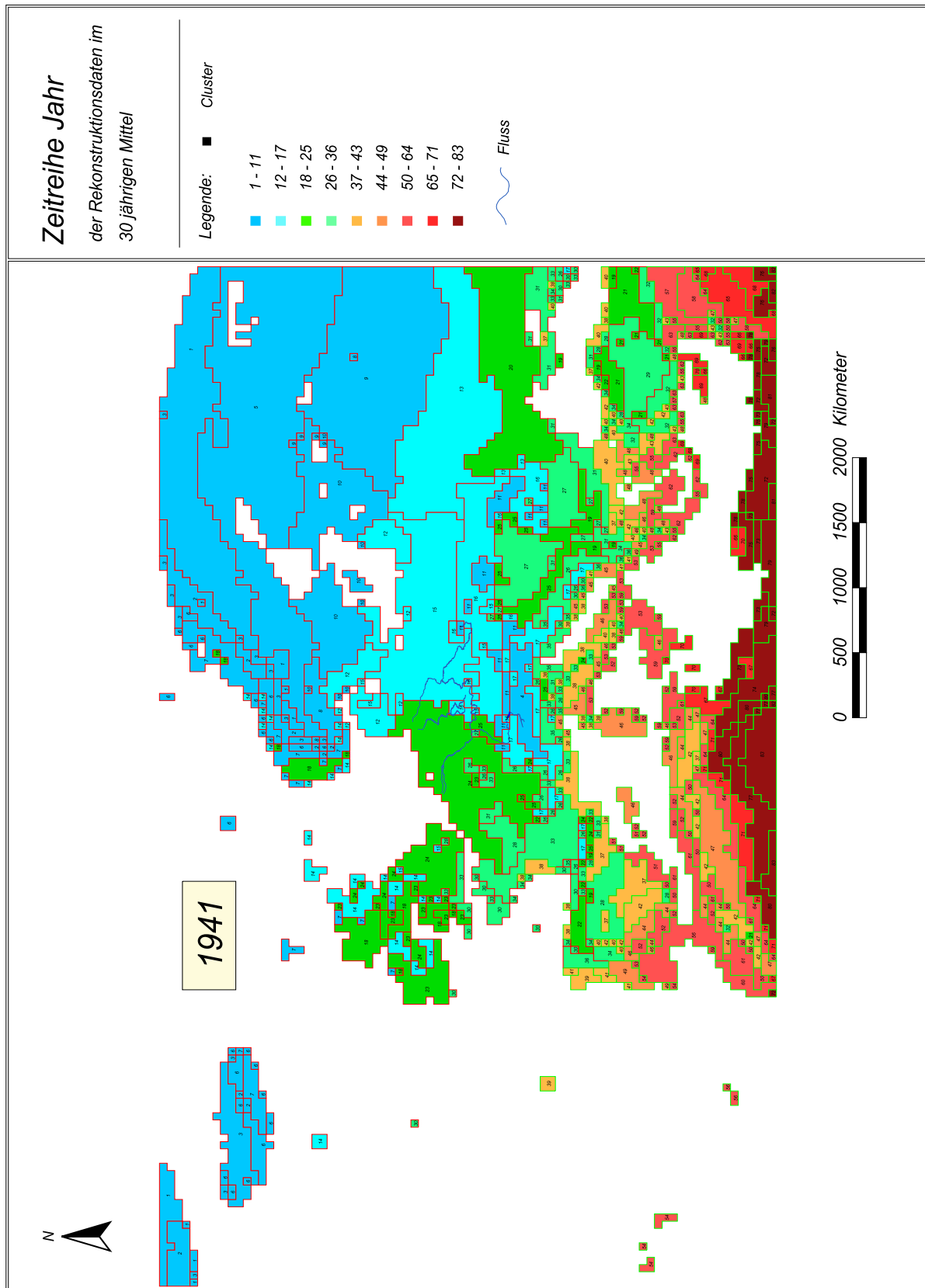


Abb. 14-86 Die Jahr-Klimasituation der Periode 1941 - 1970.

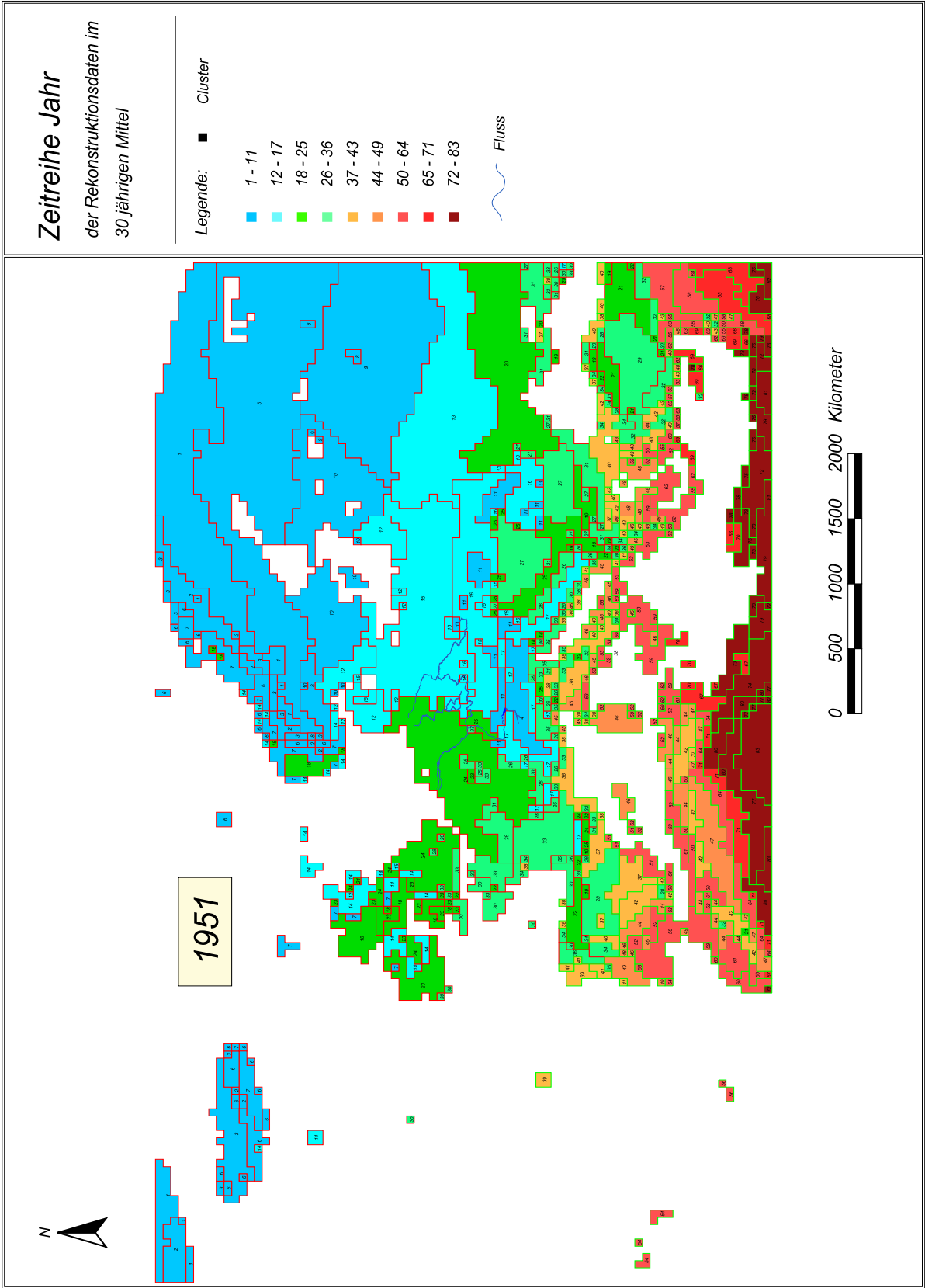


Abb. 14-87 Die Jahr-Klimasituation der Periode 1951 - 1980.

Tab. 14-1 Temperatur- und Niederschlagscharakteristika im Jahr innerhalb der Cluster- bzw. Klimaklasse I-11. Dabei steht Cl=Cluster bzw. Klimatyp, Temp.=Temperatur, Nied.=Niederschlag und a.= Jahresmitteltemperatur/Jahressummenniederschlag.

Cl 1	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	a.
Temp.													
max.°C	-7,6	-8,2	-6,4	-1,1	5,8	12,6	15,8	13	7,7	1,9	-2,5	-6,7	2,0
mitt.°C	-14	-13,3	-10,1	-4,2	2,4	8,7	12,1	9,9	4,9	-1,4	-7,6	-11,9	-2,0
min.°C	-19,4	-18,7	-17,6	-13,2	-6,1	-1,7	0,4	-0,6	-4,9	-9,3	-13,6	-17,4	-10,2
Nied.													
max.mm	90	78	79	62	61	84	120	111	94	100	94	90	1063
mitt.mm	39	31	31	29	34	52	65	70	60	51	46	41	548
min.mm	14	12	10	15	18	25	29	39	42	26	21	15	266
Cl 2	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	a.
Temp.													
max.°C	-6,9	-6,7	-6	-1,5	3,7	8,7	12,8	10,6	6	1,6	-3,2	-6,2	1,1
mitt.°C	-10,8	-10	-8,2	-3,6	1,9	7,1	10,9	9,1	4,3	-0,9	-5,7	-9	-1,2
min.°C	-14,4	-13,5	-11,1	-6,2	-0,1	5,7	8,5	6,5	2,4	-2,8	-8,7	-12,6	-3,9
Nied.													
max.mm	165	130	122	79	73	92	115	122	161	183	150	162	1553
mitt.mm	109	85	78	55	54	70	86	92	111	119	103	106	1066
min.mm	74	50	57	40	43	54	59	68	84	87	81	76	772
Cl 3	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	a.
Temp.													
max.°C	-1,3	-0,8	2	1,1	5,3	9,3	12,1	10,6	6,4	3,3	0,7	-0,5	4,0
mitt.°C	-5,1	-4,7	-4,1	-1,3	3,2	7,2	9,5	8,4	4,9	1	-2,6	-4,2	1,0
min.°C	-10,7	-9,8	-8,1	-3,8	1,4	5,3	7,1	6,2	2,9	-1,1	-5,7	-8,4	-2,1
Nied.													
max.mm	85	73	66	56	50	69	100	105	97	101	93	85	980
mitt.mm	65	53	49	41	37	48	58	63	73	79	67	65	698
min.mm	35	29	25	27	19	31	39	40	46	52	37	39	421
Cl 4	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	a.
Temp.													
max.°C	-3,8	-3,6	-2,4	1,3	6,5	9,9	12,9	11,8	9,2	4,7	-0,5	-3,3	3,6
mitt.°C	-6,7	-6,2	-4,5	-0,9	4	7,5	10,1	9,4	6,5	2,3	-2,5	-5	1,2
min.°C	-9,8	-10	-8,3	-4,2	0,7	4,5	6,6	5,1	1,8	-1,6	-5,6	-8,3	-2,4
Nied.													
max.mm	199	162	163	207	188	242	262	281	240	267	211	197	2618
mitt.mm	143	122	138	145	141	165	171	180	156	154	144	151	1810
min.mm	99	84	113	81	78	93	100	109	119	107	113	105	1199

Cl 5	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	a.
Temp.													
max.°C	-6,6	-5,5	-3,3	2,5	9,9	15,1	18,1	15,7	10,3	4,9	0	-4,3	4,7
mitt.°C	-11,8	-11	-6,5	0,2	7	12,7	15,8	13,8	8,6	2,4	-3,4	-8,9	1,6
min.°C	-14,3	-13,5	-8,9	-2,2	4,3	9,1	11,5	9,7	5,8	0,3	-6,2	-11,3	-1,3
Nied.													
max.mm	64	41	44	47	60	78	105	125	95	95	74	65	892
mitt.mm	33	25	27	32	39	56	64	73	65	54	46	39	552
min.mm	19	15	17	23	24	35	37	55	45	36	32	22	361
Cl 6	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	a.
Temp.													
max.°C	0	0,9	2,2	3,6	8,1	11,3	14,2	12,9	9,3	5,4	1,8	0,4	5,8
mitt.°C	-3,4	-2,8	-2,1	0,5	4,7	8,3	10,7	9,7	6,3	2,5	-0,8	-2,5	2,6
min.°C	-8,2	-7,9	-5,4	-2	1,9	5,5	7,7	6,7	3,2	-0,5	-3,9	-6	-0,7
Nied.													
max.mm	132	106	93	81	68	80	101	123	144	148	135	129	1341
mitt.mm	101	81	74	59	53	61	71	80	104	115	101	102	1000
min.mm	79	64	48	30	37	43	43	38	69	93	77	74	695
Cl 7	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	a.
Temp.													
max.°C	1,9	2,2	2,7	5	9,6	13,1	15,7	14,4	11,1	7,3	4,3	2,7	7,5
mitt.°C	-3,3	-2,8	-1,6	1,7	6,1	9,6	12,4	11,4	8	3,9	0,3	-2	3,6
min.°C	-7,5	-7,4	-5,7	-2,6	1,6	5,1	7,1	6	2,7	-0,5	-3,7	-6,4	-0,9
Nied.													
max.mm	288	215	226	162	169	199	210	219	327	319	308	293	2934
mitt.mm	148	115	110	88	84	95	108	130	165	177	160	158	1539
min.mm	77	74	70	47	53	48	61	81	113	98	101	94	915
Cl 8	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	a.
Temp.													
max.°C	-4,2	-3,4	-0,5	4,6	10,3	14,6	16,9	15,4	11,9	6,5	1,3	-1,8	6,0
mitt.°C	-7	-6	-2,9	2,6	8,6	13,1	15,3	13,7	9,7	4,3	-1	-4,5	3,8
min.°C	-8,9	-7,8	-4,5	0,7	6,6	10,5	13	11,4	7,6	2,6	-2,5	-6,7	1,8
Nied.													
max.mm	68	59	62	59	75	84	121	153	124	133	107	81	1126
mitt.mm	49	42	43	47	57	68	93	114	95	94	76	60	836
min.mm	35	31	31	31	44	56	76	89	77	71	59	48	648

Cl 9	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	a.
Temp.													
max.°C	-7,1	-6,6	-1,7	6,9	14,1	18,2	20,2	19,2	13,6	6,5	0,7	-4,3	6,6
mitt.°C	-10,3	-9,8	-4,1	4,3	11,5	15,8	18,1	16,7	11,4	4,8	-1,2	-7,2	4,2
min.°C	-13	-12	-5,4	1,8	9	14,1	16,8	15,1	9,8	3	-3,3	-10	2,2
Nied.													
max.mm	47	37	47	48	54	81	87	84	79	69	62	57	750
mitt.mm	36	28	34	38	45	66	74	69	60	51	49	45	596
min.mm	24	17	21	28	29	42	53	48	39	37	34	30	403
Cl 10	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	a.
Temp.													
max.°C	-4,3	-4	-1	5	11,6	15,5	17,7	16,8	12,2	7,1	2,2	-1,9	6,4
mitt.°C	-6,3	-6	-2,9	3,2	9,3	13,9	16,9	15,6	11,1	5,8	0,7	-3,7	4,8
min.°C	-8,5	-8,4	-4,5	1,6	7,6	12	15,6	13,9	9,2	4,2	-1,2	-5,2	3,0
Nied.													
max.mm	47	35	37	41	47	62	83	91	76	72	69	57	714
mitt.mm	35	25	30	35	40	50	66	76	66	59	57	44	584
min.mm	28	18	25	30	33	35	54	68	58	49	46	36	479
Cl 11	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	a.
Temp.													
max.°C	-2,4	-1,1	2,2	6,6	12,2	15,3	17,4	16,8	13,5	7,9	2	-0,5	7,5
mitt.°C	-6,3	-4,5	-0,5	5,1	10,9	13,9	16,1	15,5	12	6,6	0,5	-3,6	5,5
min.°C	-9,4	-7,7	-2,8	2,8	8,6	11,8	14	13,5	10,1	4,7	-1,5	-6,1	3,2
Nied.													
max.mm	78	63	69	89	119	160	151	145	111	93	89	91	1255
mitt.mm	56	50	56	73	95	127	121	113	78	68	68	66	969
min.mm	39	36	44	55	73	86	97	89	60	53	52	48	731

Tab. 14-2 Temperatur- und Niederschlagscharakteristika im Jahr innerhalb der Cluster- bzw. Klimaklasse 18-25. Dabei steht Cl=Cluster bzw. Klimatyp, Temp.=Temperatur, Nied.=Niederschlag und a.=Jahresmitteltemperatur/Jahressummenniederschlag.

Cl 18	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	a.
Temp.													
max.°C	5,2	5,3	6,2	8,5	11,7	14,3	15,9	15,6	13,6	10,7	7,4	6	10,0
mitt.°C	3,6	3,9	4,4	6,7	9,7	12,3	13,8	13,5	11,5	8,9	5,8	4,4	8,2
min.°C	1,6	1,8	2,6	4,8	7,6	9,9	11,2	11,1	9,3	7,2	4,2	2,6	6,2
Nied.													
max.mm	232	159	170	128	119	134	172	200	239	243	230	233	2259
mitt.mm	177	127	132	97	97	98	121	147	164	183	176	186	1705
min.mm	142	97	102	76	72	75	91	102	128	134	136	144	1297
Cl 19	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	a.
Temp.													
max.°C	-1,3	0	4,1	9,1	14,1	17,6	20,4	20,1	16,5	11,6	6,1	1,3	10,0
mitt.°C	-3,4	-1,9	2,3	7,7	12,7	16,2	19	18,9	15,3	9,6	3,8	-0,8	8,3
min.°C	-5	-3,4	0,8	6,1	11,1	14,6	17,4	17,3	13,8	7,9	2	-2,7	6,7
Nied.													
max.mm	83	66	68	70	89	90	63	56	63	81	97	93	917
mitt.mm	57	48	54	60	76	74	53	45	42	58	70	67	704
min.mm	43	37	46	43	44	49	35	33	36	45	57	52	520
Cl 20	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	a.
Temp.													
max.°C	-2,8	-1,6	3,8	10,2	16,7	20,8	23,4	23,1	18,1	11,6	5,3	0,4	10,8
mitt.°C	-5,5	-4,7	0,9	8,7	15,4	19,4	21,7	21,2	16,3	9,6	3,3	-2,2	8,7
min.°C	-8	-8	-1,3	7,6	14,3	17,7	19,7	19,2	15	8	1,4	-4,6	6,8
Nied.													
max.mm	56	41	40	49	67	94	73	68	46	43	51	62	690
mitt.mm	36	29	30	38	43	61	55	42	35	35	41	40	484
min.mm	27	22	24	29	32	43	35	26	26	27	32	27	349
Cl 21	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	a.
Temp.													
max.°C	-0,2	1,1	5,3	10,2	14	17,3	20,7	20,9	17,6	12,4	7,4	2,5	10,8
mitt.°C	-3,1	-1,8	2,9	8,3	12,5	15,8	18,9	19,2	15,8	10,9	5,1	-0,3	8,7
min.°C	-6,7	-5,3	-0,2	6,1	10,2	13,9	17,2	17,3	13,8	8,4	3	-3,3	6,2
Nied.													
max.mm	94	74	75	94	88	62	38	33	39	53	72	94	814
mitt.mm	59	51	55	65	69	43	18	14	19	36	49	63	541
min.mm	39	37	45	50	54	23	6	4	8	23	32	43	363

Cl 22	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	a.
Temp.													
max.°C	3,5	4,5	5,7	7,9	11,2	15,2	18,2	18,3	15,8	10,9	6,4	4,5	10,2
mitt.°C	2	3,3	4,7	7	10	13,8	16,5	16,5	14,3	9,7	5,2	2,9	8,8
min.°C	-0,1	1,3	3,2	5,6	8,7	12,7	15,4	15,2	12,8	7,8	3,4	0,5	7,2
Nied.													
max.mm	117	124	91	95	92	75	54	56	75	98	106	128	1111
mitt.mm	87	84	74	83	82	60	42	41	61	85	91	98	887
min.mm	66	62	60	65	70	51	27	21	52	74	80	78	706
Cl 23	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	a.
Temp.													
max.°C	6,2	6,3	6,9	8,9	12,4	15,1	16,7	16,5	14,6	11,3	7,9	6,7	10,8
mitt.°C	4,6	4,8	5,6	7,8	10,7	13,4	14,8	14,5	12,6	9,9	6,7	5,3	9,2
min.°C	2,9	3,1	4,2	6,7	9,6	12,2	13,4	13,4	11,4	8,8	5,4	4	7,9
Nied.													
max.mm	161	135	118	90	96	89	115	142	141	158	151	175	1571
mitt.mm	117	93	84	72	78	72	93	110	108	120	114	125	1186
min.mm	75	62	64	56	57	53	62	82	74	88	84	86	842
Cl 24	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	a.
Temp.													
max.°C	4,4	4,8	6,6	10	14,9	17,9	20,2	20	16,9	11,7	7,2	5,2	11,7
mitt.°C	1,4	2,5	4,6	8,1	12,5	15,5	17,5	16,9	14,4	10	5,2	2,7	9,3
min.°C	-1,9	-0,4	1,9	5,2	9	12,5	14,5	13,9	11,5	7,9	2,7	-0,1	6,4
Nied.													
max.mm	97	76	80	80	103	114	117	116	105	115	111	105	1219
mitt.mm	60	49	57	56	62	67	74	76	70	71	65	66	771
min.mm	42	33	38	39	39	48	38	32	41	48	42	46	485
Cl 25	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	a.
Temp.													
max.°C	-1,6	0,8	5,1	10,8	16,1	19,5	21,9	21,6	17,9	11,7	5,7	1,9	11,0
mitt.°C	-3	-0,7	3,6	9,3	14,8	18,1	20,4	19,8	16,2	10,3	4,1	0	9,4
min.°C	-5,1	-2,4	2	8	13,3	16,4	19	18,2	14,7	9	2,6	-2	7,8
Nied.													
max.mm	64	53	61	77	87	111	97	114	99	92	97	80	1031
mitt.mm	45	42	47	58	73	86	67	70	57	63	68	59	733
min.mm	30	31	37	46	61	66	49	43	37	49	56	47	551

Tab. 14-3 Temperatur- und Niederschlagscharakteristika im Jahr innerhalb der Cluster- bzw. Klimaklasse 26-36. Dabei steht Cl=Cluster bzw. Klimatyp, Temp.=Temperatur, Nied.=Niederschlag und a.=Jahresmitteltemperatur/Jahressummenniederschlag.

Cl 26	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	a.
Temp.													
max.°C	2,2	3,6	5,9	10,9	16	19,3	21,7	20,9	17,3	12	6,8	3,4	11,7
mitt.°C	-0,4	1,2	4,5	9,1	14	17,5	20,3	19,9	16,5	11	5,6	1,8	10,1
min.°C	-2,4	-1,2	3,4	7,3	12,2	15,6	18,5	17,9	15,2	10,3	4,7	0,6	8,5
Nied.													
max.mm	126	113	104	102	108	112	92	101	113	132	156	150	1408
mitt.mm	78	71	80	81	84	78	61	68	80	105	111	100	996
min.mm	48	54	60	62	65	45	30	31	35	56	79	72	638
Cl 27	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	a.
Temp.													
max.°C	-1,5	0,7	5,2	11,3	16,8	20,6	23,1	22,5	18,6	12,4	6	2,1	11,5
mitt.°C	-2,8	-0,7	4,2	10,3	15,9	19,4	21,8	21,3	17,5	11,4	5	0,6	10,3
min.°C	-4	-1,8	3,5	9,1	14,6	18	20,7	20,1	16,4	10,3	4	-0,6	9,2
Nied.													
max.mm	48	43	48	55	75	96	70	66	51	60	69	61	741
mitt.mm	37	33	38	48	60	78	54	51	40	48	54	46	586
min.mm	29	26	30	36	47	60	39	36	30	38	41	35	447
Cl 28	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	a.
Temp.													
max.°C	3,8	5,6	7,4	9,8	13,1	17,7	21,9	21,7	17,6	11,9	7,2	4,4	11,8
mitt.°C	2,6	4,1	5,7	8,4	11,9	16,2	19,7	19,6	16,2	11	5,9	3,2	10,4
min.°C	1	2,3	3,9	6,8	10,3	14,6	18,1	18,1	14,6	9,4	4,3	1,5	8,7
Nied.													
max.mm	61	64	57	61	64	58	32	35	56	56	65	70	677
mitt.mm	41	39	42	47	54	45	21	18	40	48	55	52	501
min.mm	27	26	34	35	43	30	12	8	34	41	43	35	367
Cl 29	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	a.
Temp.													
max.°C	0,2	1,8	5,9	11	15,1	19	23	23,1	19,6	13,6	7,9	2,8	11,9
mitt.°C	-1,1	0,6	4,9	10,1	14,2	17,7	20,8	20,8	17,3	12,2	6,6	1,6	10,5
min.°C	-3,4	-1,7	3,3	8,9	12,7	16,1	18,8	19,1	15,5	10,9	5	-0,3	8,7
Nied.													
max.mm	68	53	59	68	68	51	21	14	20	38	52	70	581
mitt.mm	47	39	41	47	54	34	11	7	13	26	36	49	403
min.mm	33	31	30	36	37	20	4	3	7	21	28	35	284

Cl 30	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	a.
Temp.													
max.°C	7,2	8,2	9,1	11,2	14,3	17,1	19	19,1	17,6	13,9	9,9	8,1	12,9
mitt.°C	5,5	6,2	7,2	9,4	12,2	15	16,7	16,8	15,1	11,9	8,1	6,3	10,9
min.°C	3,3	4,5	6,3	8,1	10,6	12,7	14,3	14,3	13	10,5	6,5	3,9	9,0
Nied.													
max.mm	169	199	134	124	111	89	97	115	118	144	148	179	1625
mitt.mm	118	108	98	87	82	63	61	73	86	114	115	134	1141
min.mm	89	80	80	65	60	49	22	21	64	92	91	102	814
Cl 31	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	a.
Temp.													
max.°C	1,6	2,8	6,5	12,1	17,1	21,3	23,8	23,7	19,7	15,3	9,2	4,7	13,2
mitt.°C	-0,8	0,1	4,5	10,2	15,6	19,7	22,3	22,1	18,1	12,5	6,9	2,2	11,1
min.°C	-3,2	-3,1	2,3	8,6	13,5	17,2	19,5	19,9	16,3	10,7	5,2	-0,1	8,9
Nied.													
max.mm	77	67	61	62	67	85	72	65	58	75	89	98	877
mitt.mm	54	43	44	46	50	57	45	36	37	49	61	63	585
min.mm	33	28	29	30	31	43	23	18	25	29	37	37	363
Cl 32	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	a.
Temp.													
max.°C	2,7	3,8	6,8	11,6	16,5	21,5	25,9	25,9	21,7	15,3	9,4	4,8	13,8
mitt.°C	0,3	1,5	5,3	10,2	14,6	18,6	22	22,1	18,6	13,3	7,6	2,7	11,4
min.°C	-2,8	-1,4	3,3	8,3	12,8	16,5	19,5	19,8	16,3	11,1	5,5	0,3	9,1
Nied.													
max.mm	163	131	86	103	68	42	21	16	25	54	85	143	936
mitt.mm	105	80	67	57	49	26	11	8	13	41	63	104	623
min.mm	66	60	48	40	16	3	1	1	3	23	46	69	375
Cl 33	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	a.
Temp.													
max.°C	6,3	7,4	8,5	11,1	14,8	18,7	21,6	20,7	18,1	13,9	9,1	7,2	13,1
mitt.°C	4,3	5,6	7	10	13,6	16,9	19	18,7	16,7	12,4	7,5	5,3	11,4
min.°C	2,3	3,8	5,3	8,4	11,9	15	16,7	16,6	15,1	10,9	5,6	3,3	9,6
Nied.													
max.mm	102	89	89	89	98	81	80	74	98	118	108	118	1144
mitt.mm	67	64	70	66	72	60	55	61	69	84	76	84	828
min.mm	36	30	53	49	51	43	35	50	52	67	57	49	572

Cl 34	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	a.
Temp.													
max.°C	4,7	6,3	8,2	10,8	15	18,9	22,1	22,2	18,8	13,9	9,4	5,8	13,0
mitt.°C	2,7	3,8	6,2	9,8	13,7	17,6	20,5	20,5	17,4	12,6	7,9	4,3	11,4
min.°C	0,5	1,6	4,7	8,5	12,5	16,4	19	18,9	16,1	11,5	6,7	2,6	9,9
Nied.													
max.mm	123	119	88	77	74	55	44	50	71	101	131	145	1078
mitt.mm	90	78	71	62	56	41	22	23	43	75	93	104	758
min.mm	64	56	49	47	43	27	13	9	25	51	63	78	524
Cl 35	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	a.
Temp.													
max.°C	4	5,5	8,2	12,8	18	21,7	24,5	23,9	20,3	14,9	10,1	5,9	14,2
mitt.°C	2	3,5	6,7	11,2	16,2	20	22,7	22,3	18,8	13,3	7,8	4	12,4
min.°C	0,2	0,1	4,6	9,1	14,3	18,2	20,8	20,8	17,4	11,5	5,9	2	10,4
Nied.													
max.mm	145	118	115	124	153	139	121	138	149	167	198	198	1765
mitt.mm	72	67	84	85	85	81	64	76	92	115	111	97	1029
min.mm	39	44	59	59	56	57	35	44	63	65	66	57	642
Cl 36	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	a.
Temp.													
max.°C	8,1	8,5	9,6	11,2	13,5	16,7	18,5	18,5	17,3	13,6	10,3	8,8	12,9
mitt.°C	7,5	8,2	9,4	10,9	13,1	15,8	17,4	17,8	16,6	13,5	10,1	8,2	12,4
min.°C	6,6	7,7	9,2	10,7	12,7	15,2	16,5	17,1	16,1	13,3	9,8	7,3	11,9
Nied.													
max.mm	167	166	124	105	99	60	34	39	87	133	140	176	1332
mitt.mm	139	134	108	94	90	55	31	35	76	114	123	150	1149
min.mm	115	106	91	83	83	50	22	21	69	97	106	123	966

Tab. 14-4 Temperatur- und Niederschlagscharakteristika im Jahr innerhalb der Cluster- bzw. Klimaklasse 37-43. Dabei steht Cl=Cluster bzw. Klimatyp, Temp.=Temperatur, Nied.=Niederschlag und a.=Jahresmitteltemperatur/Jahressummenniederschlag.

Cl 37	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	a.
Temp.													
max.°C	7,1	8,3	9,8	12,7	16,4	20,5	24,3	24	20,2	15	10,2	8	14,7
mitt.°C	4,8	6,4	8,2	11	14,6	19,2	22,8	22,7	19,1	13,6	8,4	5,4	13,0
min.°C	3,4	4,8	6,6	9,4	12,9	17,6	20,9	20,8	17,4	12	7	4,1	11,4
Nied.													
max.mm	42	48	48	51	69	57	36	52	75	71	61	53	663
mitt.mm	31	32	37	41	47	38	16	19	41	48	48	41	439
min.mm	22	20	30	31	36	25	8	7	30	41	40	32	322
Cl 38	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	a.
Temp.													
max.°C	7,3	8,4	9,3	12,2	16,8	20,7	23,7	23,3	20,1	15,9	11,8	8,8	14,9
mitt.°C	5,6	6,4	8,1	11,2	15,3	19,1	22	21,9	19,1	14,4	9,7	7	13,3
min.°C	3,4	4,6	6,5	9,4	13,4	16,7	18,6	19,1	17,6	12,9	7,9	5	11,3
Nied.													
max.mm	129	105	89	78	78	55	48	60	86	126	157	158	1167
mitt.mm	68	66	71	63	59	42	26	39	67	97	95	91	783
min.mm	46	37	55	49	37	22	11	8	41	66	64	64	499
Cl 39	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	a.
Temp.													
max.°C	10,7	10,6	11,3	12,2	14,1	17	18,4	18,5	17,5	15,4	12,9	11,5	14,2
mitt.°C	9,3	9,6	10,6	11,8	13,7	16,2	17,6	18,1	17,2	14,6	11,6	10	13,4
min.°C	8	8,3	9,7	11,2	13,3	15,6	17	17,6	16,7	13,6	10,3	8,5	12,5
Nied.													
max.mm	232	246	159	136	122	70	40	51	107	167	179	232	1740
mitt.mm	200	193	141	115	103	62	37	44	96	152	162	198	1501
min.mm	172	162	129	101	87	57	34	35	91	135	146	178	1326
Cl 40	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	a.
Temp.													
max.°C	4,7	5,3	9,2	14	18,1	22,1	25,1	24,9	21,4	16,6	11,3	7,3	15,0
mitt.°C	3,1	4,1	7,3	11,9	16,5	20,5	23,2	23,3	20	15,1	10	5,7	13,4
min.°C	1,5	2,7	6	10,8	15	18,9	21,4	21,9	19	13,9	8,1	3,7	11,9
Nied.													
max.mm	117	88	80	65	57	54	44	44	50	97	122	129	946
mitt.mm	84	65	64	53	46	39	24	22	34	62	84	96	672
min.mm	57	45	47	40	36	23	14	8	15	37	50	70	440

Cl 41	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	a.
Temp.													
max.°C	8,9	9,8	11,4	13,1	14,9	17,9	19,5	19,7	18,5	15,5	12	9,6	14,2
mitt.°C	8,2	9,1	10,7	12,5	14,5	17,6	18,9	19,1	18,2	14,9	11,3	9	13,7
min.°C	7,8	8,8	10,3	12,1	14,1	17,1	18,4	18,6	17,7	14,4	10,9	8,6	13,2
Nied.													
max.mm	184	215	143	123	106	61	29	28	88	146	148	192	1463
mitt.mm	158	179	127	110	92	55	22	22	73	127	132	171	1267
min.mm	129	144	110	97	80	49	17	17	60	107	115	147	1070
Cl 42	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	a.
Temp.													
max.°C	6,5	7,9	9,8	13,3	18	22,7	26,2	25,6	21,9	16,4	11,2	8	15,6
mitt.°C	4,9	6,1	8,1	11,4	15,5	20,6	24,3	24	20,1	14,5	9,2	6,1	13,7
min.°C	2,1	3,1	6,1	9,8	13,5	18,2	21,7	21,6	18,2	12,6	6,9	3,8	11,5
Nied.													
max.mm	89	98	68	68	49	41	28	23	38	72	79	88	740
mitt.mm	52	55	50	46	39	24	10	12	29	45	54	55	472
min.mm	34	28	36	32	28	15	5	4	14	30	36	38	300
Cl 43	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	a.
Temp.													
max.°C	5,7	6,3	9	13,2	18	22,9	26,8	26,8	22,9	17,2	11,5	7,8	15,7
mitt.°C	4,1	5	7,9	12,2	16,7	21	24,2	24,3	20,9	15,8	10,5	6,3	14,1
min.°C	2,4	3,9	7	10,9	15,4	19,9	22,8	23	19,8	14,6	9,1	4,8	12,8
Nied.													
max.mm	208	138	92	70	46	27	16	16	32	84	133	211	1073
mitt.mm	133	98	77	54	40	22	11	10	17	51	90	140	742
min.mm	105	73	63	37	32	7	3	3	4	34	60	105	527

Tab. 14-5 Temperatur- und Niederschlagscharakteristika im Jahr innerhalb der Cluster- bzw. Klimaklasse 44-49. Dabei steht Cl=Cluster bzw. Klimatyp, Temp.=Temperatur, Nied.=Niederschlag und a.=Jahresmitteltemperatur/Jahressummenniederschlag.

Cl 44	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	a.
Temp.													
max.°C	7,8	9,1	10,9	13,5	16,7	21,7	25,8	26	21,7	16,4	11,9	8,7	15,9
mitt.°C	7,1	8,3	10	12,5	16	20,7	24,4	24,4	20,9	15,7	10,8	7,8	14,9
min.°C	6,3	7	8,6	11,3	14,6	19,1	23,2	23,4	19,9	14,8	10	6,8	13,8
Nied.													
max.mm	77	103	75	68	45	30	9	15	37	63	81	90	691
mitt.mm	60	67	60	52	38	21	6	6	28	52	66	70	525
min.mm	46	44	45	38	33	14	4	4	18	35	53	52	385
Cl 45	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	a.
Temp.													
max.°C	8,2	8,6	10,6	14,2	18,7	22,4	25,7	25,7	22,5	17,5	13,2	9,8	16,4
mitt.°C	6,1	7,1	9,3	12,9	17,4	21,2	24,4	24,3	21,1	16,1	11,2	8,1	14,9
min.°C	3,8	5,1	8	11,4	15,6	19,6	22,5	22,5	19,9	14,7	9	5,8	13,2
Nied.													
max.mm	159	161	126	116	84	77	53	62	104	144	270	257	1614
mitt.mm	89	83	82	69	54	41	23	33	66	109	138	129	915
min.mm	56	40	57	44	40	22	10	14	38	73	73	72	539
Cl 46	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	a.
Temp.													
max.°C	9,2	10,2	11,7	14,1	18,1	23,1	26,3	25,9	22,9	17,8	13,5	10,7	17,0
mitt.°C	8	8,4	9,8	12,6	16,4	20,7	23,7	23,9	21,2	16,6	12,1	9,4	15,2
min.°C	6,3	7,2	8,5	11,1	15	19,4	22,4	22,6	19,9	15,5	10,9	8,2	13,9
Nied.													
max.mm	98	103	81	67	51	34	21	30	70	98	130	132	914
mitt.mm	75	71	64	50	38	21	9	16	43	78	82	86	634
min.mm	51	38	53	37	25	11	4	6	32	56	54	62	429
Cl 47	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	a.
Temp.													
max.°C	7,7	9,2	11,4	14,5	18,9	24,6	28,4	28,1	23,4	17,5	11,7	8,6	17,0
mitt.°C	6,2	7,8	9,8	12,9	17,1	22,4	26,2	26	21,7	15,7	10,3	7,2	15,3
min.°C	4,5	6	8,1	11,5	15,2	19,7	23,5	23,7	19,3	13,9	8,5	5,5	13,3
Nied.													
max.mm	54	63	50	54	37	23	9	15	31	48	53	56	493
mitt.mm	33	36	36	36	27	14	6	9	20	31	36	34	318
min.mm	19	16	23	23	12	7	4	5	14	21	25	22	192

Cl 48	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	a.
Temp.													
max.°C	6,7	7,4	10	14,4	18,9	23,1	26,2	26	23,3	18,6	12,9	8,8	16,4
mitt.°C	5,5	6,5	9,2	13,3	17,9	22,3	25,4	25,3	21,9	16,8	11,6	7,6	15,3
min.°C	4,1	5,2	8,3	12,1	16,5	20,8	23,8	23,8	20,8	15,7	10,6	6,4	14,0
Nied.													
max.mm	147	105	84	59	47	34	20	19	31	81	116	153	893
mitt.mm	107	81	66	45	36	23	11	10	21	61	91	118	670
min.mm	69	59	56	33	26	14	5	3	8	36	58	93	460
Cl 49	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	a.
Temp.													
max.°C	11,3	11,9	13,3	14,7	16,9	20,2	22,6	22,9	21,2	18,1	14,6	12,3	16,7
mitt.°C	9,8	10,6	12	13,8	16,1	19,2	21,2	21,6	20,3	16,8	12,9	10,6	15,4
min.°C	8,6	9,4	10,5	12,3	14,9	18,5	19,6	19,9	19,3	15,7	11,6	9,2	14,1
Nied.													
max.mm	165	156	124	102	82	48	17	19	64	123	143	174	1215
mitt.mm	117	120	101	81	62	34	11	10	47	91	109	131	912
min.mm	76	95	84	67	44	16	5	5	22	59	89	94	655

Tab. 14-6 Temperatur- und Niederschlagscharakteristika im Jahr innerhalb der Cluster- bzw. Klimaklasse 50-64. Dabei steht Cl=Cluster bzw. Klimatyp, Temp.=Temperatur, Nied.=Niederschlag und a.=Jahresmitteltemperatur/Jahressummenniederschlag.

Cl 50	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	a.
Temp.													
max.°C	9,6	10,6	12,3	14,5	18,7	24,3	27,8	27,4	23,3	17,5	13,3	10,6	17,5
mitt.°C	8,5	9,7	11,3	13,7	16,9	21,3	24,9	25,2	21,7	16,9	12,4	9,4	16,0
min.°C	7,5	8,8	10,4	12,9	15,9	19,4	22,6	22,5	19,3	15,6	11,4	8,5	14,6
Nied.													
max.mm	54	65	52	56	37	15	6	9	23	49	63	61	489
mitt.mm	42	47	42	42	30	11	4	5	17	34	47	46	365
min.mm	31	32	33	28	19	6	3	3	13	23	37	34	262
Cl 51	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	a.
Temp.													
max.°C	10,1	11,1	12,4	14,8	17,6	21,5	24,6	25	22,3	18,2	13,8	10,9	16,9
mitt.°C	9,1	10,1	11,5	13,9	16,9	20,9	23,8	24,3	21,7	17,2	12,5	10	16,0
min.°C	8	9,2	10,3	12,8	15,9	20	23,1	23,6	20,8	16,3	11,5	9	15,0
Nied.													
max.mm	39	37	41	37	46	33	17	29	71	71	51	47	518
mitt.mm	27	25	31	28	31	20	8	15	40	56	44	38	361
min.mm	21	18	24	21	23	12	3	5	20	40	40	32	259
Cl 52	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	a.
Temp.													
max.°C	9,5	10,7	12,1	14,5	18,1	23,3	27,1	27	23,6	18,5	13,6	10,9	17,4
mitt.°C	8,7	9,7	11,3	13,9	17,4	21,8	25,1	25,2	22,3	17,4	12,6	9,6	16,3
min.°C	7,8	8,3	10,1	13,1	16,1	20,3	23,3	23,7	21,3	16,5	11,3	8,2	15,0
Nied.													
max.mm	88	102	77	62	42	26	10	19	48	78	86	102	741
mitt.mm	66	70	63	50	35	18	4	7	31	61	73	77	554
min.mm	44	41	45	33	29	11	2	3	14	37	49	53	361
Cl 53	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	a.
Temp.													
max.°C	10	10,5	12,1	14,7	18,9	22,7	26,1	26,2	23,5	19	14,9	12,1	17,6
mitt.°C	8,8	9,3	10,9	13,8	17,8	21,9	25	25,3	22,6	18	13,6	10,6	16,5
min.°C	7,3	7,8	10	12,9	16,7	21	23,9	24,3	21,9	17,3	12,7	9,1	15,4
Nied.													
max.mm	128	117	86	65	47	28	14	27	59	109	142	156	977
mitt.mm	93	80	75	52	35	18	7	17	44	92	113	113	738
min.mm	59	55	60	36	25	10	3	6	24	75	84	76	512

Cl 54	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	a.
Temp.													
max.°C	14,6	14,3	14,6	15,3	16,7	18,8	21	22,1	21,3	19,2	17,2	15,6	17,6
mitt.°C	13,7	13,4	13,6	14,3	15,6	17,8	19,9	20,9	20,2	18,2	16,2	14,6	16,5
min.°C	12,3	12,1	12,3	13	14,5	16,6	18,5	19,4	18,9	17,1	15	13,4	15,3
Nied.													
max.mm	134	112	117	88	73	46	36	53	77	115	135	129	1114
mitt.mm	110	94	93	68	53	33	24	35	61	91	115	107	883
min.mm	91	78	80	55	29	9	2	4	27	73	94	87	629
Cl 55	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	a.
Temp.													
max.°C	8,9	9,3	11,3	15,3	19,4	23,6	26,8	26,9	24,2	19,8	14,6	11	17,6
mitt.°C	7,7	8,4	10,6	14,3	18,5	22,8	25,9	26	22,9	18,3	13,5	9,7	16,6
min.°C	6,8	7,3	9,6	13,7	17,6	21,6	24,7	24,6	21,6	17	12,6	8,8	15,5
Nied.													
max.mm	203	133	85	59	36	20	9	7	27	85	127	194	984
mitt.mm	134	95	72	41	28	13	5	5	15	58	95	139	700
min.mm	80	60	53	27	17	5	1	1	4	34	70	94	444
Cl 56	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	a.
Temp.													
max.°C	12,1	12,9	14,1	15,8	18,6	22,1	25,4	25,8	23,1	19,4	15,7	13,1	18,2
mitt.°C	10,7	11,5	12,8	14,7	17,1	20,5	23,2	23,6	21,6	18,1	14,2	11,4	16,6
min.°C	8,9	9,9	11,1	13	15,3	18,7	21,6	21,9	19,8	16,7	12,8	9,8	15,0
Nied.													
max.mm	110	109	95	72	50	25	7	5	38	80	108	117	816
mitt.mm	80	77	72	56	35	14	3	2	22	57	87	94	599
min.mm	57	48	53	44	23	4	1	0	9	36	60	63	398
Cl 57	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	a.
Temp.													
max.°C	6,7	8	11,2	15,9	21,3	26,4	30,1	29,8	25,9	19,9	13,3	8,2	18,1
mitt.°C	4,6	6	9,9	14,9	20,2	25,3	29,1	28,9	25	19,1	12,3	6,8	16,8
min.°C	2,3	3,3	8	13,5	18,8	23,7	26,3	26,5	23,8	17,8	10,8	5,1	15,0
Nied.													
max.mm	109	88	74	80	51	11	4	4	8	39	63	105	636
mitt.mm	88	75	61	54	32	6	2	2	3	26	47	83	479
min.mm	61	55	46	35	12	3	1	1	2	16	34	56	320

Cl 58	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	a.
Temp.													
max.°C	9	9,6	12,4	17,3	22,8	27,5	30,8	30,5	26,1	21	16	11	19,5
mitt.°C	6	7,5	11	15,8	20,9	25	27,6	27,7	24,6	19,6	13,1	7,8	17,2
min.°C	4,1	5,6	9,1	13,7	18,4	21,9	24,1	24,3	21,8	17,6	11	5,7	14,8
Nied.													
max.mm	88	76	47	44	23	4	2	2	2	19	41	69	417
mitt.mm	49	45	31	24	11	2	1	1	1	10	25	42	241
min.mm	24	25	15	10	2	1	1	1	1	2	10	21	111
Cl 59	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	a.
Temp.													
max.°C	11,7	12,1	13,3	16	19,6	24,1	27,3	27,3	25,1	21,2	17	13,6	19,0
mitt.°C	9,9	10,3	11,8	14,4	18,2	22,6	25,7	26	23,6	19,2	14,7	11,5	17,3
min.°C	8,9	9,2	10,8	13,6	17,4	21,6	24,5	24,9	22,7	17,9	13	10	16,2
Nied.													
max.mm	100	91	71	54	36	16	6	15	42	87	124	115	755
mitt.mm	76	62	55	39	23	8	2	7	31	68	78	82	530
min.mm	55	45	44	28	13	1	0	2	20	48	47	49	353
Cl 60	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	a.
Temp.													
max.°C	13,1	14,3	16,2	17,8	19,7	21,3	23,9	24,7	22,9	19,9	17,2	14,2	18,8
mitt.°C	12,3	13,1	14,4	15,9	17,8	20,2	22,3	22,8	21,3	19	15,9	13,3	17,4
min.°C	10,4	11,3	13	14,6	17	18,7	19,3	19,8	19,6	17,1	14	11,1	15,5
Nied.													
max.mm	59	55	52	44	27	6	4	6	13	38	70	76	451
mitt.mm	49	45	38	29	15	3	1	1	8	29	56	60	334
min.mm	33	31	21	17	5	1	0	0	5	17	42	37	208
Cl 61	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	a.
Temp.													
max.°C	11,7	12,9	14,5	16,7	19,5	23,4	27,1	27,3	24,2	20	15,8	12,9	18,8
mitt.°C	10,5	11,8	13,2	15,4	18,1	22,2	25,4	26	23,1	18,9	14,5	11,6	17,6
min.°C	9,2	10,9	12,1	14,1	16,7	20,9	24,1	24,5	21,9	17,9	13,6	10,5	16,4
Nied.													
max.mm	54	61	53	51	37	11	3	4	20	51	65	68	477
mitt.mm	46	46	42	41	26	8	1	2	14	36	51	56	369
min.mm	35	24	29	29	16	4	0	1	8	25	41	42	253

Cl 62	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	a.
Temp.													
max.°C	10,9	11,4	12,7	16,5	20	24,3	27,8	27,8	24,7	20,7	16,4	12,8	18,8
mitt.°C	9,5	10	11,9	15,3	19,2	23,5	26,5	26,7	23,8	19,5	15,1	11,4	17,7
min.°C	8	8,7	11,1	14,1	17,9	22,1	25	25,1	22,5	18,8	14	10	16,4
Nied.													
max.mm	158	113	75	41	30	14	11	6	16	68	110	142	784
mitt.mm	126	90	66	31	20	8	2	2	11	56	84	130	626
min.mm	107	83	52	26	13	3	1	1	3	27	54	116	483
Cl 63	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	a.
Temp.													
max.°C	10,6	11,5	13,8	17,1	20,8	24,7	27,7	28	25,7	21,8	17,2	12,6	19,3
mitt.°C	8,8	9,5	12,1	15,8	19,7	23,5	26,5	26,9	24,6	20,3	15,1	10,7	17,8
min.°C	6,1	7,4	11,1	14,7	18,4	21,7	24,2	24,8	22,4	18,8	13,7	8,3	16,0
Nied.													
max.mm	251	169	100	84	73	41	14	13	29	116	153	244	1287
mitt.mm	170	125	87	56	39	16	6	7	17	63	96	165	848
min.mm	117	97	74	36	17	4	1	1	5	42	60	107	561
Cl 64	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	a.
Temp.													
max.°C	9,3	11,7	14,1	17,5	21,8	27,2	30,9	30,7	25,9	20,2	14,7	10,7	19,6
mitt.°C	8,1	10	12,3	15,9	20,3	25,7	29,2	28,9	24,5	18,3	12,5	9	17,9
min.°C	6,9	8,9	11,1	14,6	19	24	26,7	27	23,3	16,9	11,1	7,8	16,4
Nied.													
max.mm	43	45	40	41	25	12	5	9	22	36	43	44	364
mitt.mm	26	20	26	22	17	8	3	6	15	24	30	27	223
min.mm	17	9	18	15	8	4	1	4	10	17	21	19	142

Tab. 14-7 Temperatur- und Niederschlagscharakteristika im Jahr innerhalb der Cluster- bzw. Klimaklasse 65-71. Dabei steht Cl=Cluster bzw. Klimatyp, Temp.=Temperatur, Nied.=Niederschlag und a.=Jahresmitteltemperatur/Jahressummenniederschlag.

Cl 65	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	a.
Temp.													
max.°C	8,8	10,2	13,7	18,6	23,7	28,2	31,3	31,2	27	21,9	15,7	10,7	20,1
mitt.°C	7,2	8,9	12,4	17,6	22,4	26,1	28,4	28,7	25,7	21	14,3	9	18,5
min.°C	5,8	7,7	11,4	16,6	21,3	24,6	26,3	26,8	24,6	20	13,2	7,7	17,2
Nied.													
max.mm	27	26	20	22	14	2	2	2	2	8	17	25	165
mitt.mm	18	19	15	14	7	1	1	1	1	5	12	17	110
min.mm	7	9	8	5	1	1	1	1	1	2	4	6	44
Cl 66	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	a.
Temp.													
max.°C	12,4	12,6	14,8	17,9	21,3	24,4	26	26,5	24,9	22,5	18,5	14,4	19,7
mitt.°C	10,6	11,3	13,6	17,1	20,6	23,6	25,1	25,5	24,1	21,6	17,1	12,7	18,6
min.°C	8,8	9,7	12,3	16	19,7	22,9	24	24,2	22,7	20,9	15,8	11	17,3
Nied.													
max.mm	157	122	66	28	7	3	2	2	7	40	79	151	664
mitt.mm	108	83	48	17	4	1	1	1	3	25	54	95	439
min.mm	72	55	33	12	1	0	0	0	1	6	29	62	271
Cl 67	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	a.
Temp.													
max.°C	10,9	12	14,1	17,6	21,5	25,6	28,1	28,4	26,1	21,6	16,6	12,5	19,6
mitt.°C	10	11,2	13,4	16,7	20,4	24,7	27,2	27,5	25,4	20,8	15,6	11,7	18,7
min.°C	9,4	10,3	12,1	15,4	19,1	23	25,6	26,3	24,9	19,8	14,7	11	17,6
Nied.													
max.mm	56	44	41	31	19	9	4	8	28	45	47	47	379
mitt.mm	37	27	29	18	11	4	2	4	17	32	35	32	247
min.mm	22	17	21	10	8	2	0	1	9	22	26	23	160
Cl 68	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	a.
Temp.													
max.°C	8	9,9	13,4	19,3	24,1	27,6	29,6	30,4	27,3	22,3	15,3	9,9	19,8
mitt.°C	7,3	9	12,6	18,1	22,9	26,4	28,6	29,1	26,2	21,4	14,5	9,2	18,8
min.°C	6,6	8,2	11,8	17,3	22	25,6	27,9	28,2	25,4	20,7	13,8	8,4	18,0
Nied.													
max.mm	15	17	15	17	13	2	2	2	2	6	13	16	119
mitt.mm	12	14	13	14	10	1	1	2	2	5	10	13	96
min.mm	8	10	10	10	5	1	1	1	1	4	8	9	67

Cl 69	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	a.
Temp.													
max.°C	11,1	11,4	13,8	17,9	22,1	26	28,8	28,8	26,5	22,3	17,1	13,2	19,9
mitt.°C	10,2	10,8	13,1	16,9	20,9	24,9	27,8	27,9	25,4	21,2	16,3	12,1	19,0
min.°C	9,4	10,2	12,4	15,9	19,5	23,6	26,5	26,7	24,2	20,2	15,4	11,3	17,9
Nied.													
max.mm	139	118	67	43	28	11	3	2	8	57	90	146	709
mitt.mm	118	89	55	29	20	6	1	1	5	32	62	118	535
min.mm	90	71	41	21	11	2	0	0	3	22	48	98	407
Cl 70	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	a.
Temp.													
max.°C	11,5	12,3	13,8	16,6	19,9	23,8	26,5	27,2	25,5	21,5	17	13,3	19,1
mitt.°C	11,5	12,3	13,8	16,6	19,9	23,8	26,5	27,2	25,5	21,5	17	13,3	19,1
min.°C	11,5	12,3	13,8	16,6	19,9	23,8	26,5	27,2	25,5	21,5	17	13,3	19,1
Nied.													
max.mm	61	44	40	24	11	1	0	1	19	49	59	52	361
mitt.mm	61	44	40	24	11	1	0	1	19	49	59	52	361
min.mm	61	44	40	24	11	1	0	1	19	49	59	52	361
Cl 71	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	a.
Temp.													
max.°C	9,5	11,8	14,4	18	22,8	28,8	32	31,4	26,8	20,5	14,4	10,6	20,1
mitt.°C	8,7	10,9	13,4	17,3	21,9	27,6	30,8	30,4	25,9	19,3	13,2	9,7	19,1
min.°C	8	10,1	12,5	16,3	20,8	26,2	29,3	29,1	24,8	18,2	12,2	8,8	18,0
Nied.													
max.mm	28	19	23	20	15	7	3	6	15	24	32	27	218
mitt.mm	17	9	15	12	10	6	2	4	10	16	20	16	134
min.mm	10	5	9	7	5	3	1	2	6	10	12	6	73

Tab. 14-8 Temperatur- und Niederschlagscharakteristika im Jahr innerhalb der Cluster- bzw. Klimaklasse 72-83. Dabei steht Cl=Cluster bzw. Klimatyp, Temp.=Temperatur, Nied.=Niederschlag und a.=Jahresmitteltemperatur/Jahressummenniederschlag.

Cl 72	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	a.
Temp.													
max.°C	12,7	13,5	16	19,2	22,7	25,5	27,1	27,4	25,7	22,8	18,5	14,4	20,5
mitt.°C	12,1	12,8	15,3	18,5	21,5	24,4	26	26,5	24,8	22,2	18	13,7	19,7
min.°C	10,4	11,1	13,8	17,5	20,2	23,2	25,1	25,7	24,1	21,7	16,9	12,3	18,5
Nied.													
max.mm	38	26	14	12	7	6	6	5	4	18	20	30	186
mitt.mm	24	17	9	6	3	3	2	2	1	10	12	19	108
min.mm	8	8	4	2	1	1	1	1	0	2	3	7	38
Cl 73	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	a.
Temp.													
max.°C	13,2	14,3	16,1	19,2	23	26,5	28,8	29,1	27,3	23	18,8	14,8	21,2
mitt.°C	11,6	13	15,2	18,5	21,7	25,2	27	27,7	26,3	22,4	17,5	13,2	19,9
min.°C	10,8	12,3	14,5	17,9	20,5	23,7	25,6	26,4	24,4	21,7	16,6	12,5	18,9
Nied.													
max.mm	53	40	31	16	9	2	2	2	12	38	59	58	322
mitt.mm	36	24	21	9	5	1	1	1	8	27	34	34	202
min.mm	22	6	14	4	1	0	0	0	1	14	22	24	109
Cl 74	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	a.
Temp.													
max.°C	10,8	12,4	15,2	19,7	24,4	28,4	30,3	30,2	27,4	22	16,8	12,4	20,8
mitt.°C	10,1	11,8	14,7	18,7	23,1	27,1	29,2	29,1	26,7	21,5	15,9	11,6	20,0
min.°C	9,5	11,4	14,2	17,9	21,7	25,6	28,1	28,2	26,1	21,1	15,4	11,1	19,2
Nied.													
max.mm	24	20	21	13	8	4	3	3	11	24	25	26	180
mitt.mm	18	11	17	8	7	2	1	2	7	17	19	18	125
min.mm	11	5	13	5	5	1	1	1	4	11	11	10	77
Cl 75	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	a.
Temp.													
max.°C	13,1	14,1	16,3	20,1	23,6	26,6	28,5	28,4	26,1	23,4	19,2	15,1	21,2
mitt.°C	12,1	13	15,6	19,3	22,7	25,6	26,8	27,2	25,4	22,8	18,3	13,9	20,2
min.°C	11,4	12,3	14,8	18,3	21,3	24	25,9	26,4	24,6	22	17,6	13	19,3
Nied.													
max.mm	70	53	33	11	5	3	1	1	4	26	43	64	314
mitt.mm	60	43	24	7	2	1	1	1	2	17	32	53	244
min.mm	47	30	17	3	1	0	0	1	1	4	22	43	168

Cl 76	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	a.
Temp.													
max.°C	10,1	11,6	15,1	19,9	24,6	27,8	29,4	30,1	27,6	23,3	17	11,9	20,7
mitt.°C	9,9	11,3	14,9	19,5	24,1	27,3	28,9	29,6	27,2	22,9	16,8	11,7	20,3
min.°C	9,5	11	14,4	19	23,6	26,8	28,6	29,2	26,7	22,6	16,5	11,4	19,9
Nied.													
max.mm	8	9	7	5	2	1	1	1	1	2	4	5	43
mitt.mm	5	6	5	4	2	1	1	1	1	1	3	3	33
min.mm	3	5	4	4	1	1	1	1	1	1	3	3	26
Cl 77	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	a.
Temp.													
max.°C	10,2	12,7	15,6	20,2	25,1	30,5	33,2	32,8	28,5	23,1	16,2	11,2	21,6
mitt.°C	9,4	11,9	14,8	19,2	23,9	29,4	32	31,7	27,6	21	14,5	10,5	20,5
min.°C	8,5	10,3	13,7	18	22,7	27,6	29,5	29,7	26,7	19,8	13,3	9,5	19,1
Nied.													
max.mm	17	8	14	13	9	5	2	3	8	13	17	15	122
mitt.mm	10	5	8	6	5	3	1	2	5	9	11	8	72
min.mm	4	3	4	3	2	1	0	1	1	3	6	3	31
Cl 78	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	a.
Temp.													
max.°C	13,2	14	16,7	20,4	23,9	26,6	28,5	28,7	26,9	24,1	19,7	15,2	21,5
mitt.°C	12,7	13,4	15,8	19,3	22,7	25,7	27,5	27,9	26,1	23,2	18,9	14,6	20,7
min.°C	12	12,6	14,8	18,1	21,3	24,7	26,2	26,9	24,9	22	18	13,9	19,6
Nied.													
max.mm	132	103	56	22	5	1	1	1	5	40	61	122	549
mitt.mm	87	65	39	12	3	1	1	1	2	20	45	80	354
min.mm	63	44	24	5	1	0	0	0	0	8	32	66	244
Cl 79	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	a.
Temp.													
max.°C	14,1	15	17,4	20,8	24,6	27,2	28,8	29,2	27,4	24,5	19,6	15,5	22,0
mitt.°C	12,8	13,9	16,5	19,8	23,1	25,7	26,9	27,3	25,8	23	18,7	14,4	20,7
min.°C	11,8	13,2	15,8	18,7	21,6	24,1	25,3	25,8	25	22,4	17,9	13,3	19,6
Nied.													
max.mm	54	29	16	6	4	3	3	2	8	28	36	49	238
mitt.mm	28	16	10	3	2	1	1	1	3	11	18	26	119
min.mm	9	3	3	1	1	0	0	1	0	1	4	7	30

Cl 80	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	a.
Temp.													
max.°C	10,9	13,7	16,5	20,4	25,2	30,2	33,6	33,3	28,6	22,6	16,4	12,3	22,0
mitt.°C	10,1	12,5	15,3	19,3	23,9	28,9	31,8	31,6	27,7	21,5	15,4	11,3	20,8
min.°C	9,6	11,8	14,3	18,4	22,9	27,8	30,4	30,4	26,7	20,5	14,1	10,7	19,8
Nied.													
max.mm	26	20	22	21	12	5	2	3	11	19	30	27	197
mitt.mm	16	9	14	9	7	2	1	2	7	14	20	17	117
min.mm	9	4	9	3	2	1	1	0	3	7	9	9	57
Cl 81	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	a.
Temp.													
max.°C	13,5	14,5	17,4	21	24,5	26,8	28	27,9	26,3	24	19,6	15,5	21,6
mitt.°C	13,2	14,1	16,9	20,5	23,8	26,2	27,6	27,6	26	23,6	19,4	15,2	21,2
min.°C	12,7	13,4	16,2	19,7	23	25,4	26,9	27,2	25,5	23,1	19	14,8	20,6
Nied.													
max.mm	7	5	6	6	3	3	3	3	2	2	2	6	46
mitt.mm	5	4	5	4	2	2	2	2	1	2	2	5	34
min.mm	4	3	3	3	2	1	1	1	1	1	1	4	24
Cl 82	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	a.
Temp.													
max.°C	10,6	12,1	15,8	20,7	25,5	28,8	30,2	31	28,4	23,8	17,6	12,4	21,4
mitt.°C	10,4	12	15,8	20,6	25,3	28,6	30	30,8	28,3	23,8	17,4	12,2	21,3
min.°C	10,2	11,9	15,7	20,4	25,1	28,3	29,8	30,5	28,1	23,7	17,2	11,9	21,1
Nied.													
max.mm	3	3	4	7	4	1	1	1	1	1	3	2	30
mitt.mm	2	3	4	5	3	1	1	1	1	1	2	2	24
min.mm	2	2	3	4	2	1	1	1	1	1	2	2	20
Cl 83	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	a.
Temp.													
max.°C	10,9	14,1	17,2	21,5	26,3	31,9	34,5	34,2	29,6	23,2	16,7	11,9	22,7
mitt.°C	10,2	13	16,2	20,8	25,5	31,1	33,3	32,8	29	22,4	15,7	11,3	21,8
min.°C	9,3	12,3	15,2	19,6	24,4	30,2	31,8	31,4	28,2	21,3	14,6	10,5	20,7
Nied.													
max.mm	9	5	9	6	4	2	1	2	4	10	15	11	77
mitt.mm	6	3	5	2	2	1	1	1	2	5	7	4	37
min.mm	3	1	3	1	0	0	1	0	1	2	3	1	15

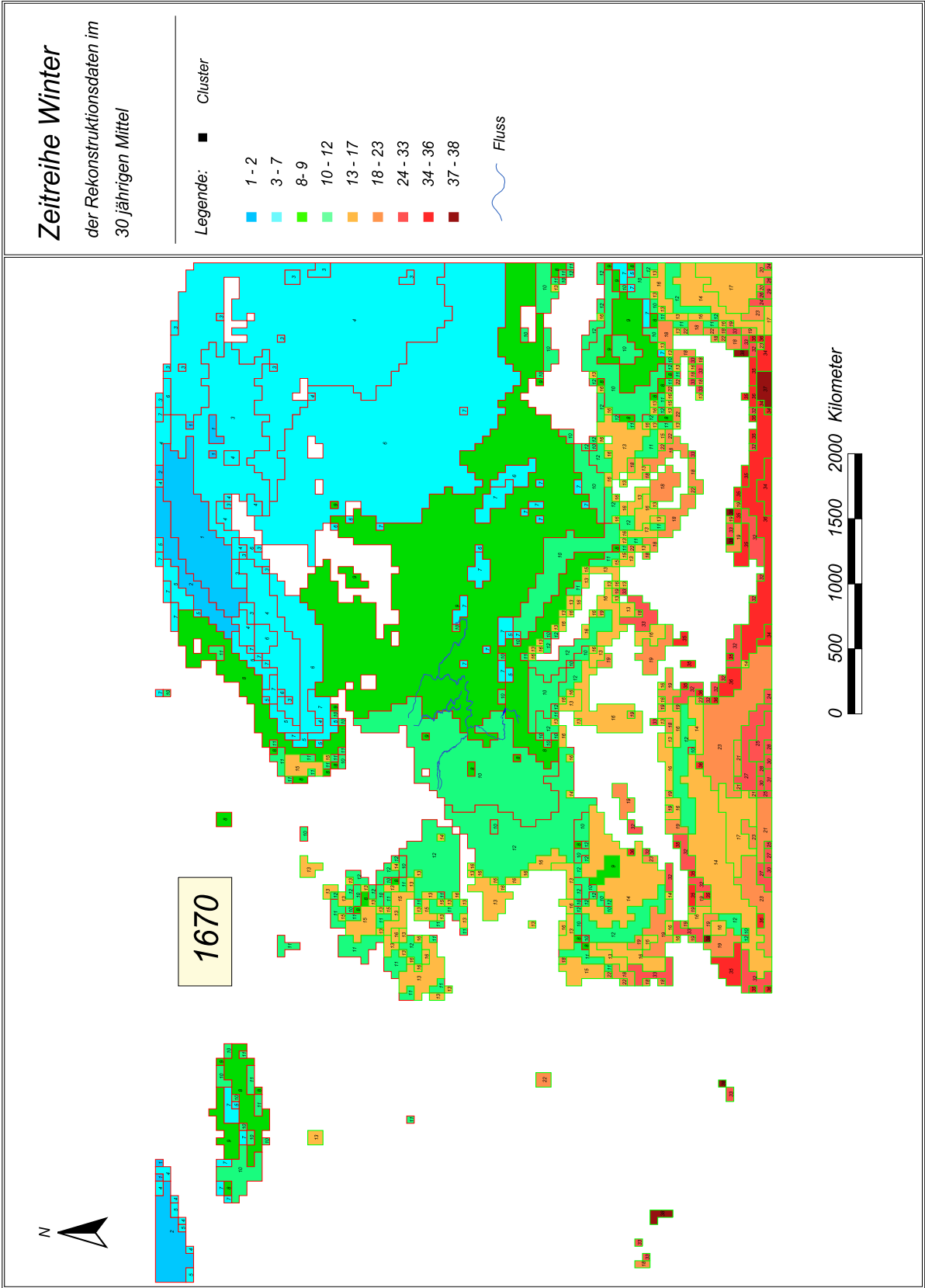


Abb. 14-88 Die Winter-Klimasituation der Periode 1670 - 1699.

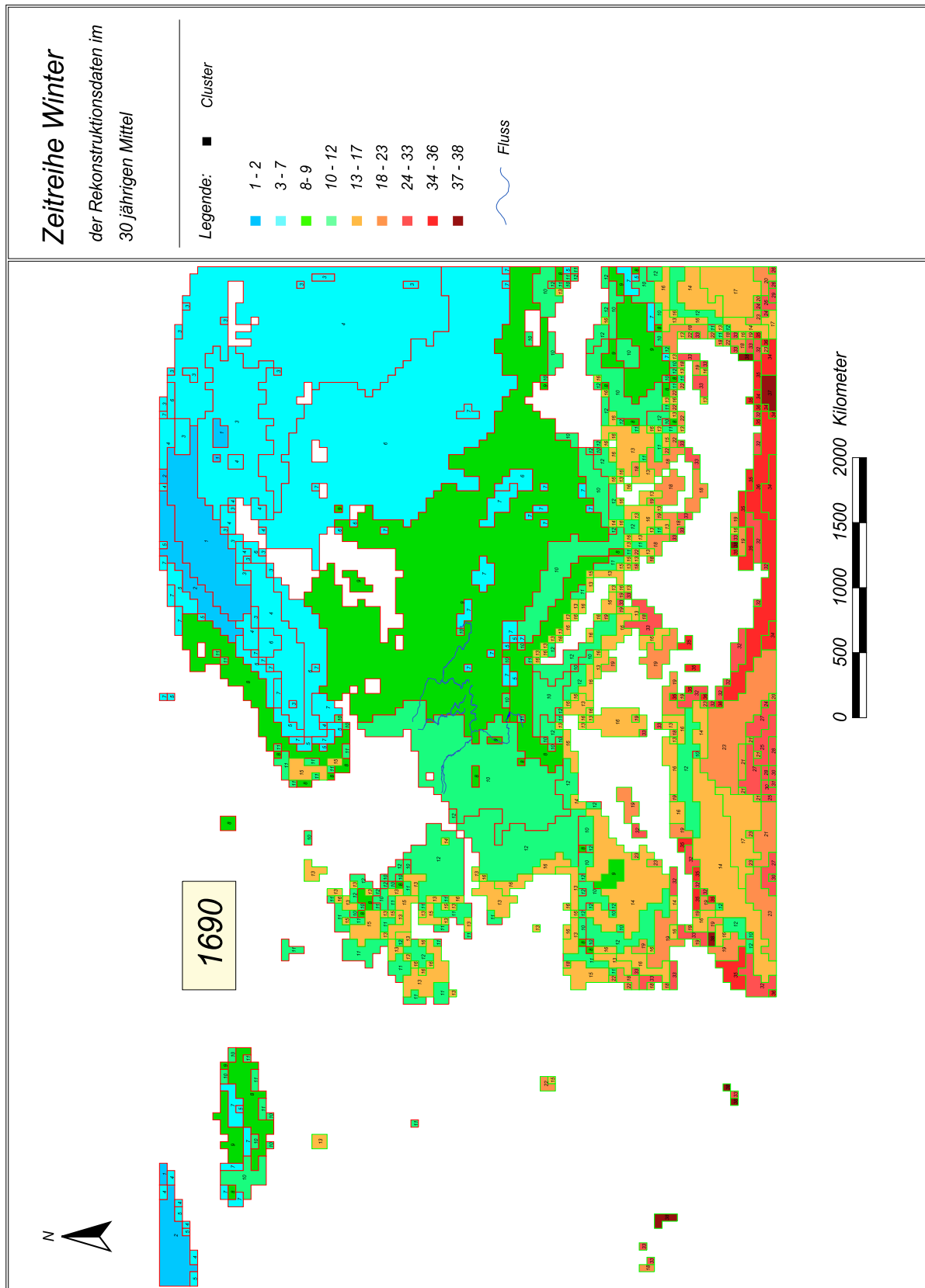


Abb. 14-89 Die Winter-Klimasituation der Periode 1690 - 1719.

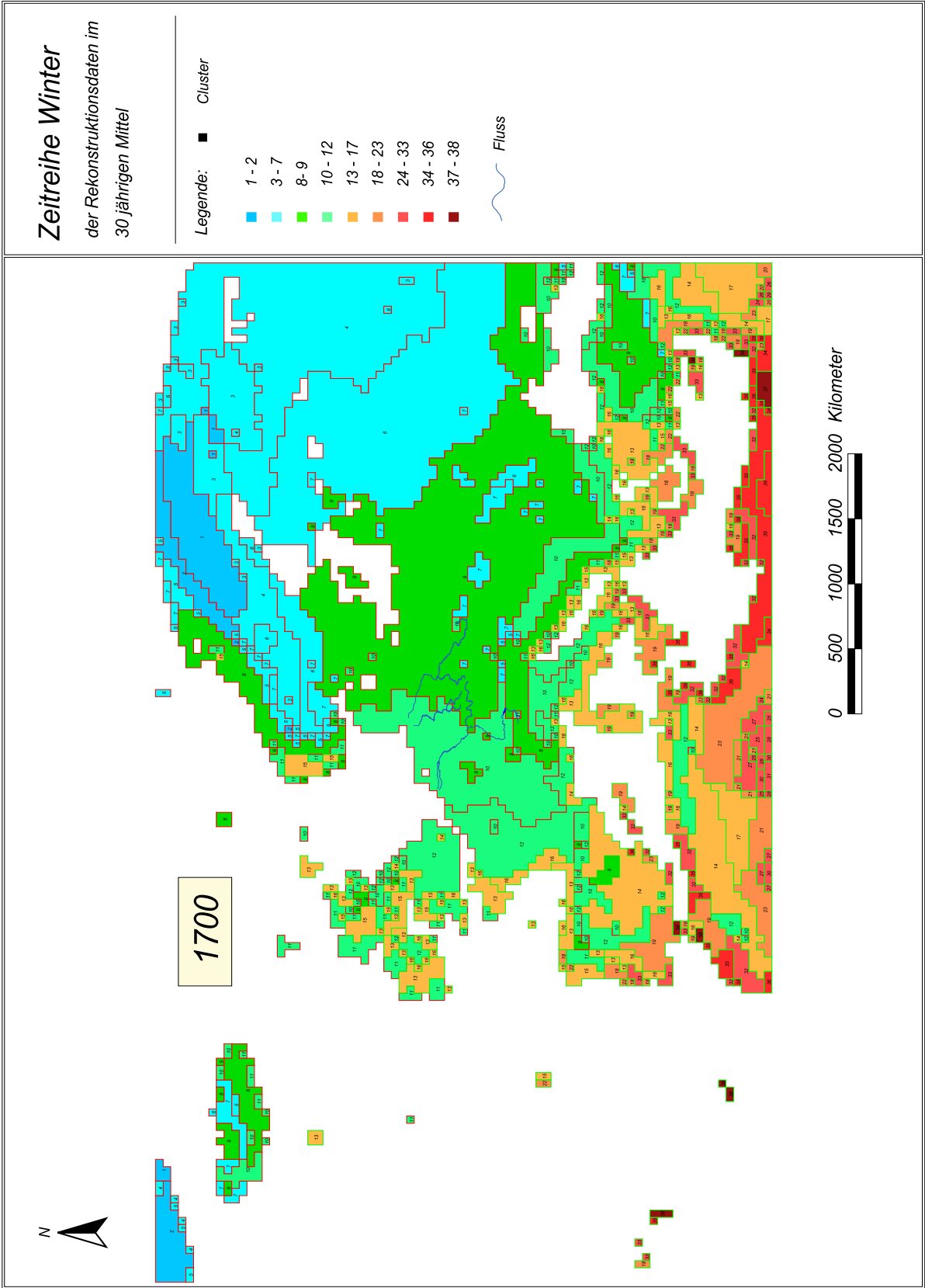


Abb. 14-90 Die Winter-Klimasituation der Periode 1700 - 1729.

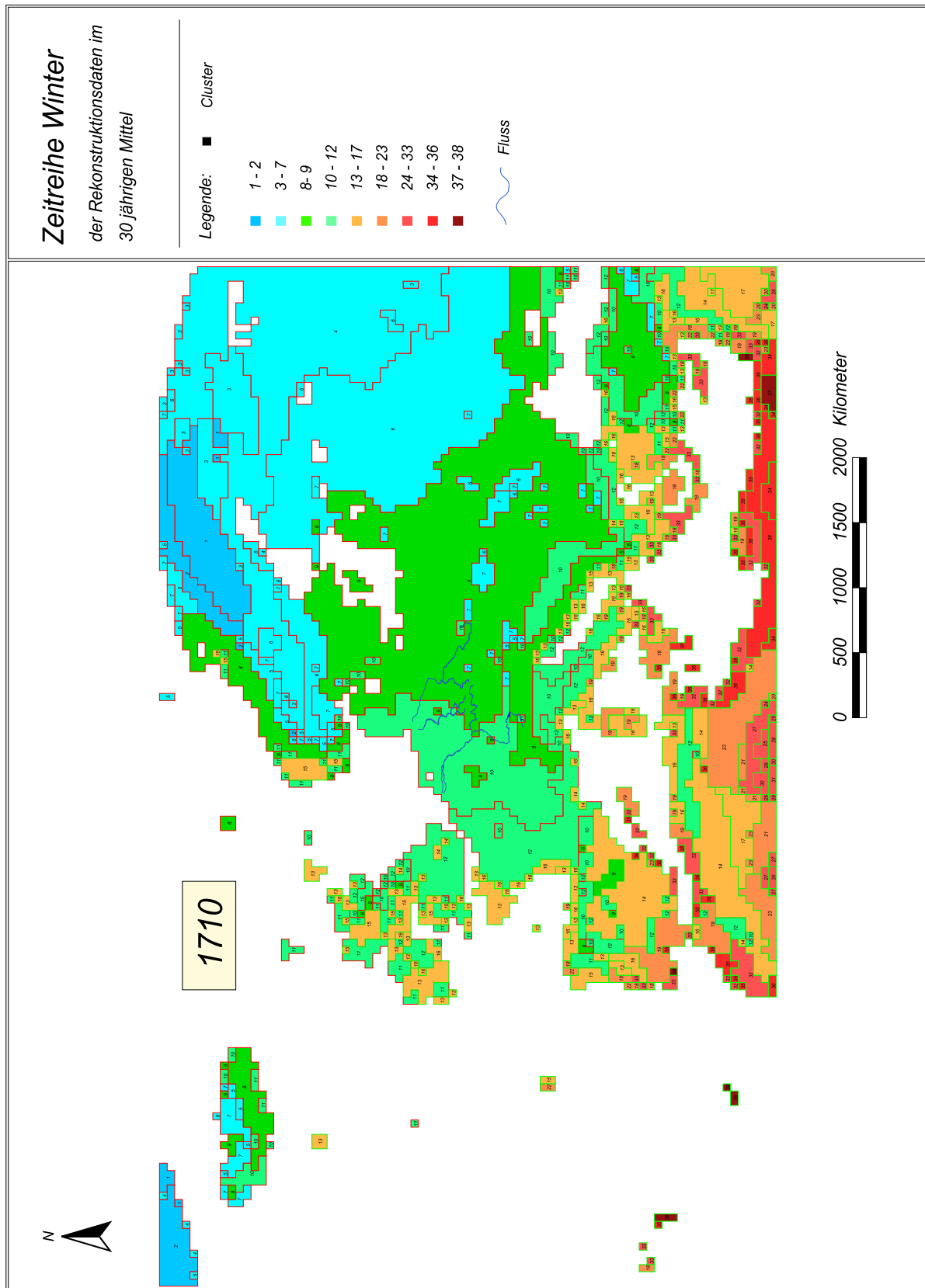


Abb. 14-91 Die Winter-Klimasituation der Periode 1710 - 1739.

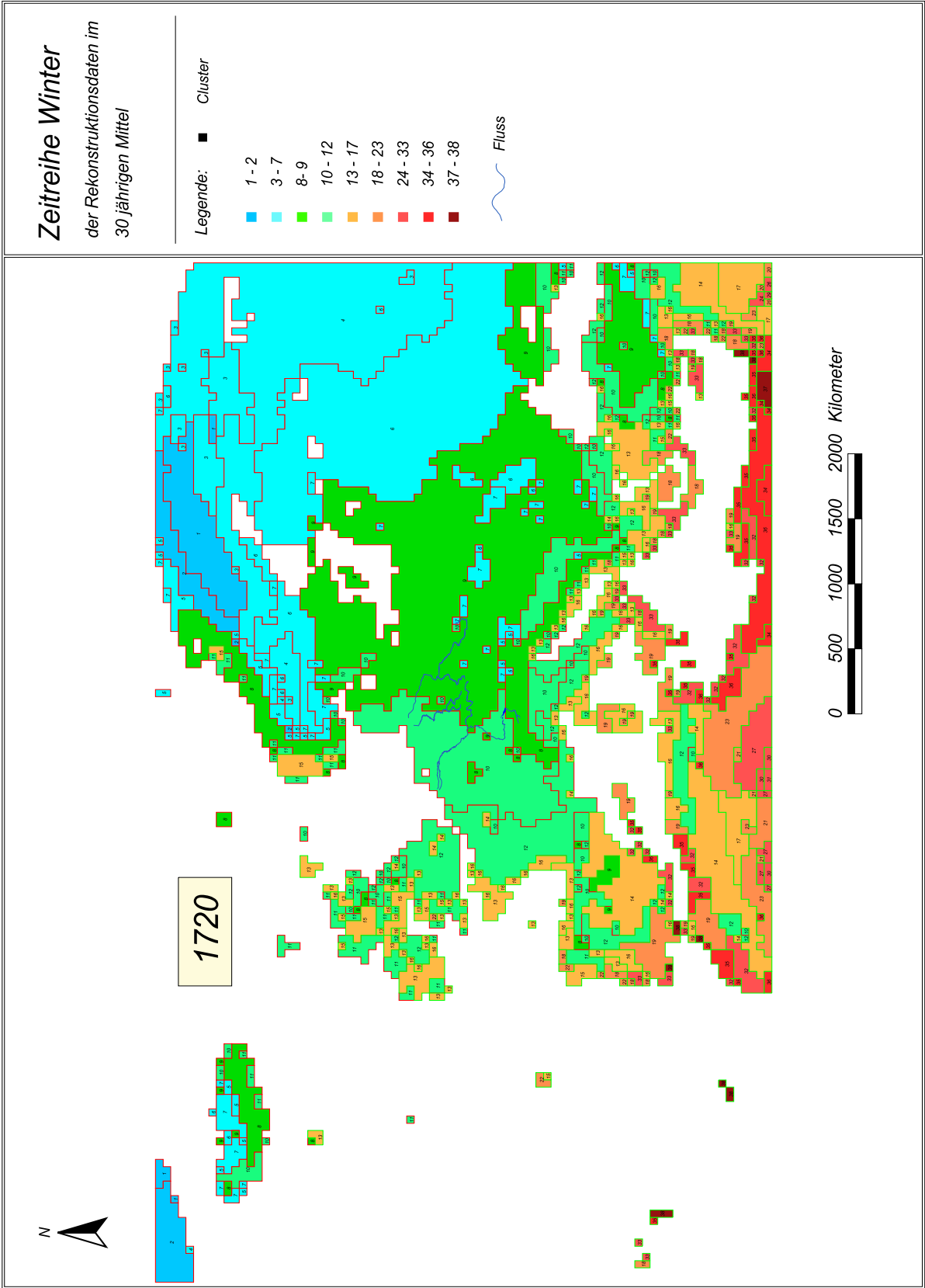


Abb. 14-92 Die Winter-Klimasituation der Periode 1720 - 1749.

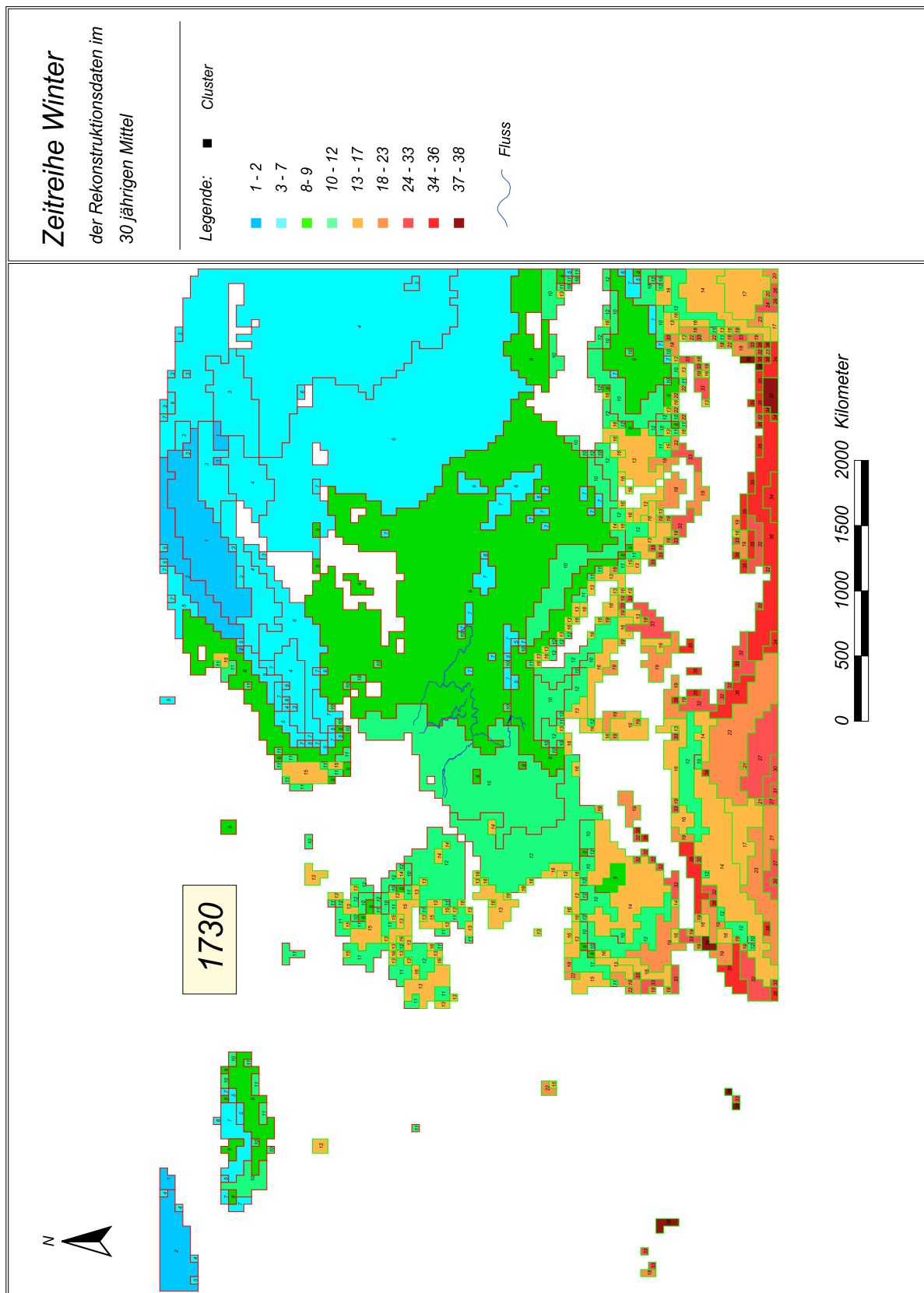


Abb. 14-93 Die Winter-Klimasituation der Periode 1730 - 1759.

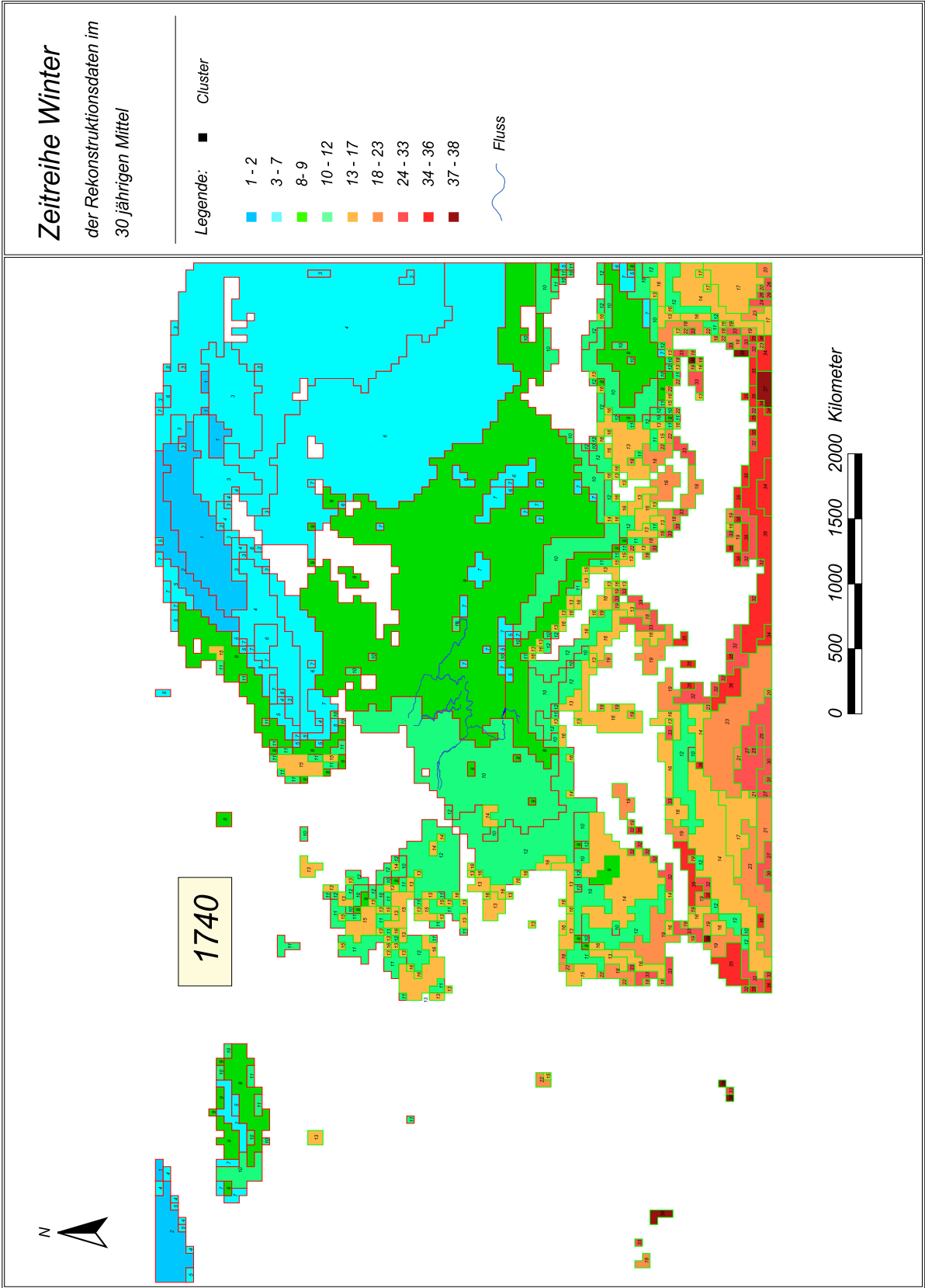


Abb. 14-94 Die Winter-Klimasituation der Periode 1740 - 1769.

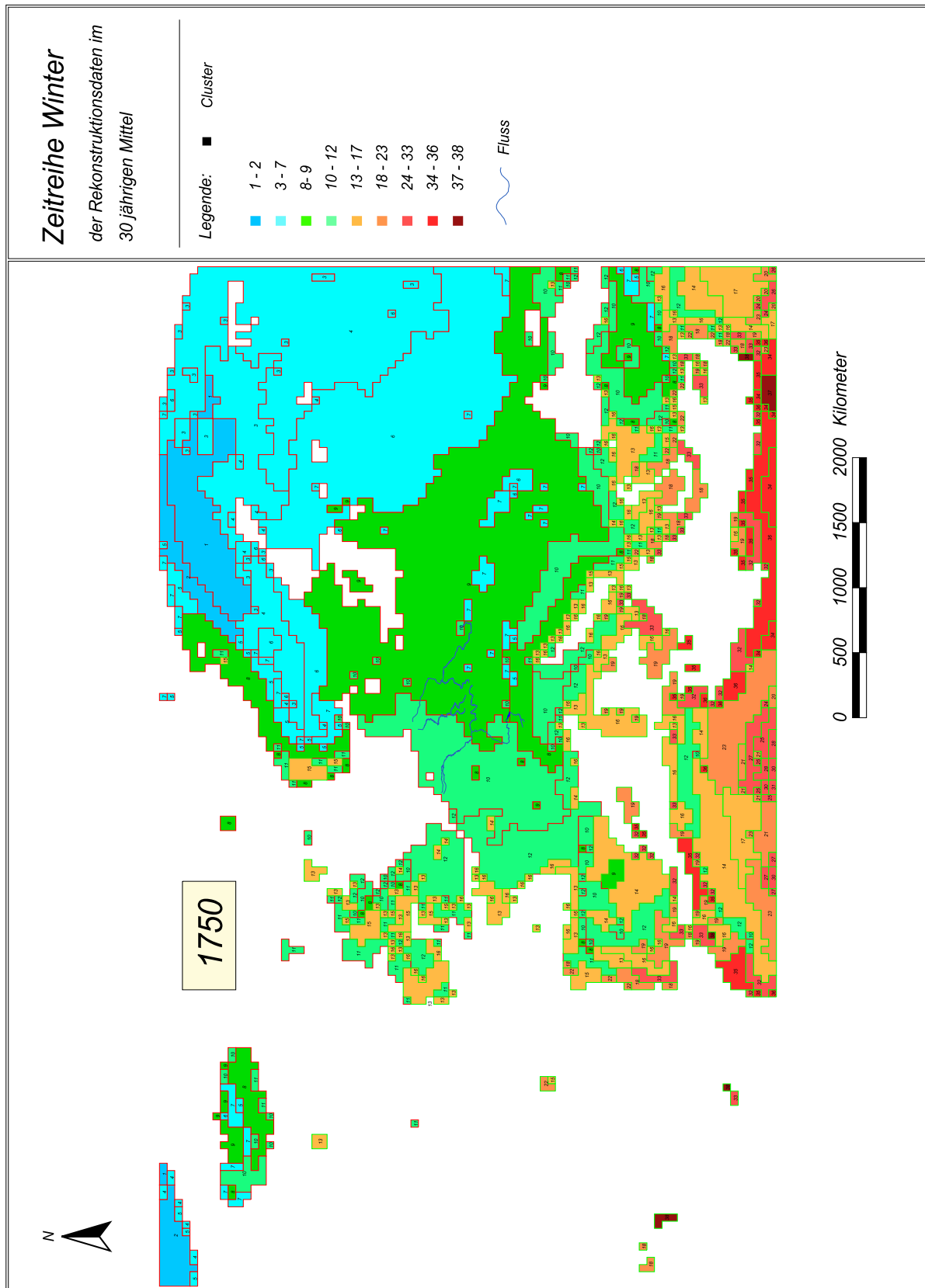


Abb. 14-95 Die Winter-Klimasituation der Periode 1750 - 1779.

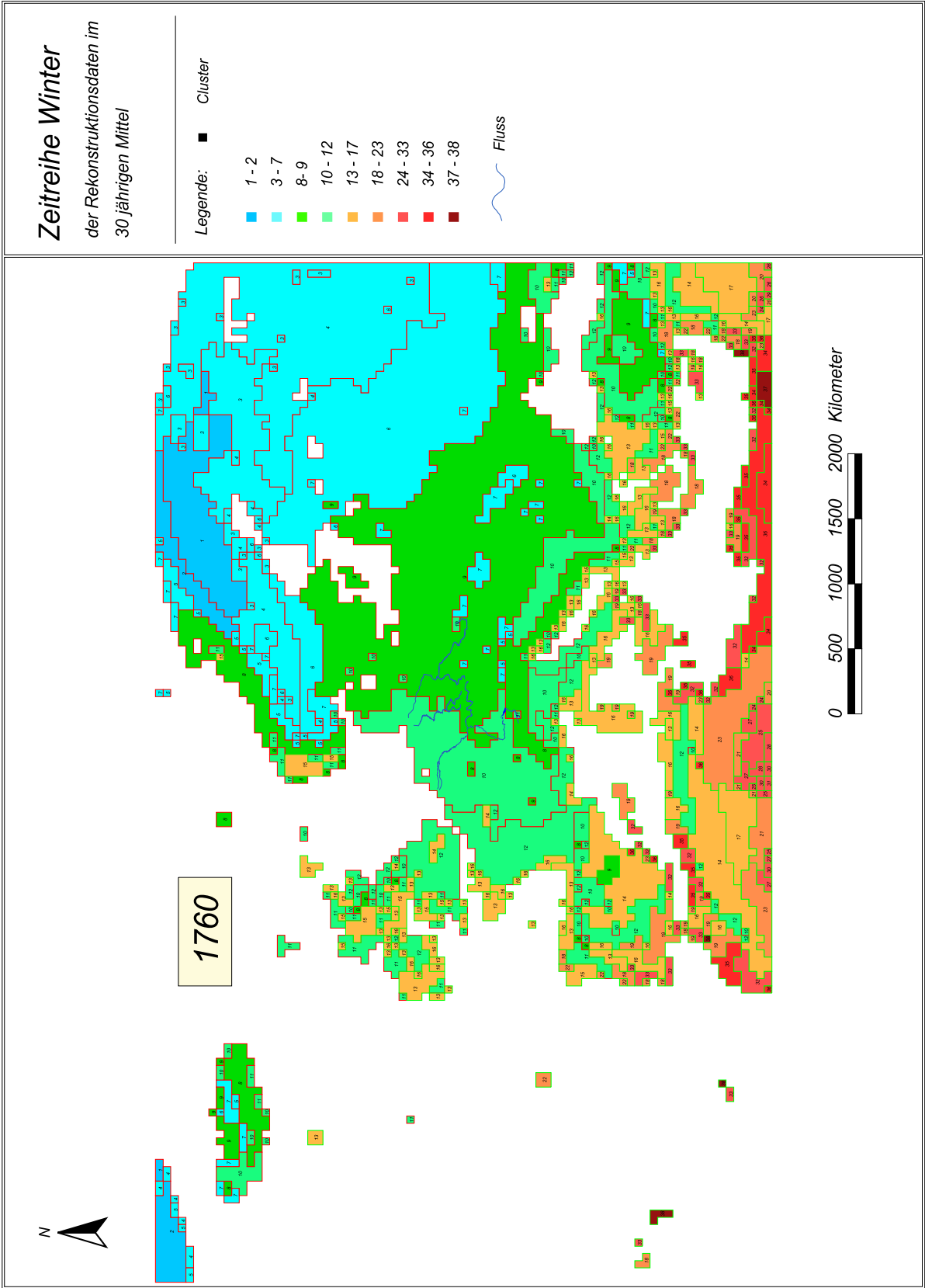


Abb. 14-96 Die Winter-Klimasituation der Periode 1760 - 1789.

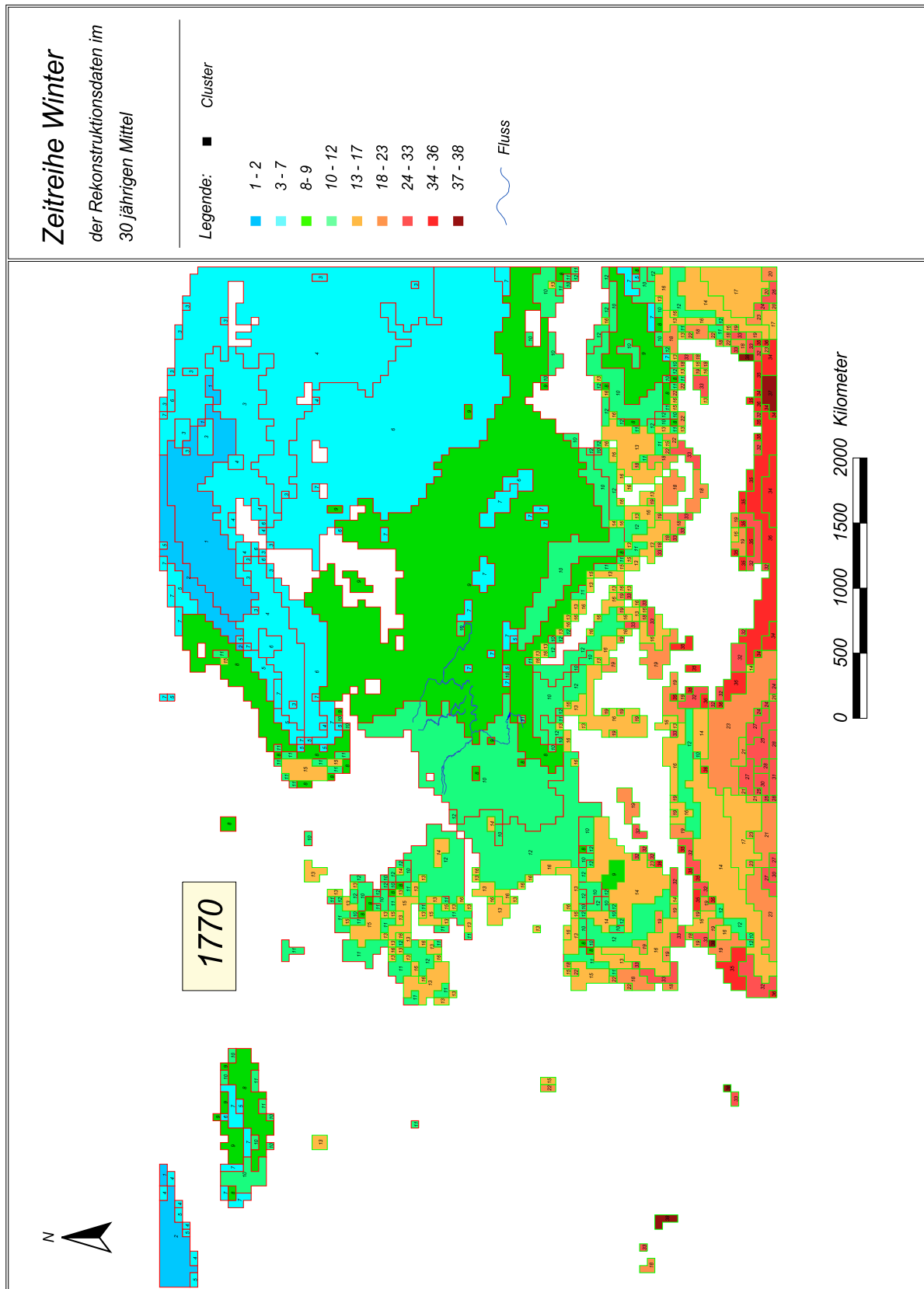


Abb. 14-97 Die Winter-Klimasituation der Periode 1770 - 1799.

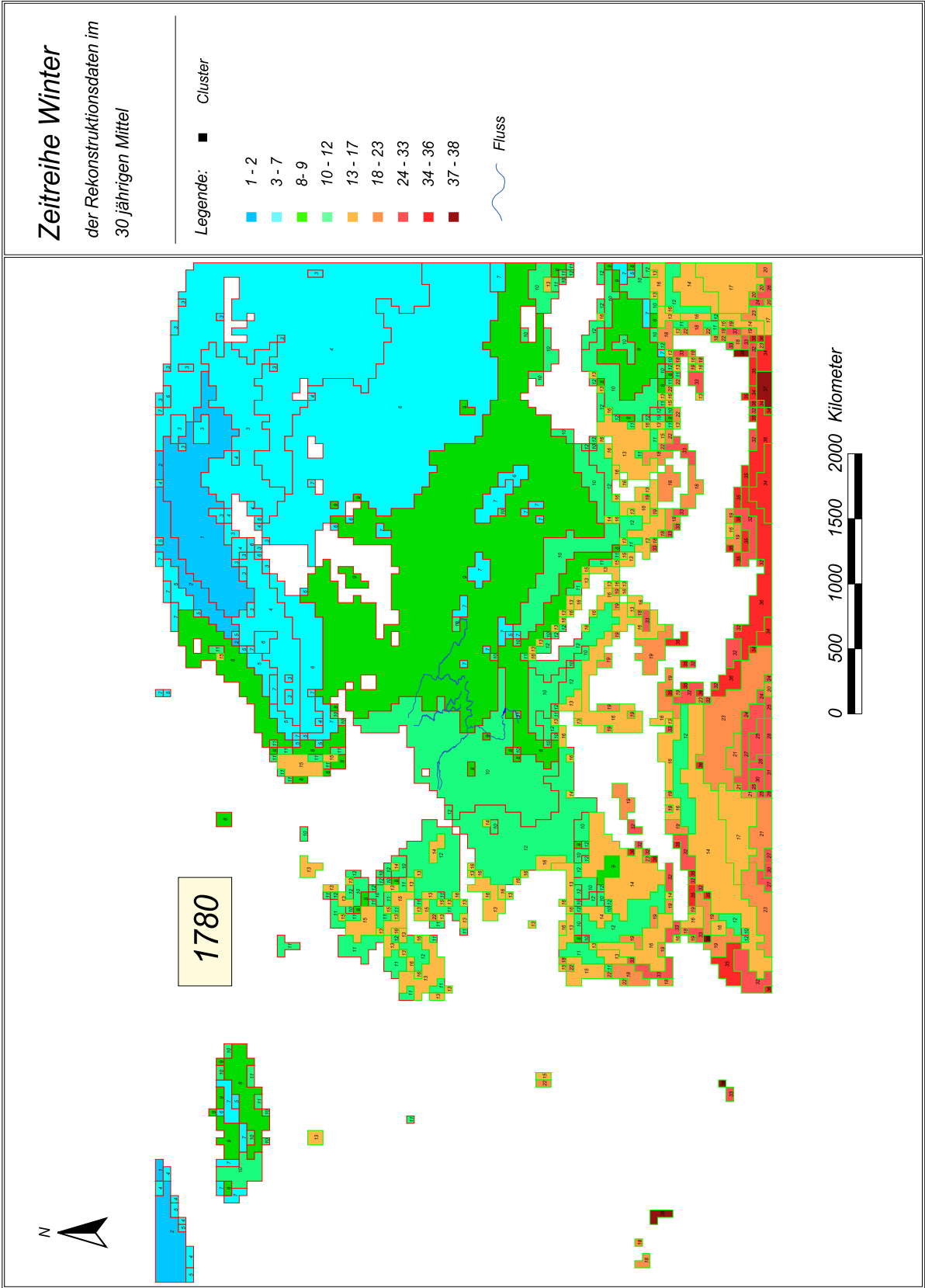


Abb. 14-98 Die Winter-Klimasituation der Periode 1780 - 1809.

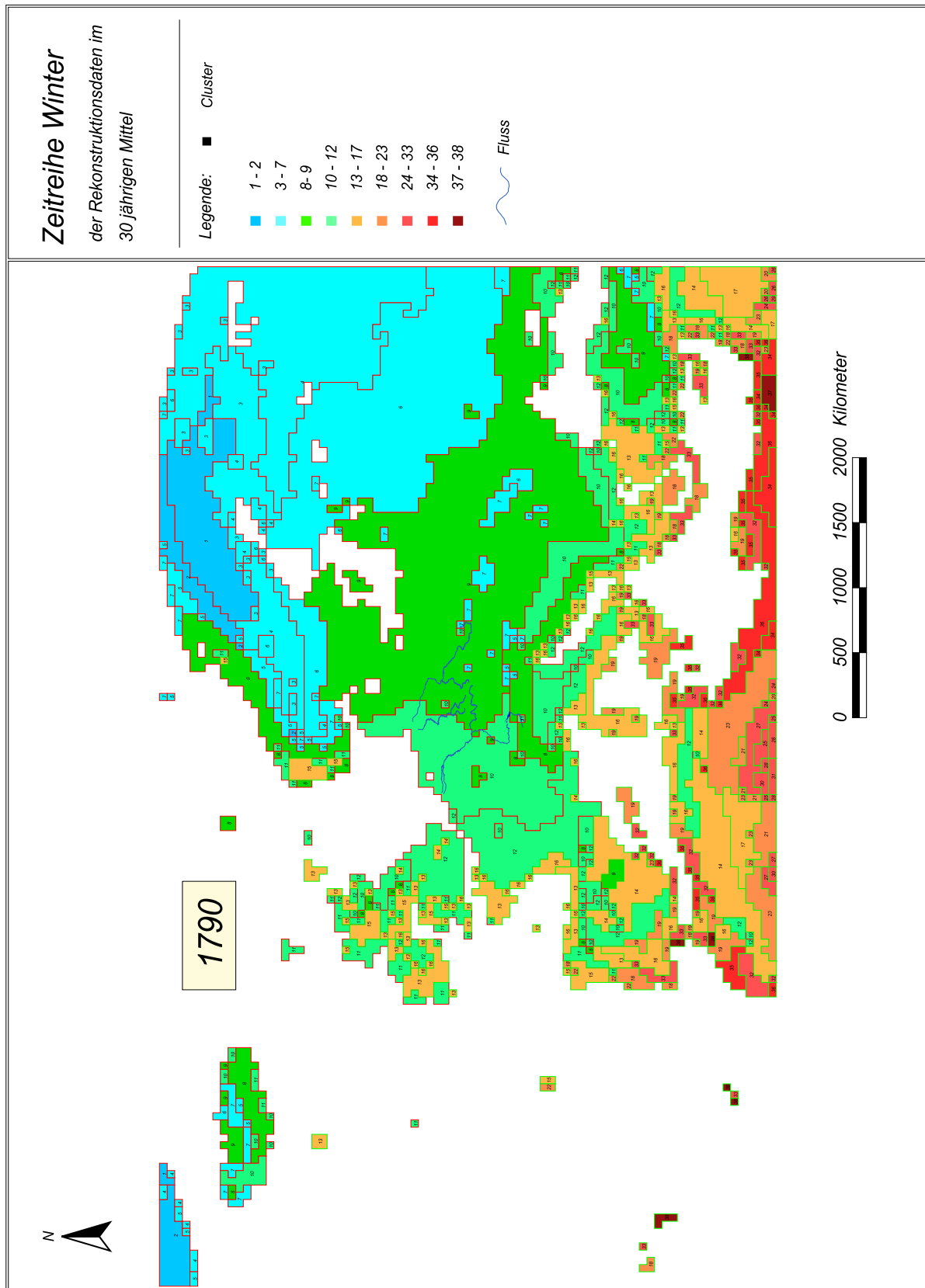


Abb. 14-99 Die Winter-Klimasituation der Periode 1790 - 1719.

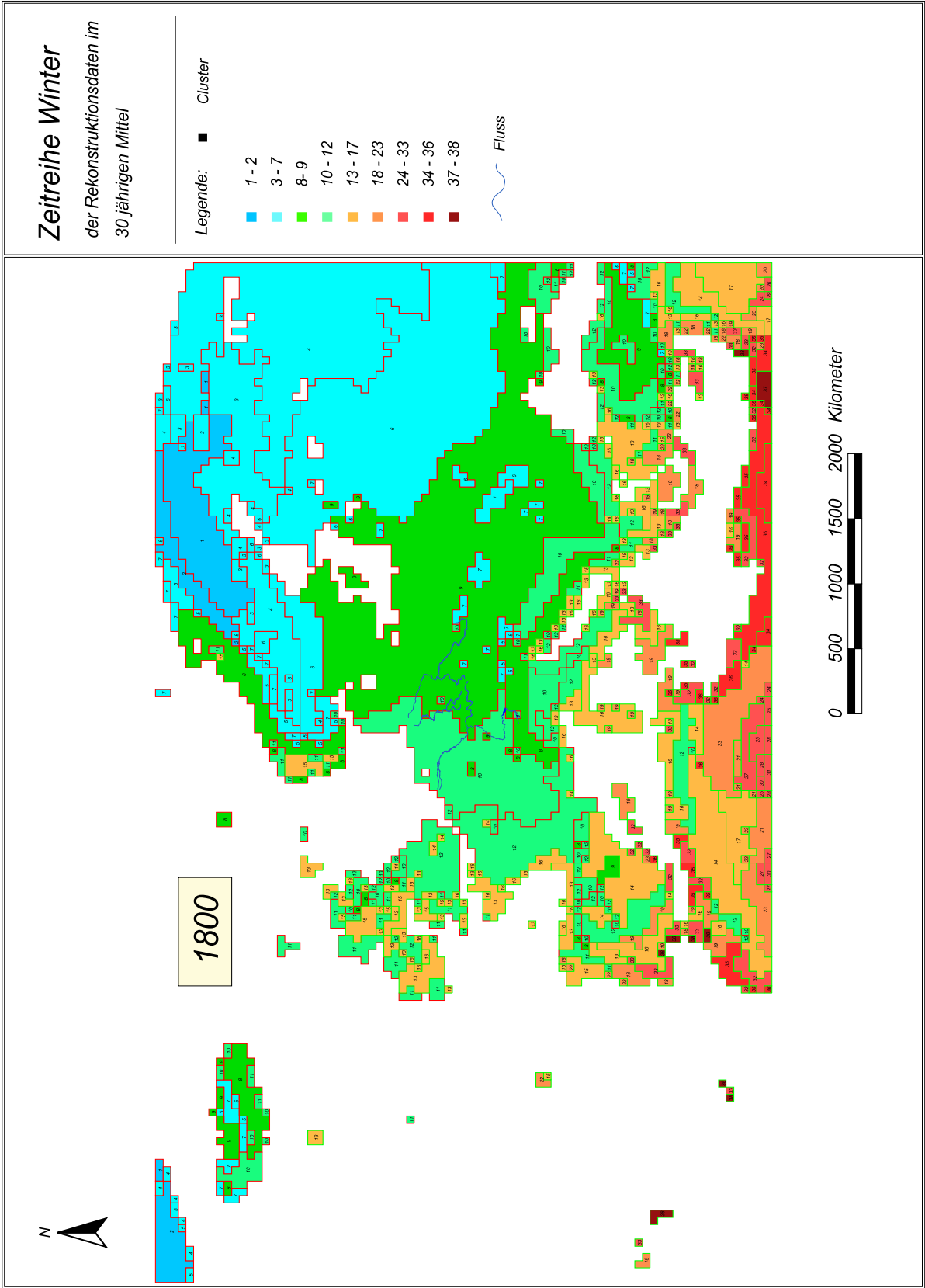


Abb. 14-100 Die Winter-Klimasituation der Periode 1800 - 1829.

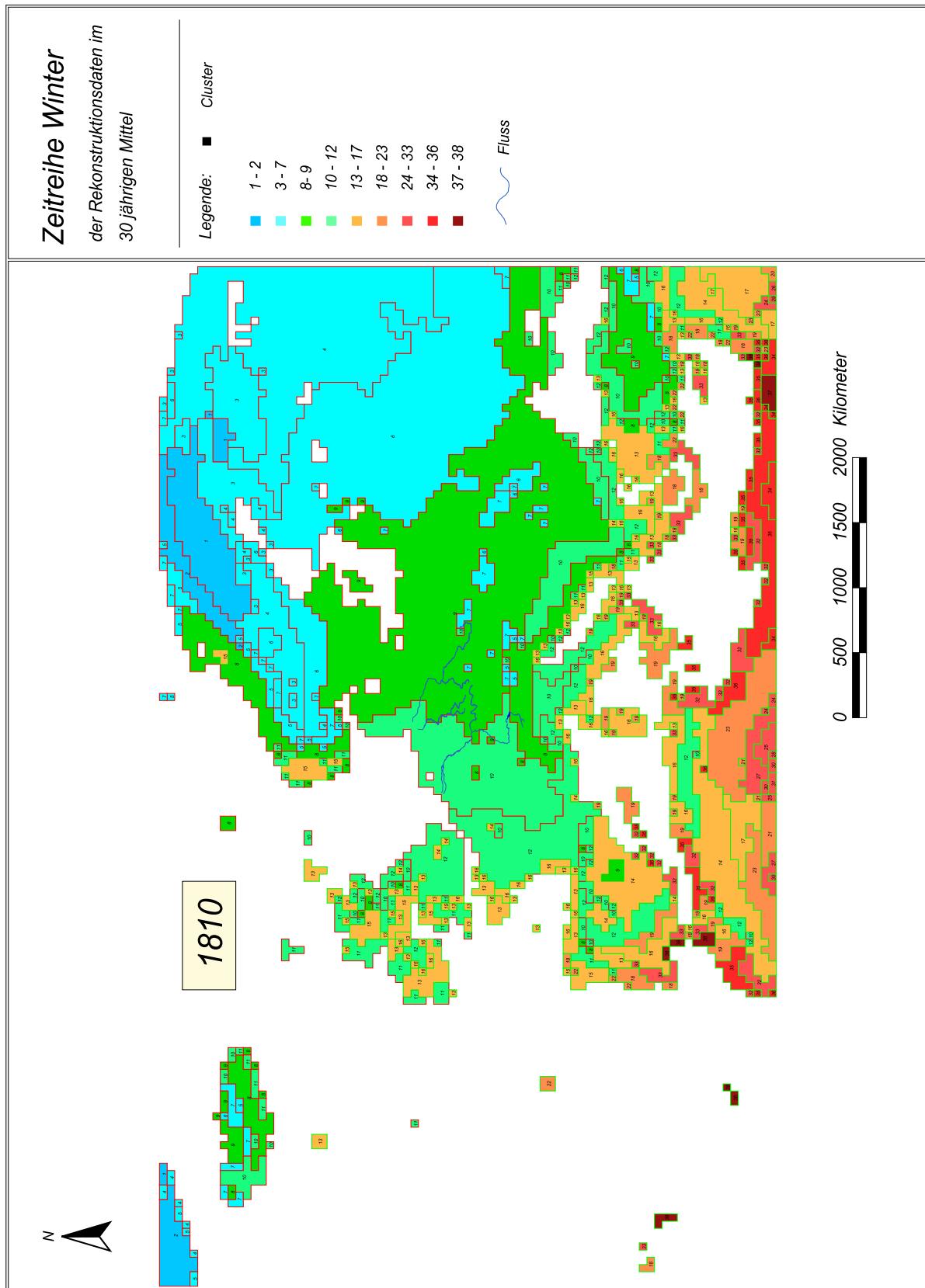


Abb. 14-101 Die Winter-Klimasituation der Periode 1810 - 1839.

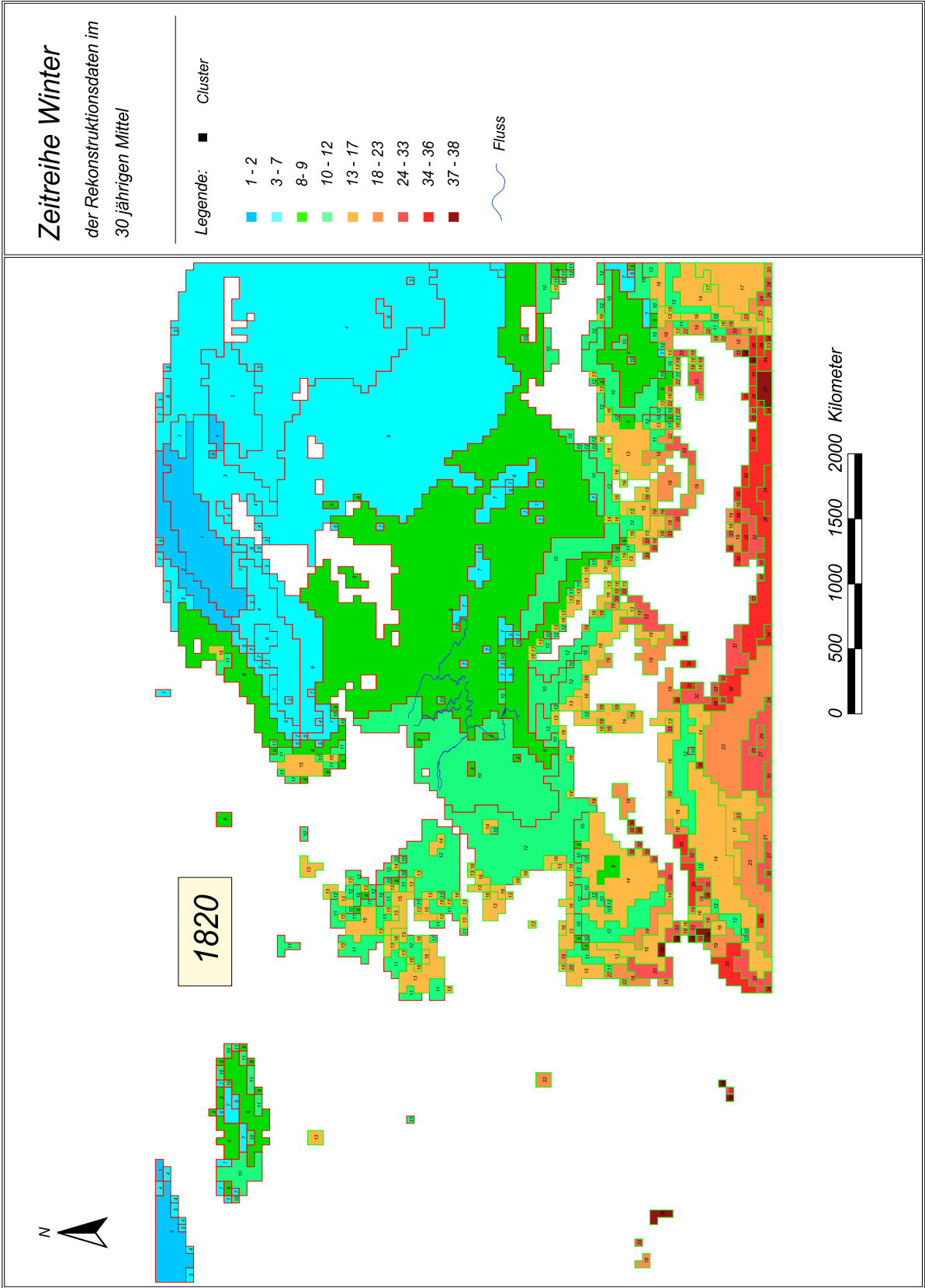


Abb. 14-102 Die Winter-Klimasituation der Periode 1820 - 1849.

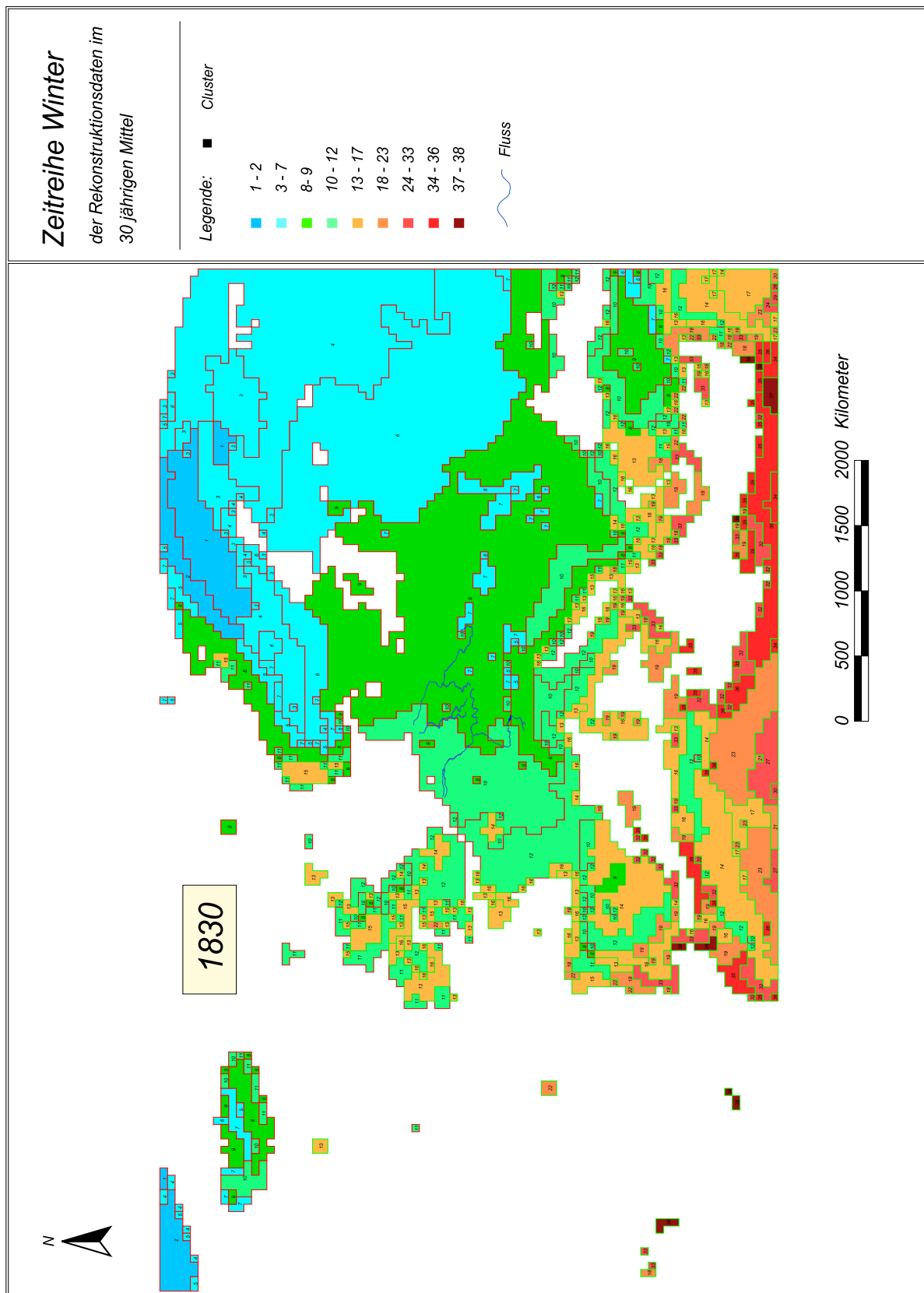


Abb. 14-103 Die Winter-Klimasituation der Periode 1830 - 1859.

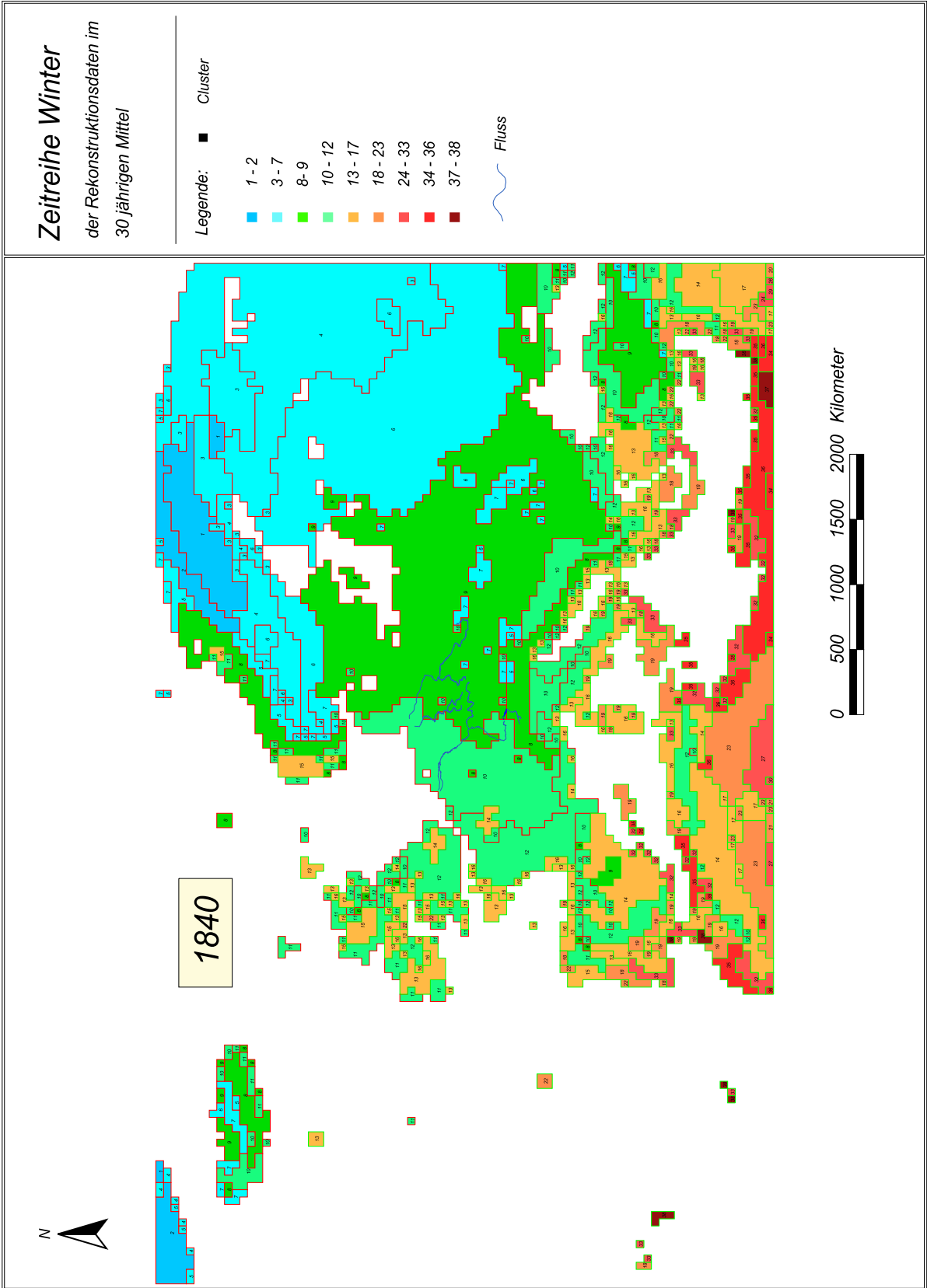


Abb. 14-104 Die Winter-Klimasituation der Periode 1840 - 1869.

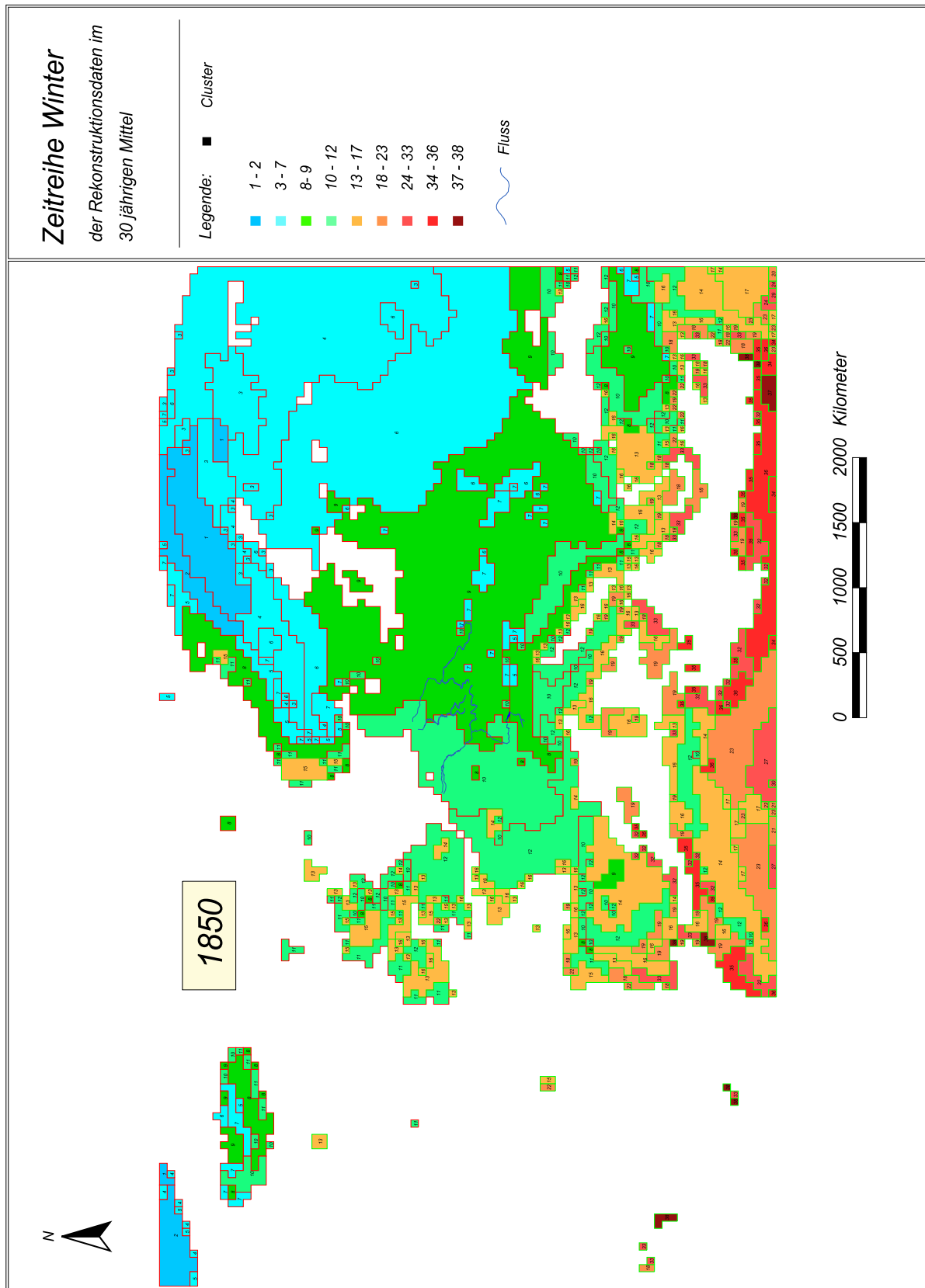


Abb. 14-105 Die Winter-Klimasituation der Periode 1850 - 1879.

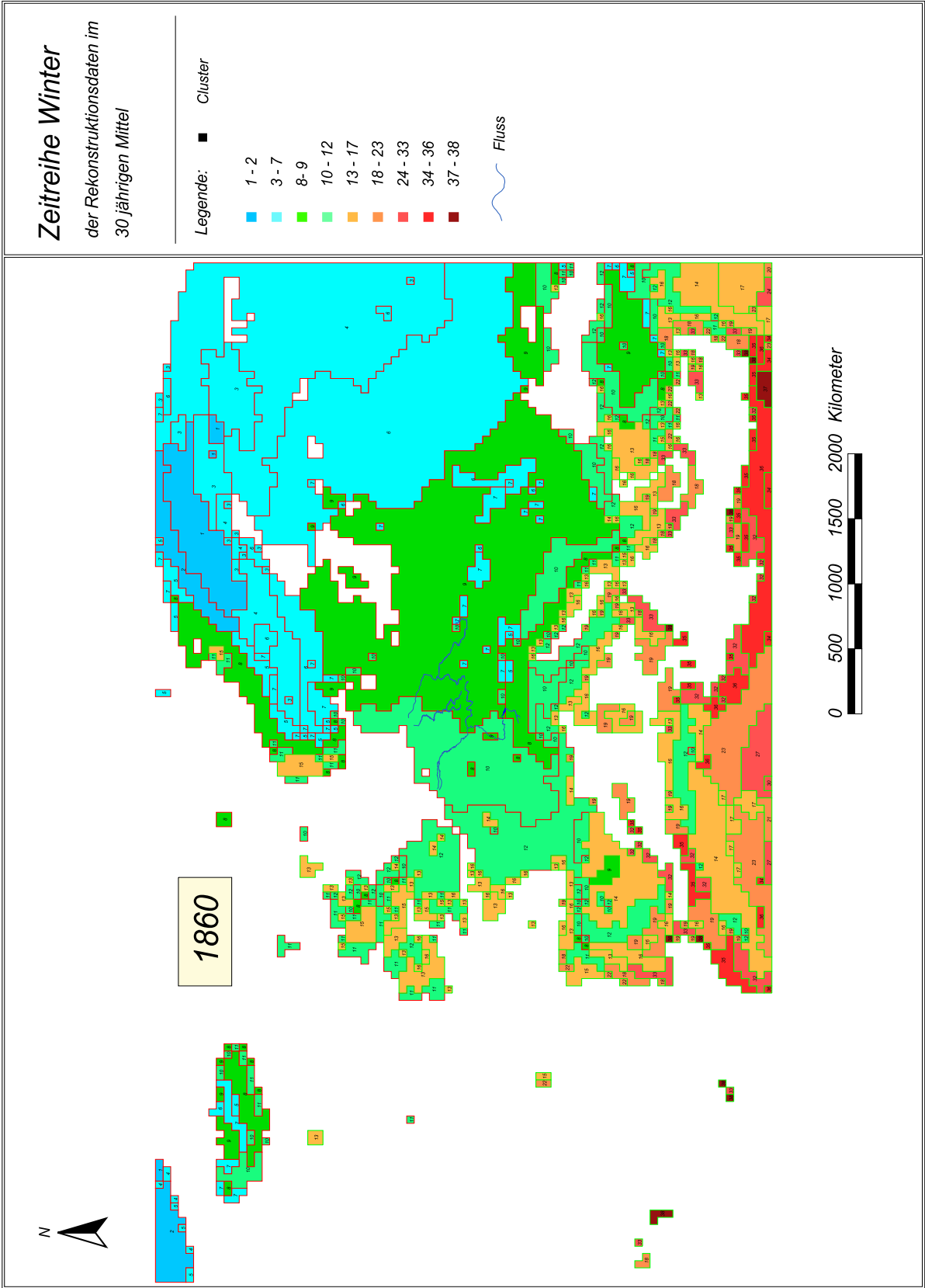


Abb. 14-106 Die Winter-Klimasituation der Periode 1860 - 1889.

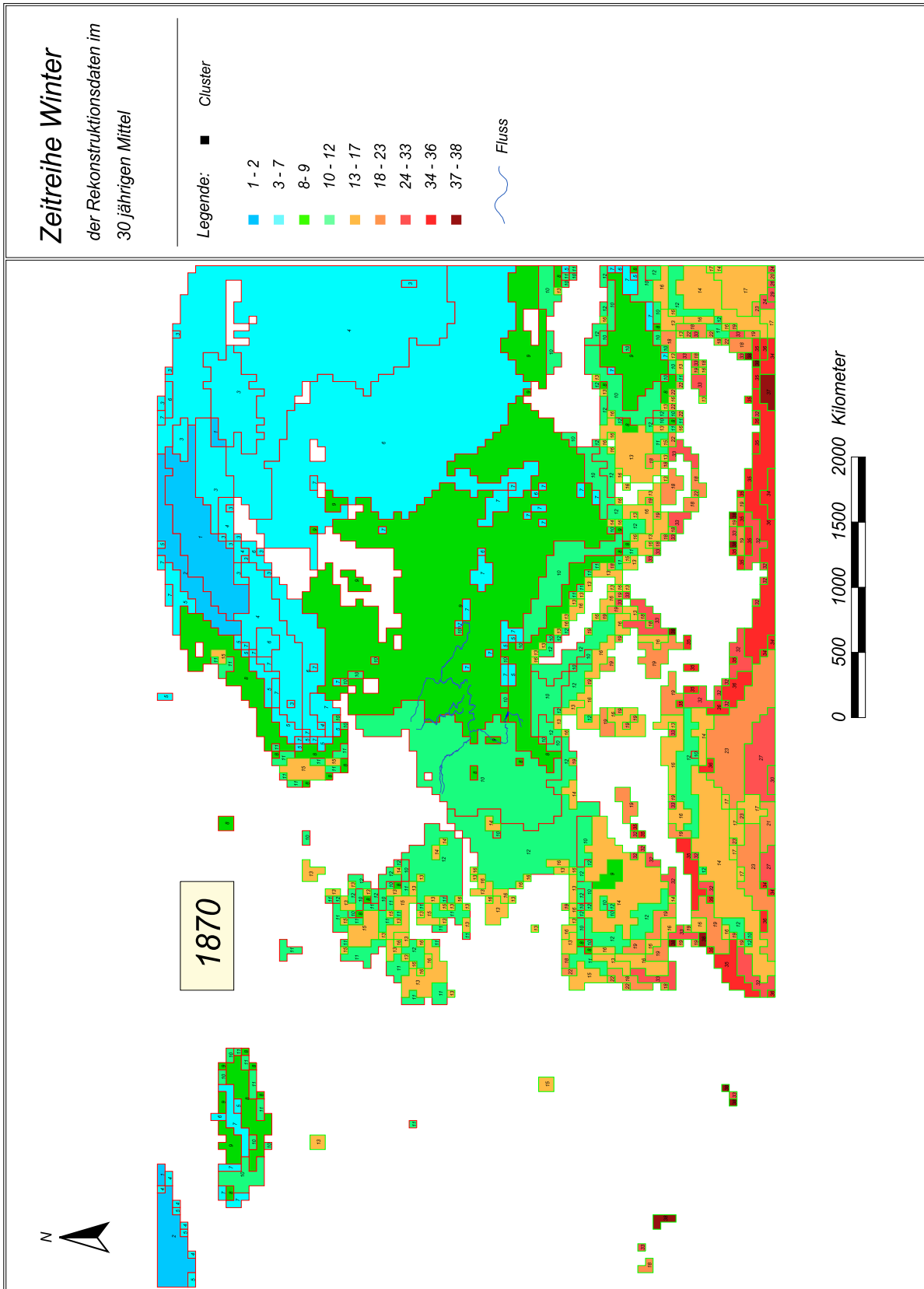


Abb. 14-107 Die Winter-Klimasituation der Periode 1870 - 1899.

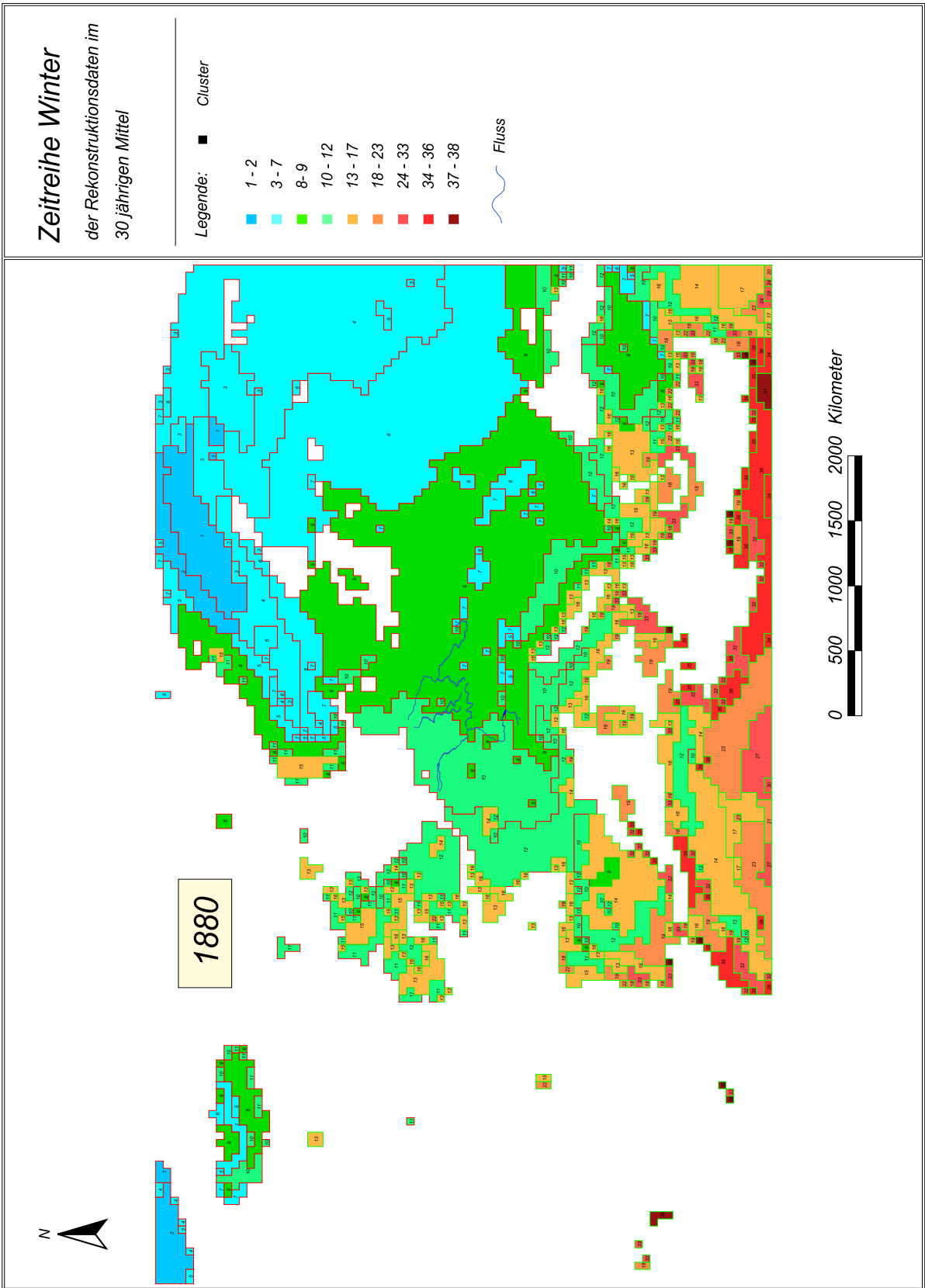


Abb. 14-108 Die Winter-Klimasituation der Periode 1880 - 1909.

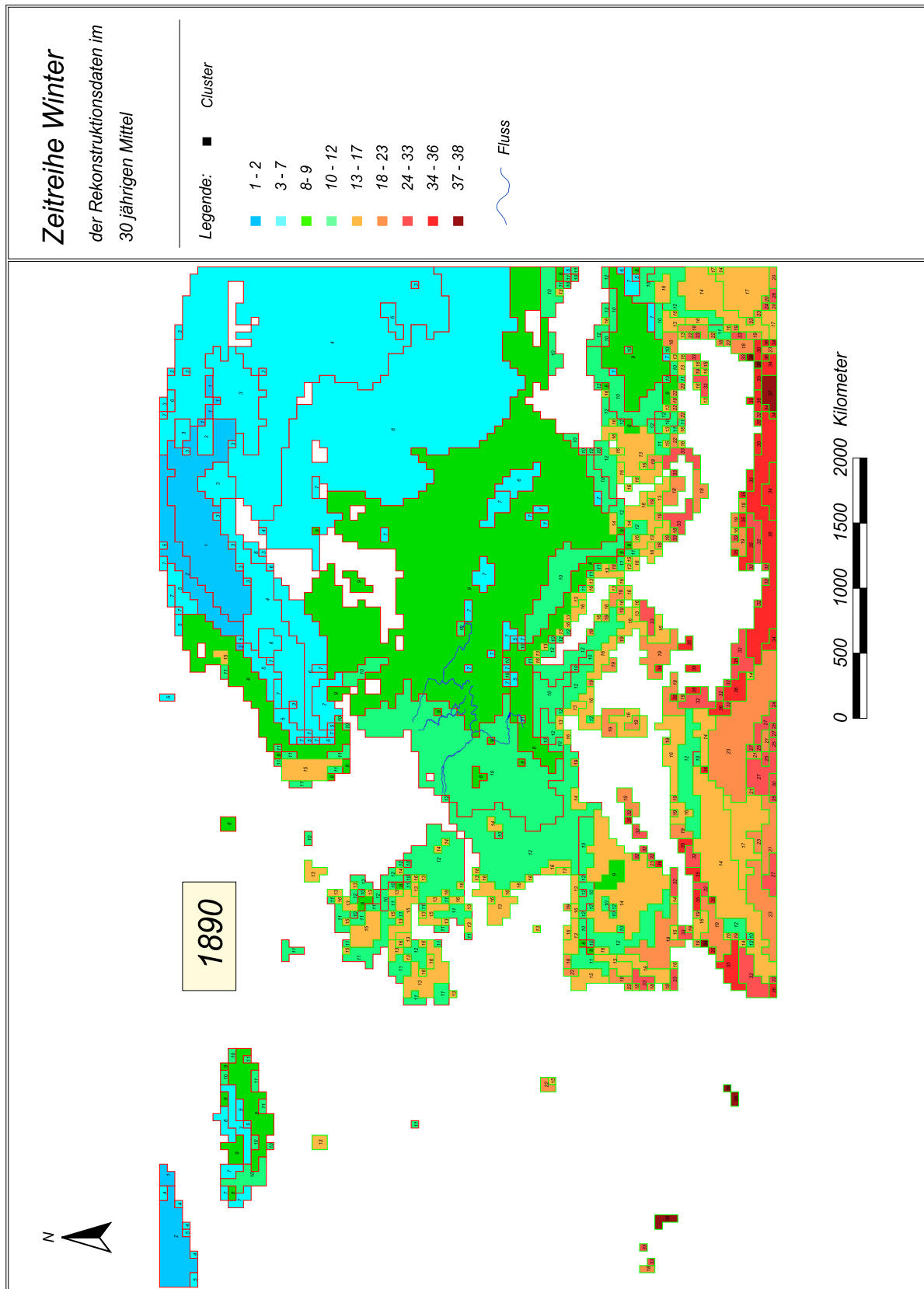


Abb. 14-109 Die Winter-Klimasituation der Periode 1890 - 1919.

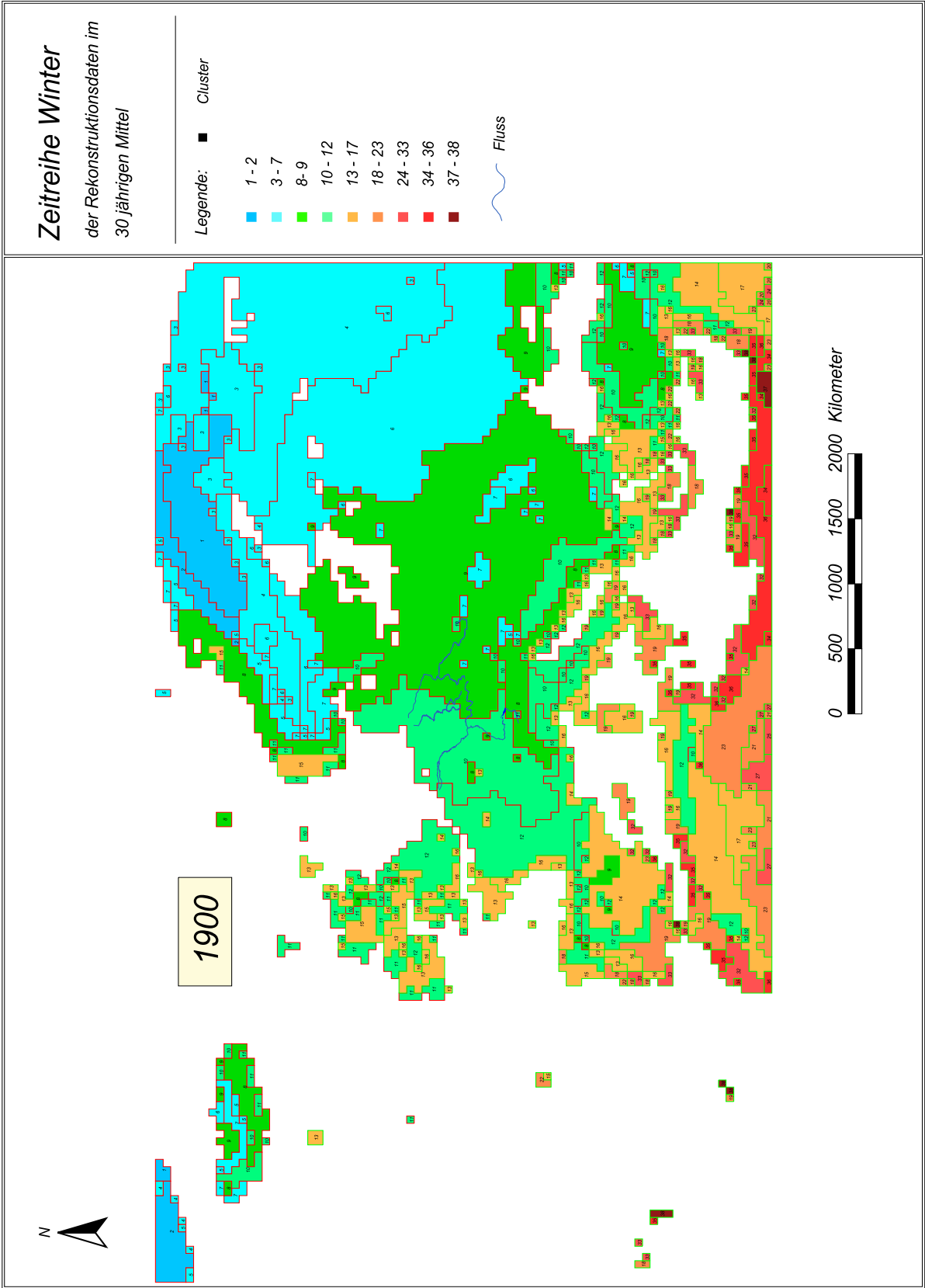


Abb. 14-110 Die Winter-Klimasituation der Periode 1900 - 1929.

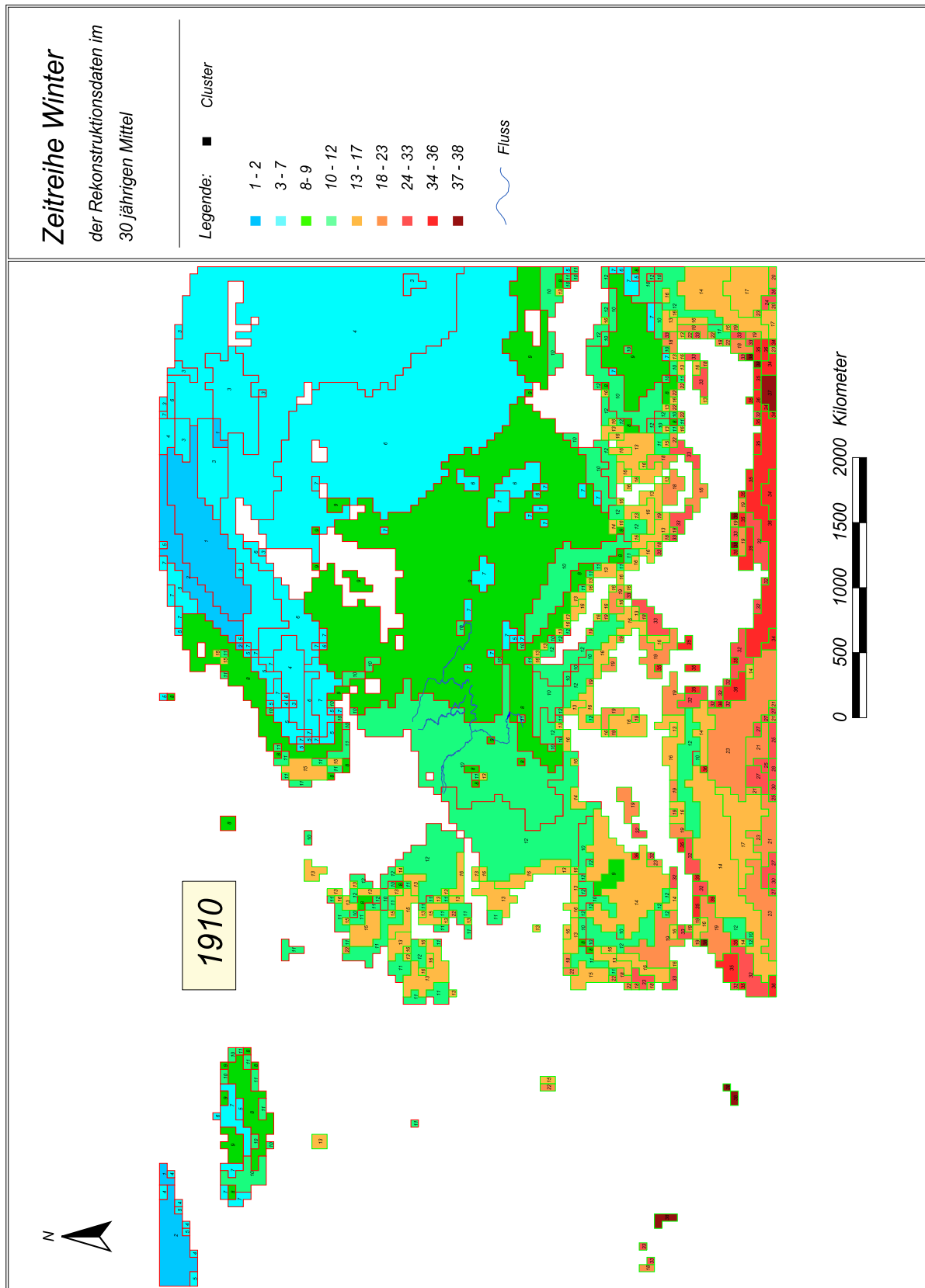


Abb. 14-111 Die Winter-Klimasituation der Periode 1910 - 1939.

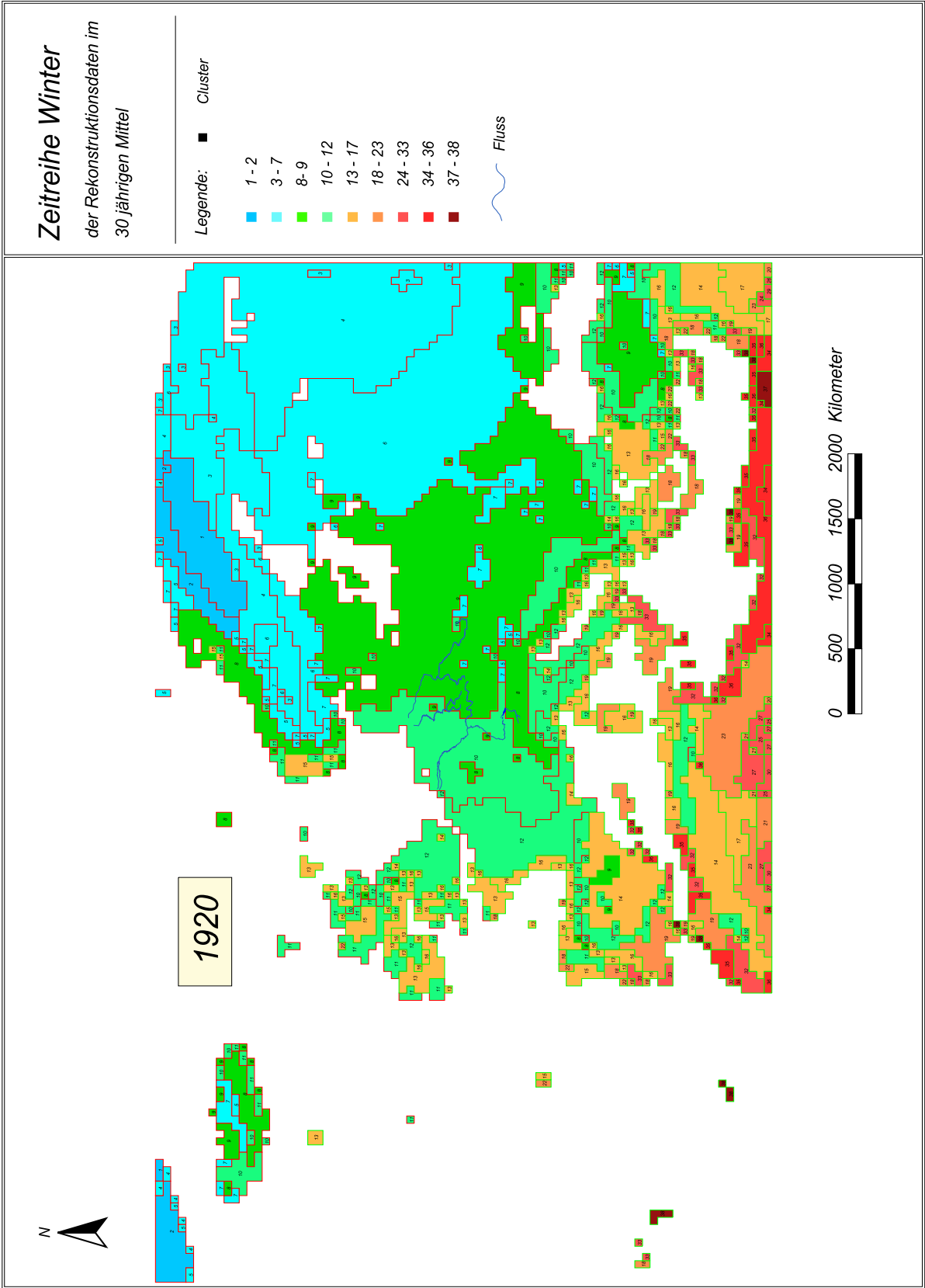


Abb. 14-112 Die Winter-Klimasituation der Periode 1920 - 1949.

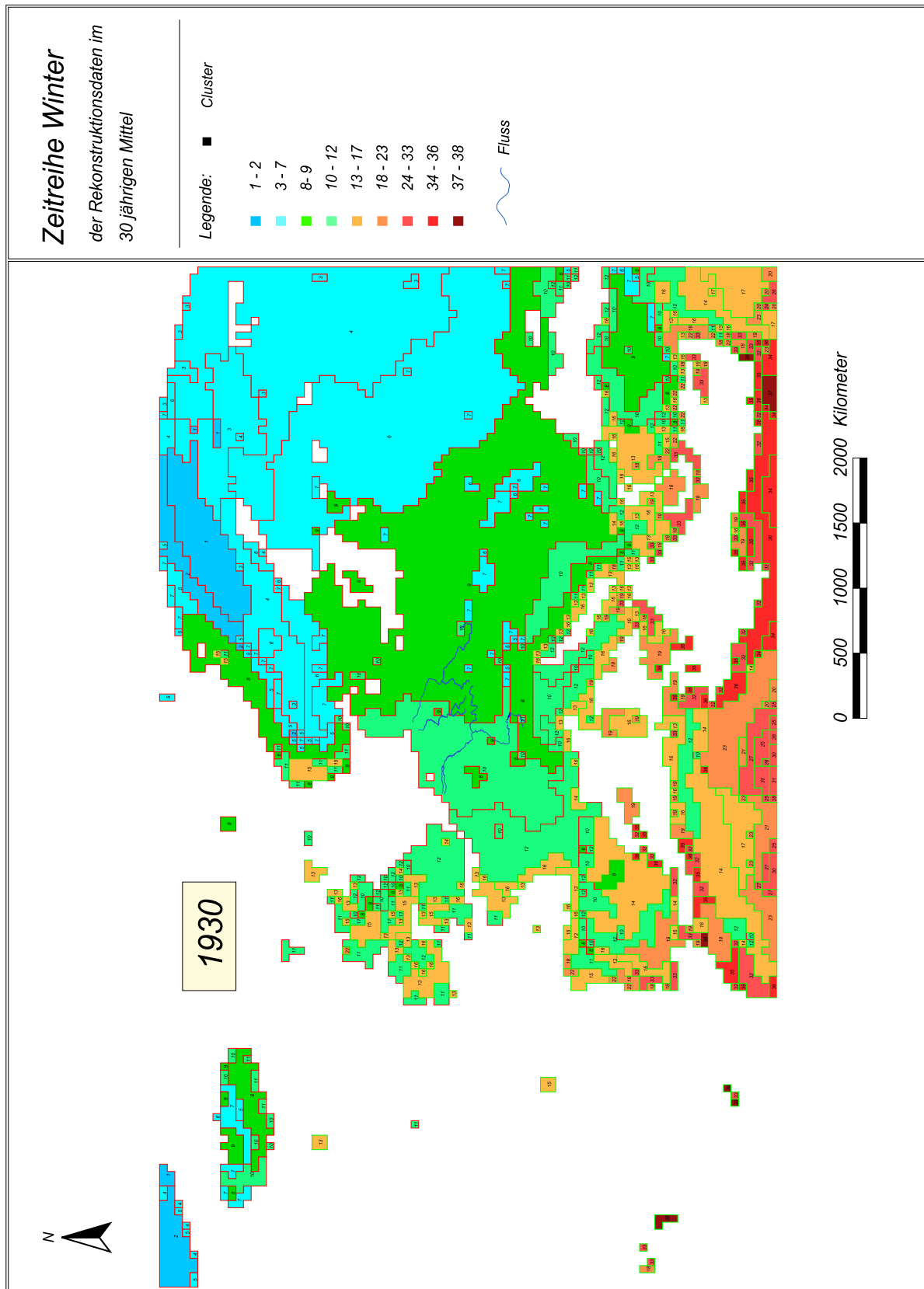


Abb. 14-113 Die Winter-Klimasituation der Periode 1930 - 1959.

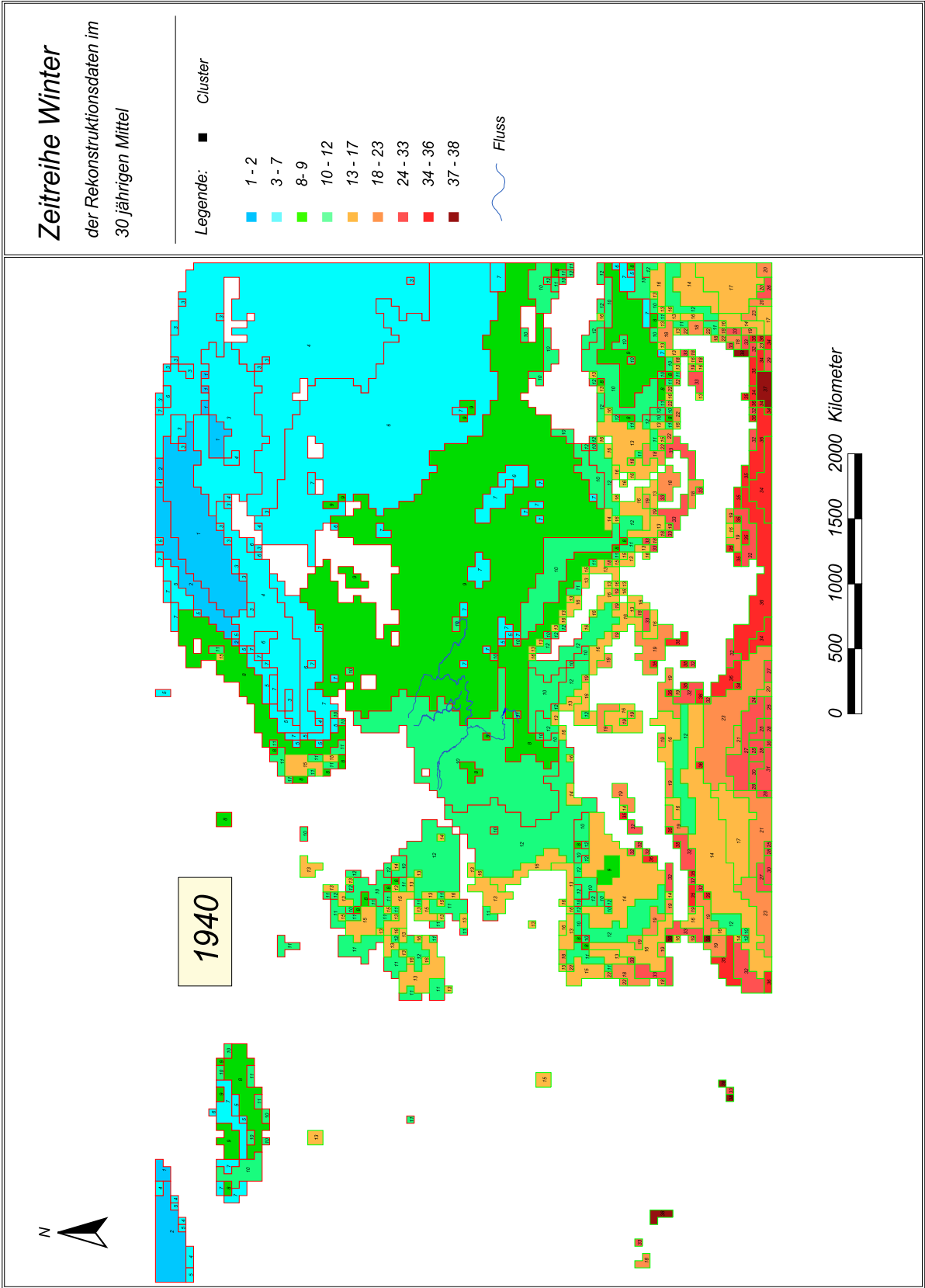


Abb. 14-114 Die Winter-Klimasituation der Periode 1940 - 1969.

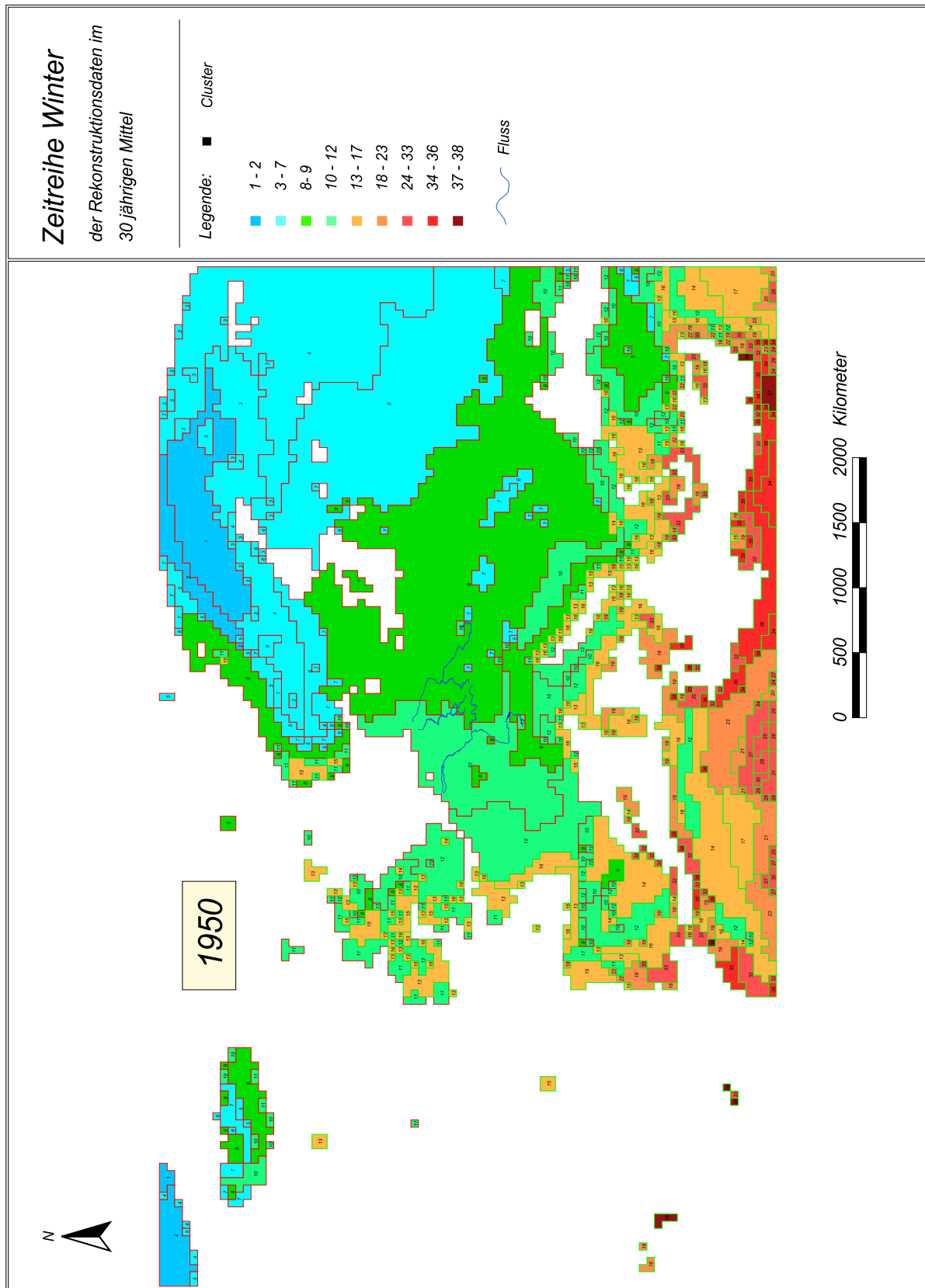


Abb. 14-115 Die Winter-Klimasituation der Periode 1950 - 1979.

Tab. 14-9 Temperatur- und Niederschlagscharakteristika im Winter innerhalb der Cluster- bzw. Klimaklasse 1-2. Dabei steht Cl=Cluster bzw. Klimatyp, Temp.=Temperatur, Nied.=Niederschlag und m.=Mitteltemperatur/Niederschlagssumme.

Cl 1	D	J	F	m.
Temp.				
max.°C	-11,8	-14	-12,9	-12,9
mitt.°C	-13,9	-15,9	-14,2	-14,7
min.°C	-15,6	-17,5	-15,7	-16,3
Nied.				
max.mm	36	33	25	94
mitt.mm	26	24	20	70
min.mm	15	14	12	41
Cl 2	D	J	F	m.
Temp.				
max.°C	-8,9	-9,9	-9,1	-9,3
mitt.°C	-13,4	-14,4	-14,3	-14,0
min.°C	-18,2	-17,5	-19,1	-18,3
Nied.				
max.mm	139	144	113	396
mitt.mm	74	78	66	218
min.mm	48	52	39	139

Tab. 14-10 Temperatur- und Niederschlagscharakteristika im Winter innerhalb der Cluster- bzw. Klimaklasse 3-7. Dabei steht Cl=Cluster bzw. Klimatyp, Temp.=Temperatur, Nied.=Niederschlag und m.=Temperaturmittel/Niederschlagssumme.

Cl 3	D	J	F	m.
Temp.				
max.°C	-9	-11,8	-11,6	-10,8
mitt.°C	-10,6	-13,2	-12,8	-12,2
min.°C	-12,6	-14,7	-14,1	-13,8
Nied.				
max.mm	34	32	25	91
mitt.mm	29	26	21	76
min.mm	22	19	17	58
Cl 4	D	J	F	m.
Temp.				
max.°C	-7,1	-9,5	-8,4	-8,3
mitt.°C	-9,3	-12,2	-11,6	-11,0
min.°C	-13,3	-15,7	-14,7	-14,6
Nied.				
max.mm	57	56	48	161
mitt.mm	42	36	27	105
min.mm	25	24	16	65
Cl 5	D	J	F	m.
Temp.				
max.°C	-6,3	-8,4	-8,2	-7,6
mitt.°C	-8,4	-10,6	-9,7	-9,6
min.°C	-10,1	-12,8	-12,4	-11,8
Nied.				
max.mm	72	69	66	207
mitt.mm	58	57	45	160
min.mm	45	45	37	127
Cl 6	D	J	F	m.
Temp.				
max.°C	-3,6	-6,5	-5,5	-5,2
mitt.°C	-5,6	-8,7	-8	-7,4
min.°C	-8,5	-10,6	-10,3	-9,8
Nied.				
max.mm	59	50	44	153
mitt.mm	43	36	28	107
min.mm	28	24	15	67

Cl 7	D	J	F	m.
Temp.				
max. °C	-3,5	-6,6	-4,8	-5,0
mitt. °C	-5,3	-7,9	-6,7	-6,6
min. °C	-7,1	-9,4	-8,3	-8,3
Nied.				
max.mm	78	73	58	209
mitt.mm	65	58	49	172
min.mm	53	45	41	139

Tab. 14-11 Temperatur- und Niederschlagscharakteristika im Winter innerhalb der Cluster- bzw. Klimaklasse 8-9. Dabei steht Cl=Cluster bzw. Klimatyp, Temp.=Temperatur, Nied.=Niederschlag und m.=Temperaturmittel/Niederschlagssumme.

Cl 8	D	J	F	m.
Temp.				
max.°C	1,9	0,3	1,5	1,2
mitt.°C	-2,6	-4	-3,3	-3,3
min.°C	-7,1	-9,1	-8,4	-8,2
Nied.				
max.mm	213	219	162	594
mitt.mm	124	116	95	335
min.mm	70	58	57	185
Cl 9	D	J	F	m.
Temp.				
max.°C	2,5	-0,3	1,1	1,1
mitt.°C	-1,3	-4	-2,7	-2,7
min.°C	-4,8	-7,6	-6,5	-6,3
Nied.				
max.mm	82	78	65	225
mitt.mm	46	40	33	119
min.mm	26	24	18	68

Tab. 14-12 Temperatur- und Niederschlagscharakteristika im Winter innerhalb der Cluster- bzw. Klimaklasse 10-12. Dabei steht Cl=Cluster bzw. Klimatyp, Temp.=Temperatur, Nied.=Niederschlag und m.=Temperaturmittel/Niederschlagssumme.

Cl 10	D	J	F	m.
Temp.				
max. °C	4,7	2,9	4,1	3,9
mitt. °C	1,9	0	1,2	1,0
min. °C	-1,3	-3,3	-2,3	-2,3
Nied.				
max.mm	130	116	92	338
mitt.mm	76	67	55	198
min.mm	42	39	35	116
Cl 11	D	J	F	m.
Temp.				
max. °C	7,3	5,7	6,7	6,6
mitt. °C	4,5	3,3	3,9	3,9
min. °C	1,5	0,3	0,5	0,8
Nied.				
max.mm	282	241	220	743
mitt.mm	150	139	108	397
min.mm	88	49	62	199
Cl 12	D	J	F	m.
Temp.				
max. °C	7,8	6,5	7,8	7,4
mitt. °C	5,1	3,8	4,9	4,6
min. °C	2,8	1,3	3,1	2,4
Nied.				
max.mm	117	99	108	324
mitt.mm	74	63	57	194
min.mm	37	30	26	93

Tab. 14-13 Temperatur- und Niederschlagscharakteristika im Winter innerhalb der Cluster- bzw. Klimaklasse 13-17. Dabei steht Cl=Cluster bzw. Klimatyp, Temp.=Temperatur, Nied.=Niederschlag und m.=Temperaturmittel/Niederschlagssumme.

Cl 13	D	J	F	m.
Temp.				
max.°C	9,8	8,1	8,8	8,9
mitt.°C	7,8	6,2	6,9	7,0
min.°C	5,8	4,2	4,8	4,9
Nied.				
max.mm	213	175	166	554
mitt.mm	132	114	96	342
min.mm	80	62	65	207
Cl 14	D	J	F	m.
Temp.				
max.°C	10,5	9,1	10,9	10,2
mitt.°C	7,8	6,7	8,2	7,6
min.°C	5,1	4,5	6	5,2
Nied.				
max.mm	80	68	74	222
mitt.mm	38	35	35	108
min.mm	12	13	11	36
Cl 15	D	J	F	m.
Temp.				
max.°C	9,8	8,9	9,8	9,5
mitt.°C	9,3	8,4	9	8,9
min.°C	8,5	7,5	8,3	8,1
Nied.				
max.mm	233	232	246	711
mitt.mm	195	191	188	574
min.mm	149	160	111	420
Cl 16	D	J	F	m.
Temp.				
max.°C	11,3	9,5	10,5	10,4
mitt.°C	9,7	8,3	8,9	9,0
min.°C	8	6,8	7,3	7,4
Nied.				
max.mm	136	117	103	356
mitt.mm	96	81	76	253
min.mm	62	57	51	170

Cl 17	D	J	F	m.
Temp.				
max.°C	10,8	9	10,8	10,2
mitt.°C	10,5	8,8	10,4	9,9
min.°C	10,1	8,3	10	9,5
Nied.				
max.mm	5	6	6	17
mitt.mm	5	5	6	16
min.mm	4	4	6	14

Tab. 14-14 Temperatur- und Niederschlagscharakteristika im Winter innerhalb der Cluster- bzw. Klimaklasse 18-23. Dabei steht Cl=Cluster bzw. Klimatyp, Temp.=Temperatur, Nied.=Niederschlag und m.=Temperaturmittel/Niederschlagssumme.

Cl 18	D	J	F	m.
Temp.				
max.°C	12,8	10,9	11,6	11,8
mitt.°C	11,5	9,7	10,3	10,5
min.°C	10,2	8,5	9,2	9,3
Nied.				
max.mm	167	158	139	464
mitt.mm	128	124	96	348
min.mm	101	99	80	280
Cl 19	D	J	F	m.
Temp.				
max.°C	12,8	11,2	12,3	12,1
mitt.°C	11,2	9,9	10,7	10,6
min.°C	9,8	8,9	9,2	9,3
Nied.				
max.mm	121	110	106	337
mitt.mm	81	73	65	219
min.mm	48	39	41	128
Cl 20	D	J	F	m.
Temp.				
max.°C	11,5	9,8	11,6	11,0
mitt.°C	11,2	9,5	11,3	10,7
min.°C	11	9,2	11	10,4
Nied.				
max.mm	4	3	4	11
mitt.mm	3	3	4	10
min.mm	3	3	4	10
Cl 21	D	J	F	m.
Temp.				
max.°C	10,5	9,3	12,3	10,7
mitt.°C	10,5	9,3	12,3	10,7
min.°C	10,5	9,3	12,3	10,7
Nied.				
max.mm	2	5	4	11
mitt.mm	2	5	4	11
min.mm	2	5	4	11

Cl 22	D	J	F	m.
Temp.				
max. °C	13,3	11,3	11,6	12,1
mitt. °C	11,6	10,1	10,5	10,7
min. °C	10,2	9,3	9,8	9,8
Nied.				
max.mm	242	251	171	664
mitt.mm	184	194	151	529
min.mm	146	143	121	410
Cl 23	D	J	F	m.
Temp.				
max. °C	13,1	11,2	14,1	12,8
mitt. °C	10,9	9,6	11,8	10,8
min. °C	9	7,8	9,5	8,8
Nied.				
max.mm	37	35	25	97
mitt.mm	13	14	8	35
min.mm	3	4	2	9

Tab. 14-15 Temperatur- und Niederschlagscharakteristika im Winter innerhalb der Cluster- bzw. Klimaklasse 24-33. Dabei steht Cl=Cluster bzw. Klimatyp, Temp.=Temperatur, Nied.=Niederschlag und m.=Temperaturmittel/Niederschlagssumme.

Cl 24	D	J	F	m.
Temp.				
max.°C	11,9	10,1	11,6	11,2
mitt.°C	11,8	10	11,4	11,1
min.°C	11,6	9,8	11,2	10,9
Nied.				
max.mm	4	5	6	15
mitt.mm	3	4	6	13
min.mm	3	3	5	11
Cl 25	D	J	F	m.
Temp.				
max.°C	11,5	10	12,9	11,5
mitt.°C	11,3	10	12,8	11,4
min.°C	11,2	9,9	12,7	11,3
Nied.				
max.mm	3	4	2	9
mitt.mm	3	4	2	9
min.mm	2	4	2	8
Cl 26	D	J	F	m.
Temp.				
max.°C	12,2	10,5	12,1	11,6
mitt.°C	12	10,4	12	11,5
min.°C	11,9	10,2	11,9	11,3
Nied.				
max.mm	2	2	2	6
mitt.mm	2	2	2	6
min.mm	2	2	2	6
Cl 27	D	J	F	m.
Temp.				
max.°C	11,6	10,5	13,1	11,7
mitt.°C	11,4	10,2	12,9	11,5
min.°C	11,1	9,9	12,7	11,2
Nied.				
max.mm	3	6	2	11
mitt.mm	3	5	2	10
min.mm	3	5	1	9

Cl 28	D	J	F	m.
Temp.				
max. °C	11,5	10,2	13,1	11,6
mitt. °C	11,4	10,1	13	11,5
min. °C	11,2	10	12,9	11,4
Nied.				
max.mm	2	4	2	8
mitt.mm	2	4	2	8
min.mm	1	3	2	6
Cl 29	D	J	F	m.
Temp.				
max. °C	12,4	10,6	12,1	11,7
mitt. °C	12,4	10,6	12,1	11,7
min. °C	12,4	10,6	12,1	11,7
Nied.				
max.mm	2	3	3	8
mitt.mm	2	3	3	8
min.mm	2	3	3	8
Cl 30	D	J	F	m.
Temp.				
max. °C	11,6	10,5	13,3	11,8
mitt. °C	11,6	10,5	13,2	11,8
min. °C	11,5	10,4	13,2	11,7
Nied.				
max.mm	2	4	1	7
mitt.mm	2	4	1	7
min.mm	2	4	1	7
Cl 31	D	J	F	m.
Temp.				
max. °C	11,9	10,7	13,6	12,1
mitt. °C	11,7	10,5	13,4	11,9
min. °C	11,6	10,4	13,2	11,7
Nied.				
max.mm	1	3	1	5
mitt.mm	1	3	1	5
min.mm	1	3	1	5

Cl 32	D	J	F	m.
Temp.				
max. °C	14,1	12	13,3	13,1
mitt. °C	12,8	11,3	12,5	12,2
min. °C	11,1	10,3	10,9	10,8
Nied.				
max.mm	76	72	55	203
mitt.mm	45	45	36	126
min.mm	24	23	14	61
Cl 33	D	J	F	m.
Temp.				
max. °C	14,1	12,8	12,9	13,3
mitt. °C	12,9	11,6	12,2	12,2
min. °C	12	10,9	11,1	11,3
Nied.				
max.mm	126	141	109	376
mitt.mm	105	98	87	290
min.mm	88	72	63	223

Tab. 14-16 Temperatur- und Niederschlagscharakteristika im Winter innerhalb der Cluster- bzw. Klimaklasse 34-36. Dabei steht Cl=Cluster bzw. Klimatyp, Temp.=Temperatur, Nied.=Niederschlag und m.=Temperaturmittel/Niederschlagssumme.

Cl 34	D	J	F	m.
Temp.				
max. °C	13,5	11,6	12,4	12,5
mitt. °C	13,5	11,6	12,4	12,5
min. °C	13,5	11,6	12,3	12,5
Nied.				
max.mm	7	9	8	24
mitt.mm	7	9	8	24
min.mm	7	8	8	23
Cl 35	D	J	F	m.
Temp.				
max. °C	15,2	13,1	13,9	14,1
mitt. °C	13,9	12,3	13	13,1
min. °C	12,9	11,4	11,8	12,0
Nied.				
max.mm	89	85	64	238
mitt.mm	67	65	51	183
min.mm	47	49	39	135
Cl 36	D	J	F	m.
Temp.				
max. °C	15,4	14,1	15	14,8
mitt. °C	14,3	12,7	13,7	13,6
min. °C	13,2	11,8	12,5	12,5
Nied.				
max.mm	46	46	33	125
mitt.mm	26	29	16	71
min.mm	10	10	3	23

Tab. 14-17 Temperatur- und Niederschlagscharakteristika im Winter innerhalb der Cluster- bzw. Klimaklasse 37-38. Dabei steht Cl=Cluster bzw. Klimatyp, Temp.=Temperatur, Nied.=Niederschlag und m.=Temperaturmittel/Niederschlagssumme.

Cl 37	D	J	F	m.
Temp.				
max.°C	15,5	13,5	14,5	14,5
mitt.°C	15,2	13,2	14,1	14,2
min.°C	14,8	12,7	13,4	13,6
Nied.				
max.mm	6	7	5	18
mitt.mm	5	5	4	14
min.mm	4	4	3	11
Cl 38	D	J	F	m.
Temp.				
max.°C	16,2	15	14,9	15,4
mitt.°C	15,1	13,7	13,9	14,2
min.°C	14,4	12,5	13,1	13,3
Nied.				
max.mm	128	134	112	374
mitt.mm	94	102	82	278
min.mm	66	79	60	205

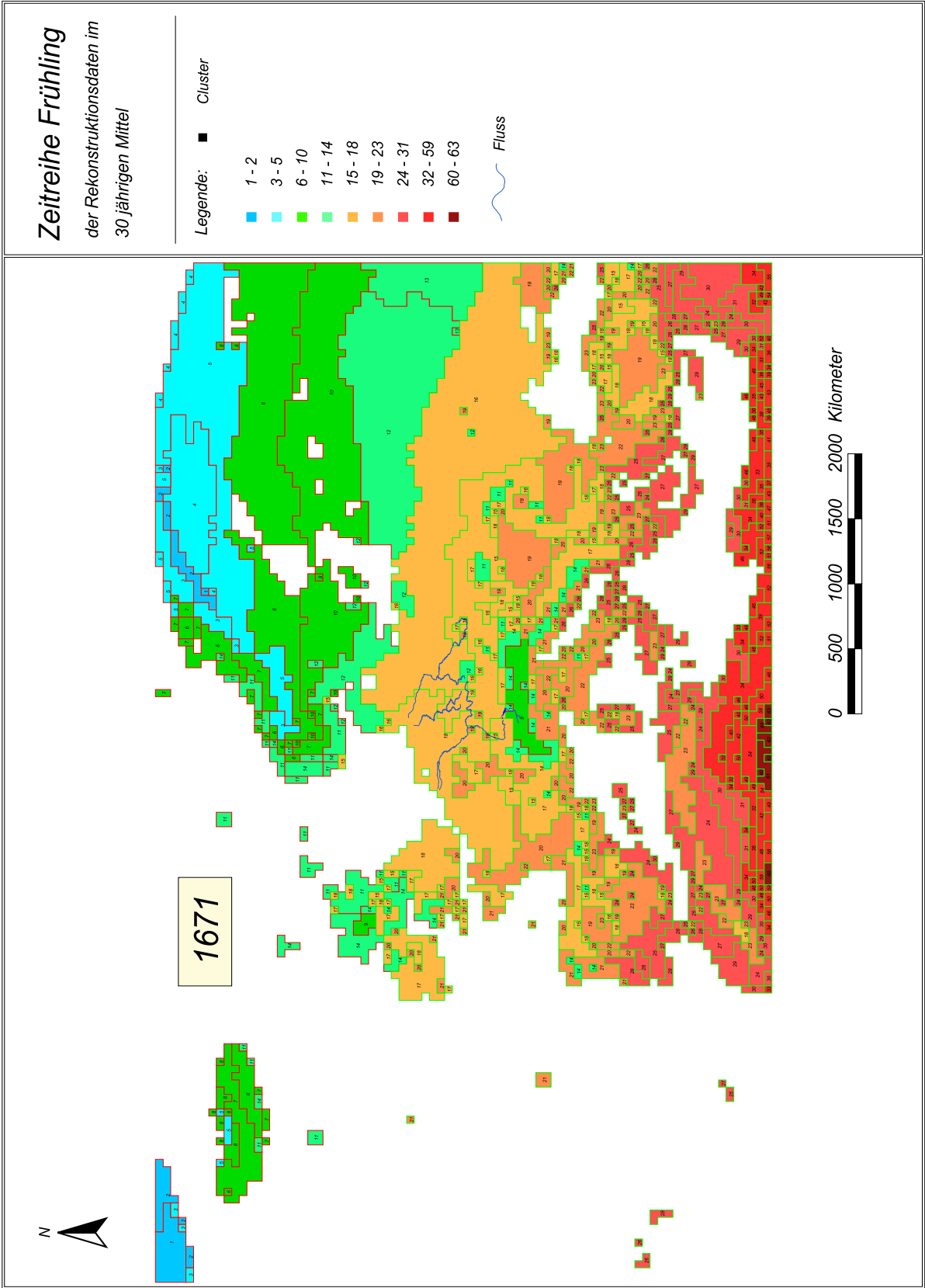


Abb. 14-116 Die Frühling-Klimasituation der Periode 1671 - 1700.

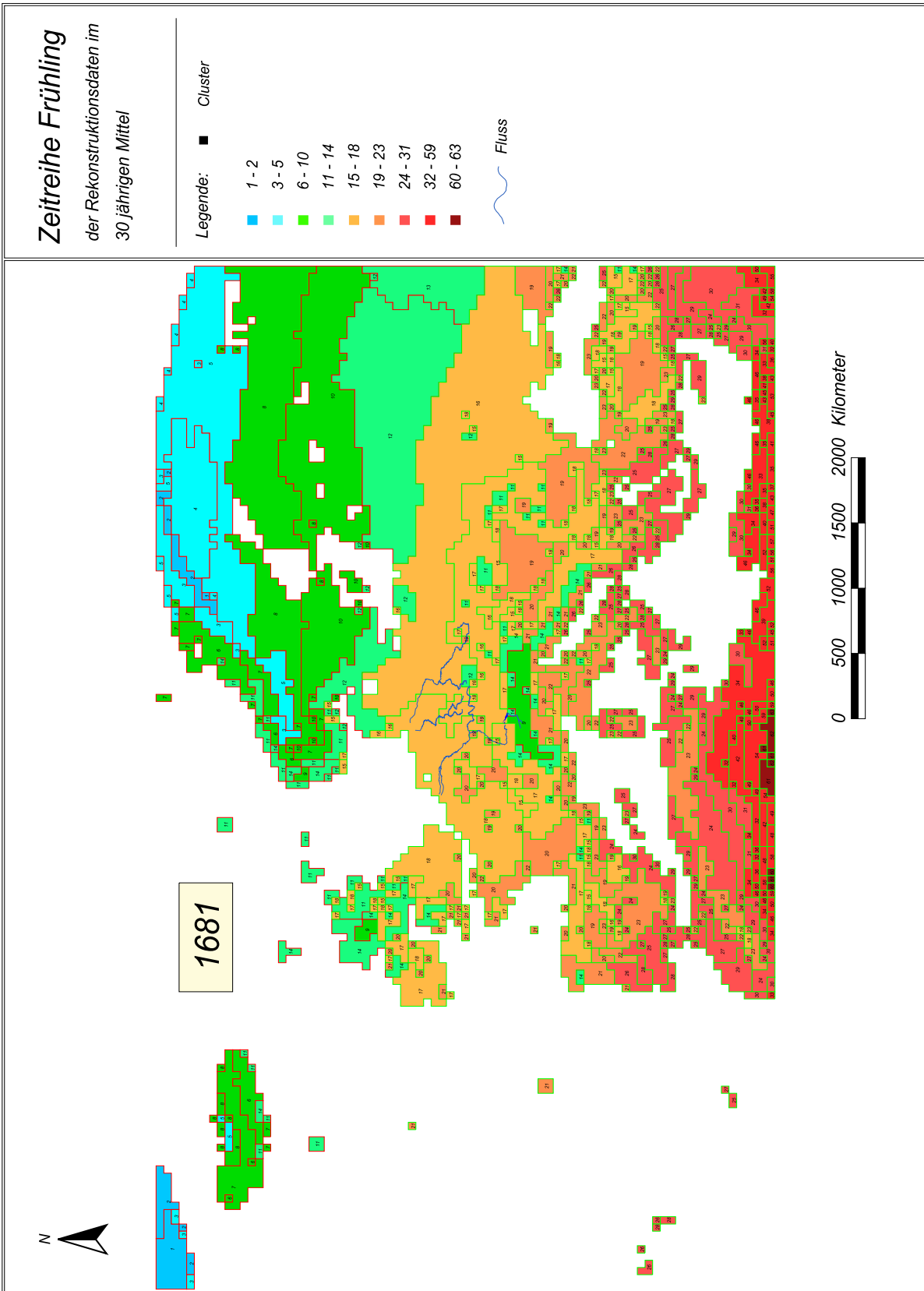


Abb. 14-117 Die Frühling-Klimasituation der Periode 1681 - 1710.

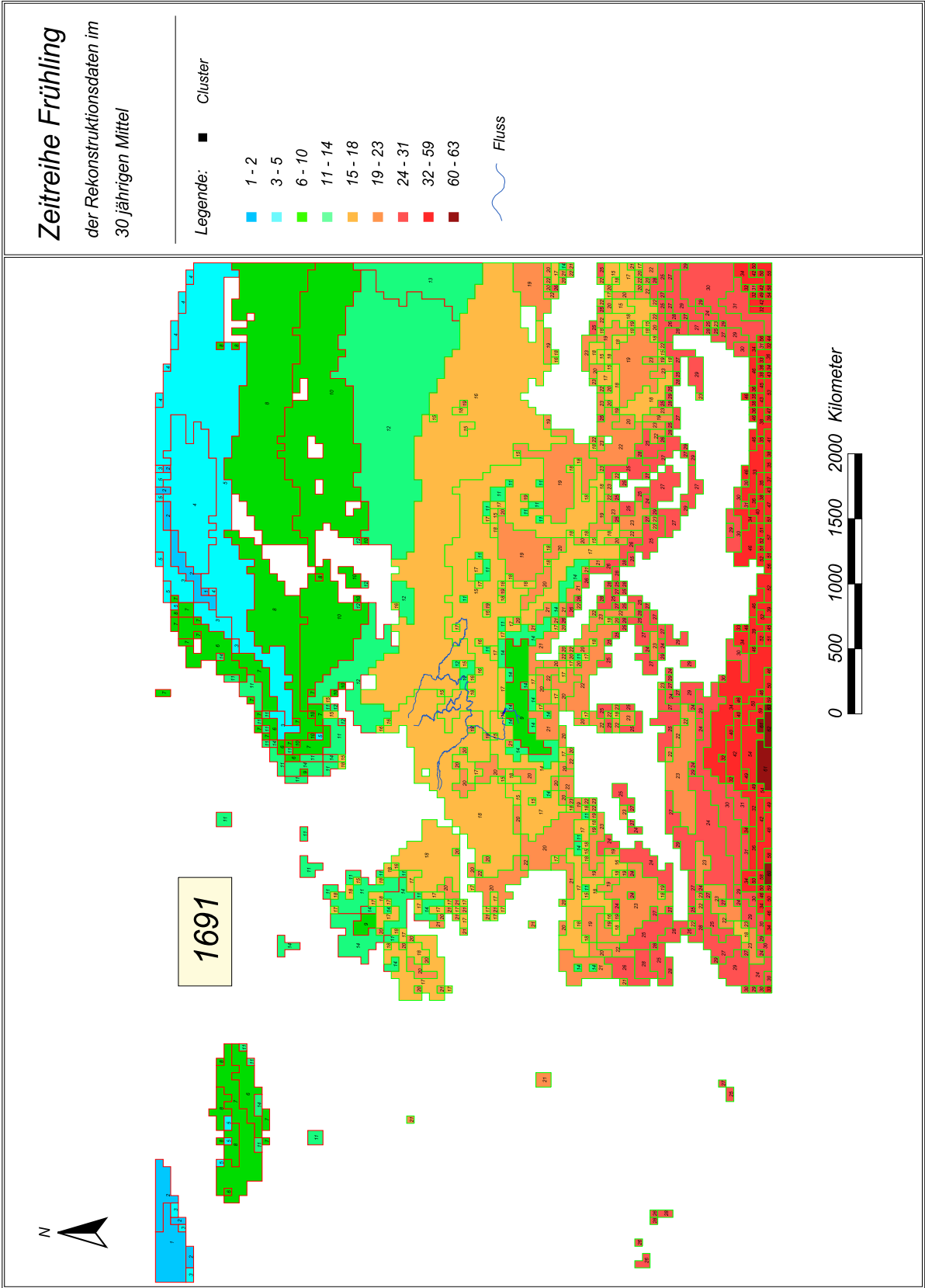


Abb. 14-118 Die Frühling-Klimasituation der Periode 1691 - 1720.

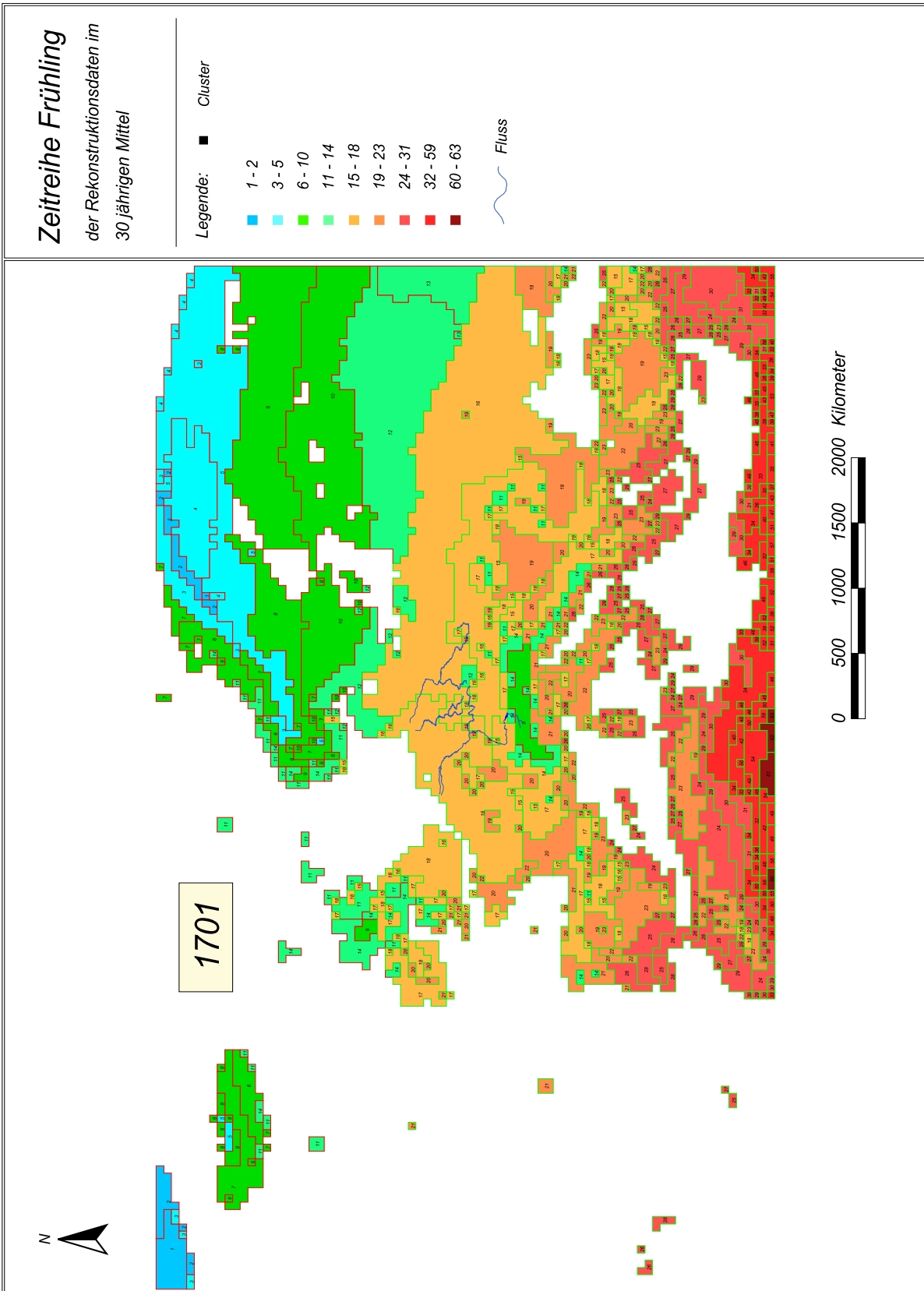


Abb. 14-119 Die Frühling-Klimasituation der Periode 1701 - 1730.

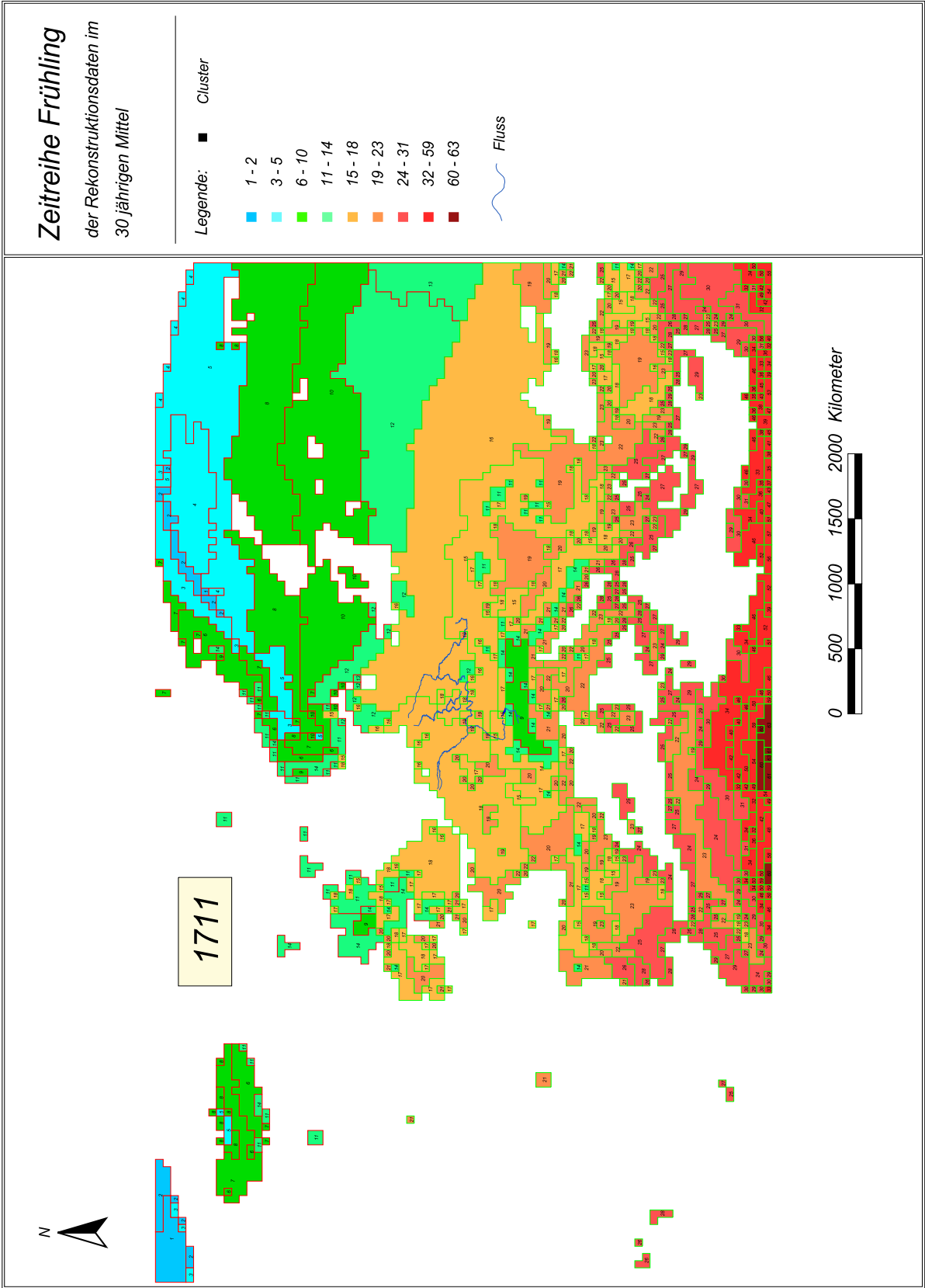


Abb. 14-120 Die Frühling-Klimasituation der Periode 1711 - 1740.

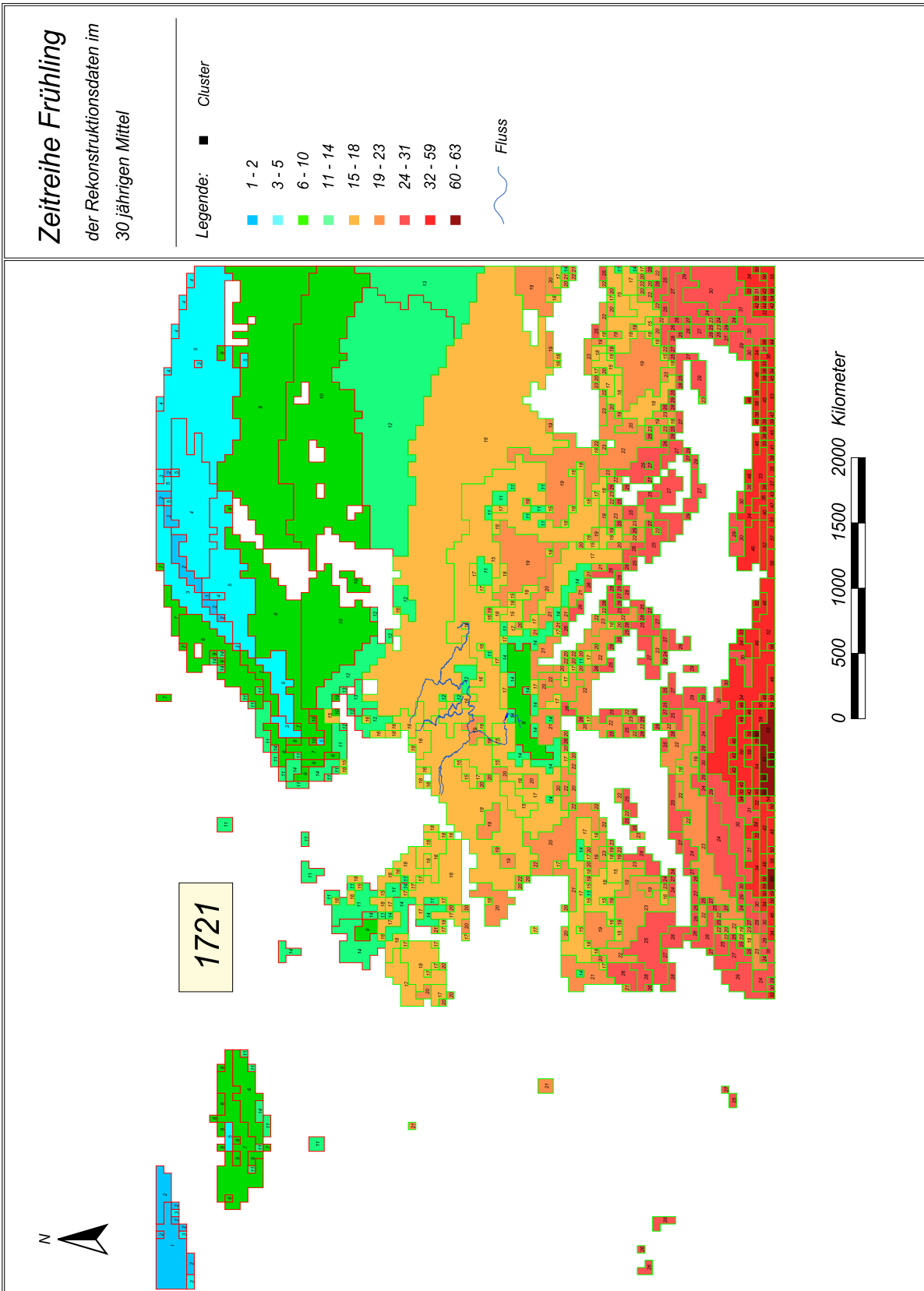


Abb. 14-121 Die Frühling-Klimasituation der Periode 1721 - 1750.

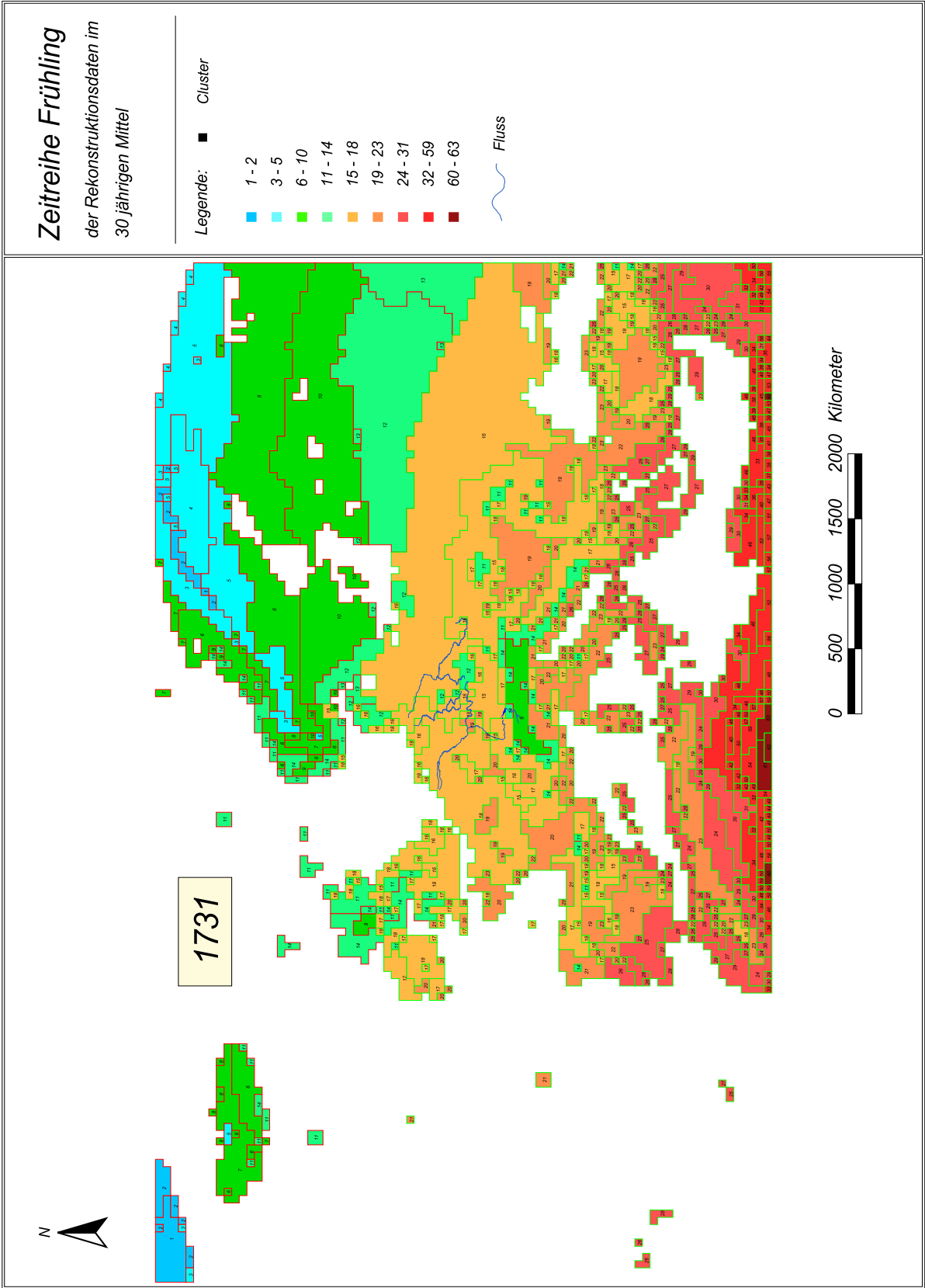


Abb. 14-122 Die Frühling-Klimasituation der Periode 1731 - 1760.

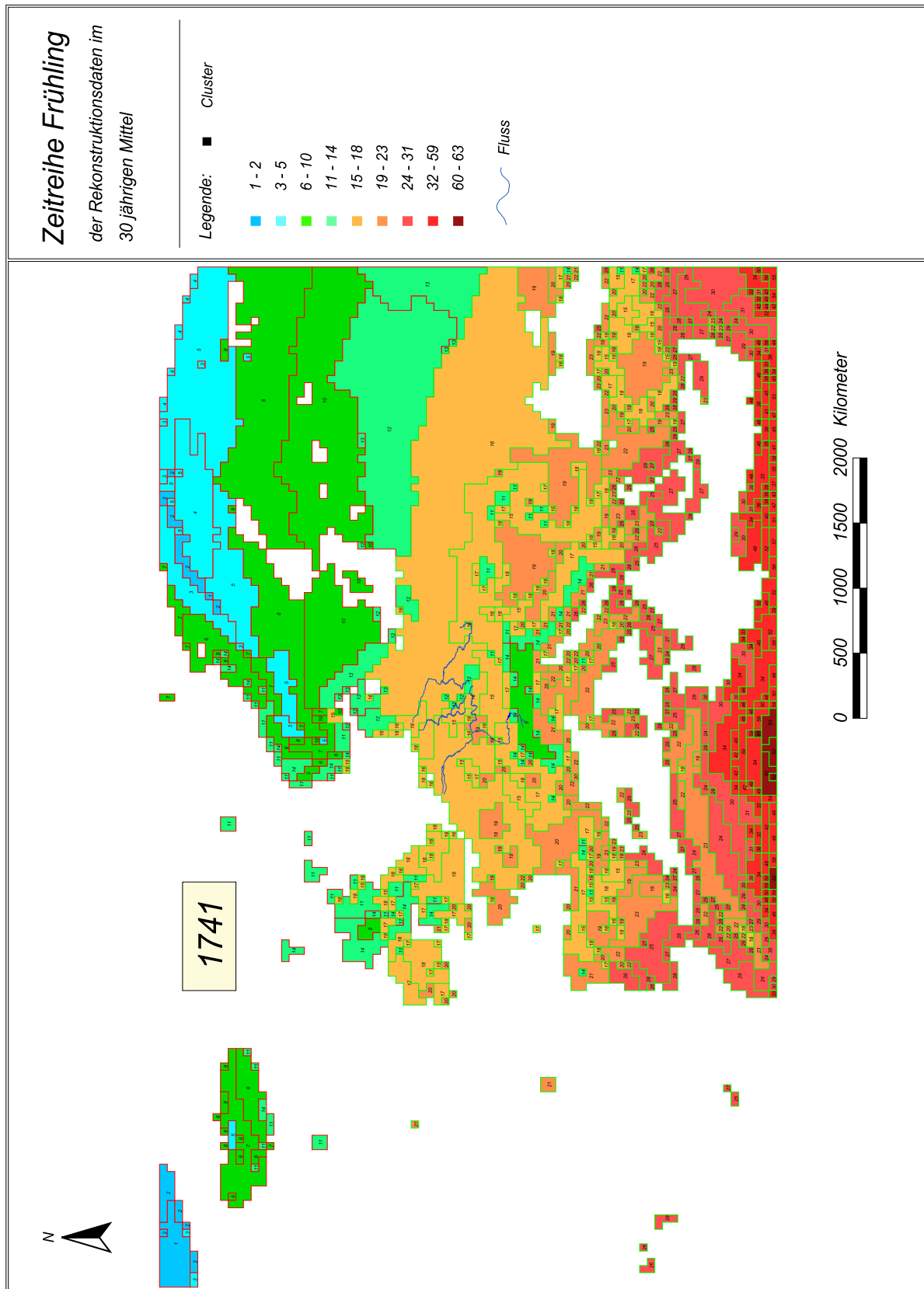


Abb. 14-123 Die Frühling-Klimasituation der Periode 1741 - 1770.

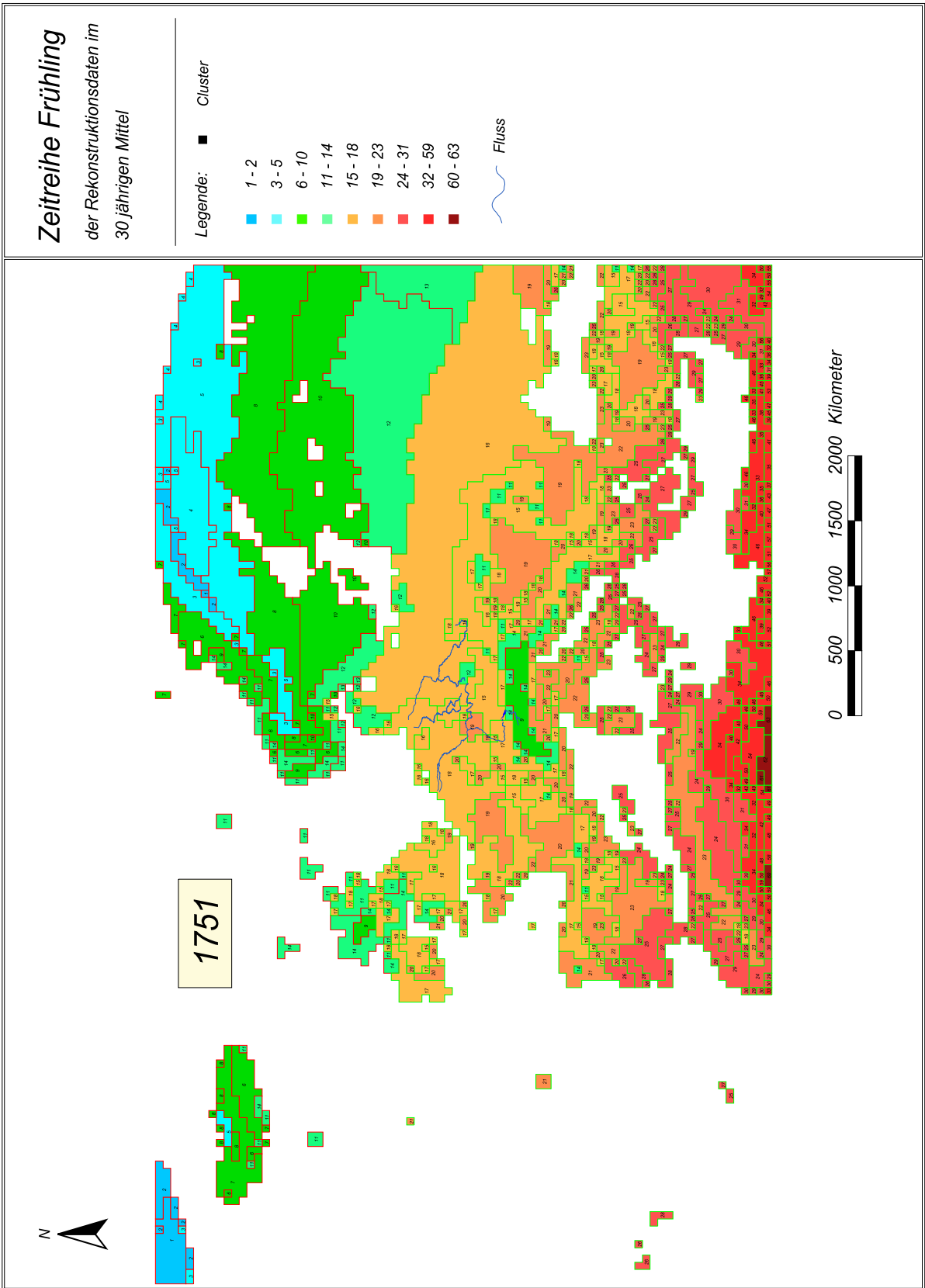


Abb. 14-124 Die Frühling-Klimasituation der Periode 1751 - 1780.

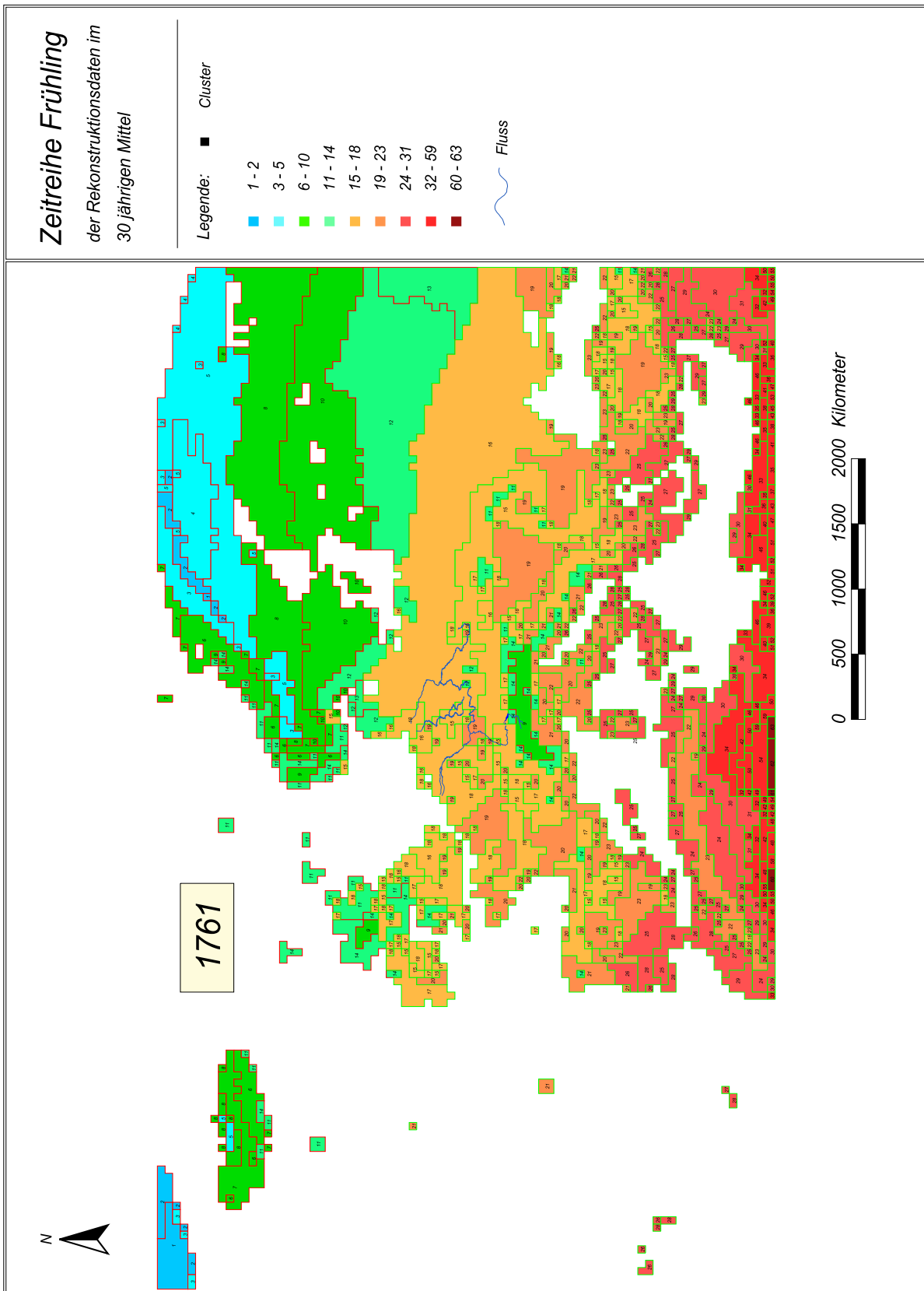


Abb. 14-125 Die Frühling-Klimasituation der Periode 1761 - 1790.

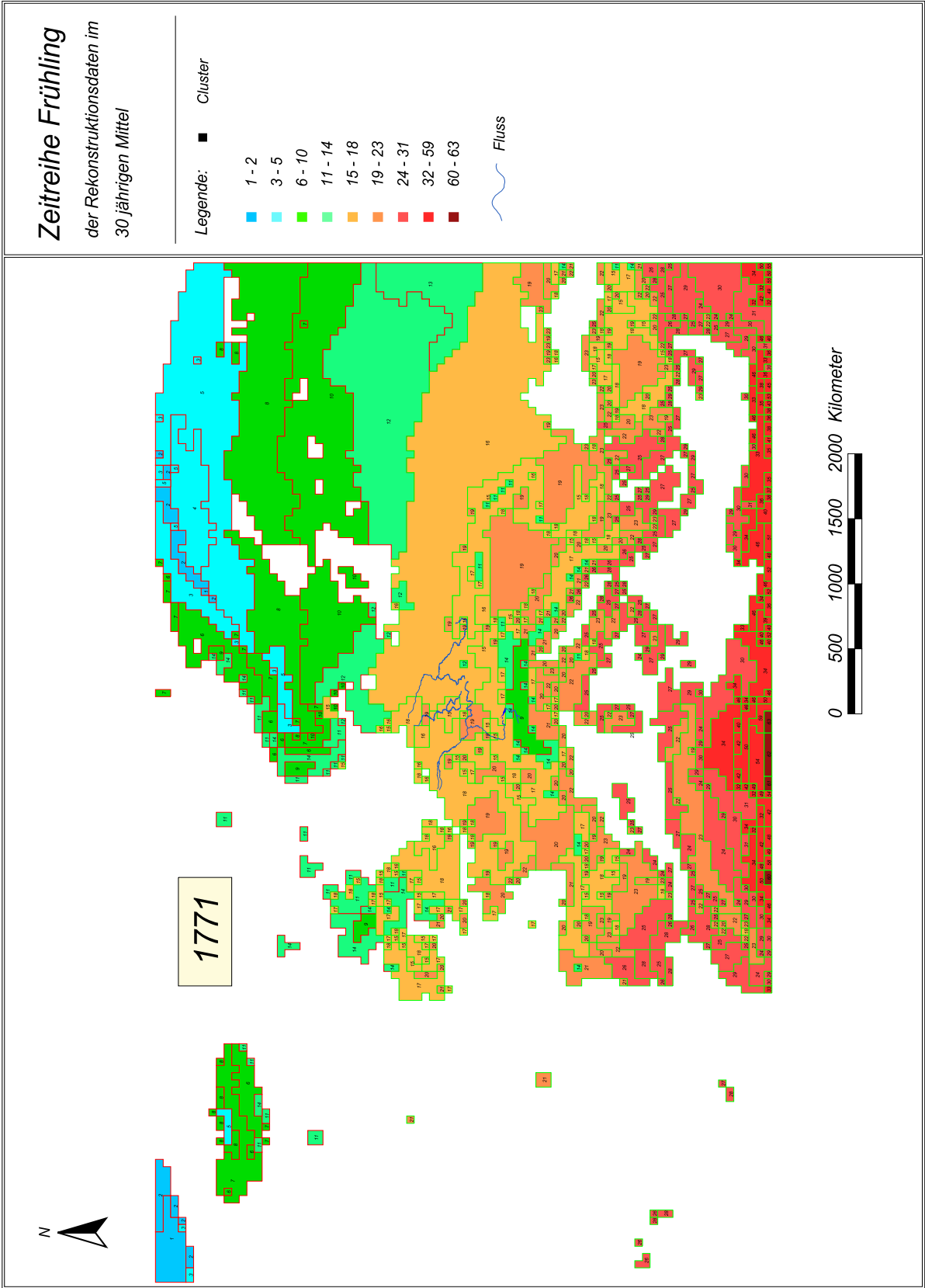


Abb. 14-126 Die Frühling-Klimasituation der Periode 1771 - 1800.

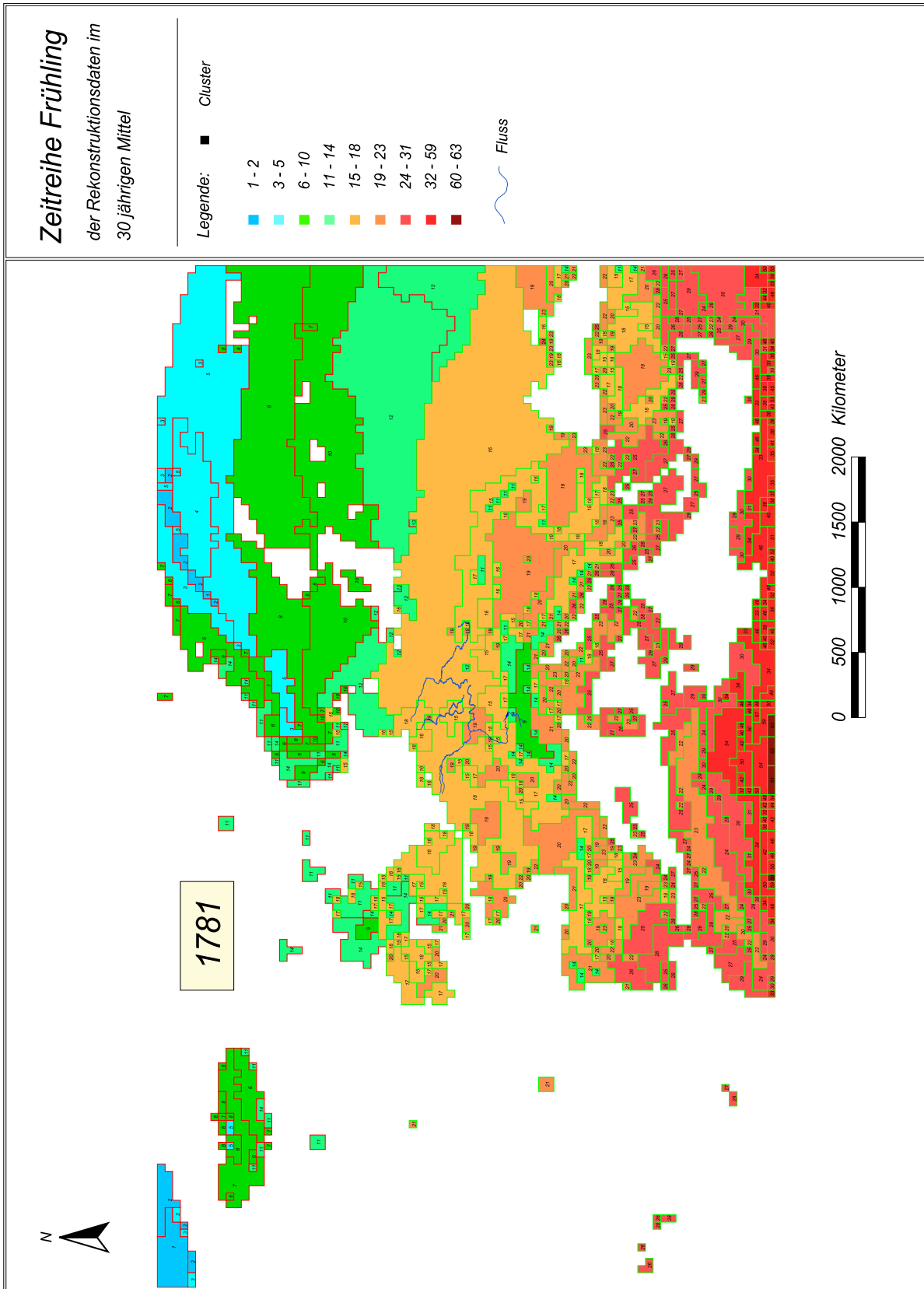


Abb. 14-127 Die Frühling-Klimasituation der Periode 1781 - 1810.

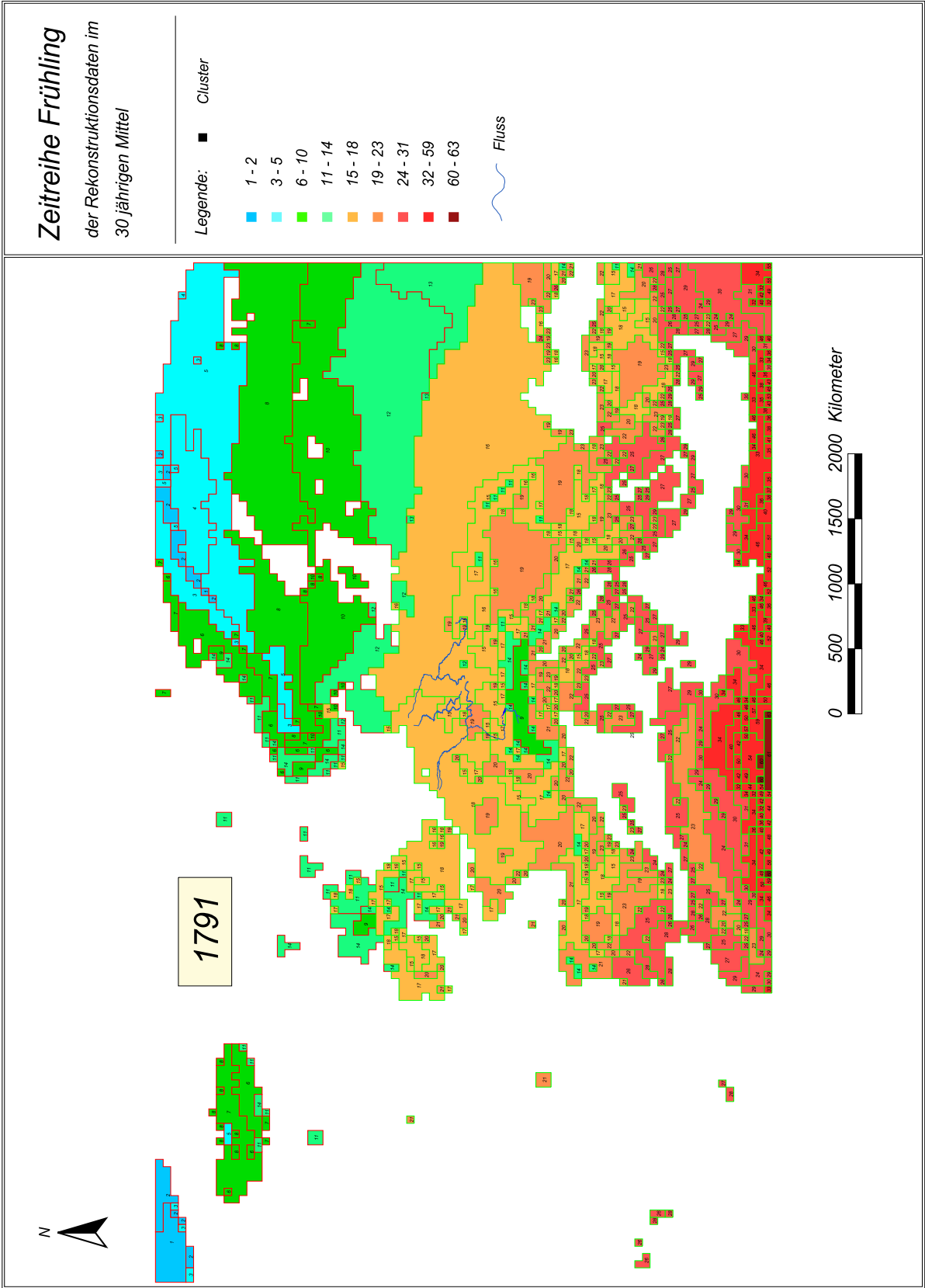


Abb. 14-128 Die Frühling-Klimasituation der Periode 1791 - 1820.

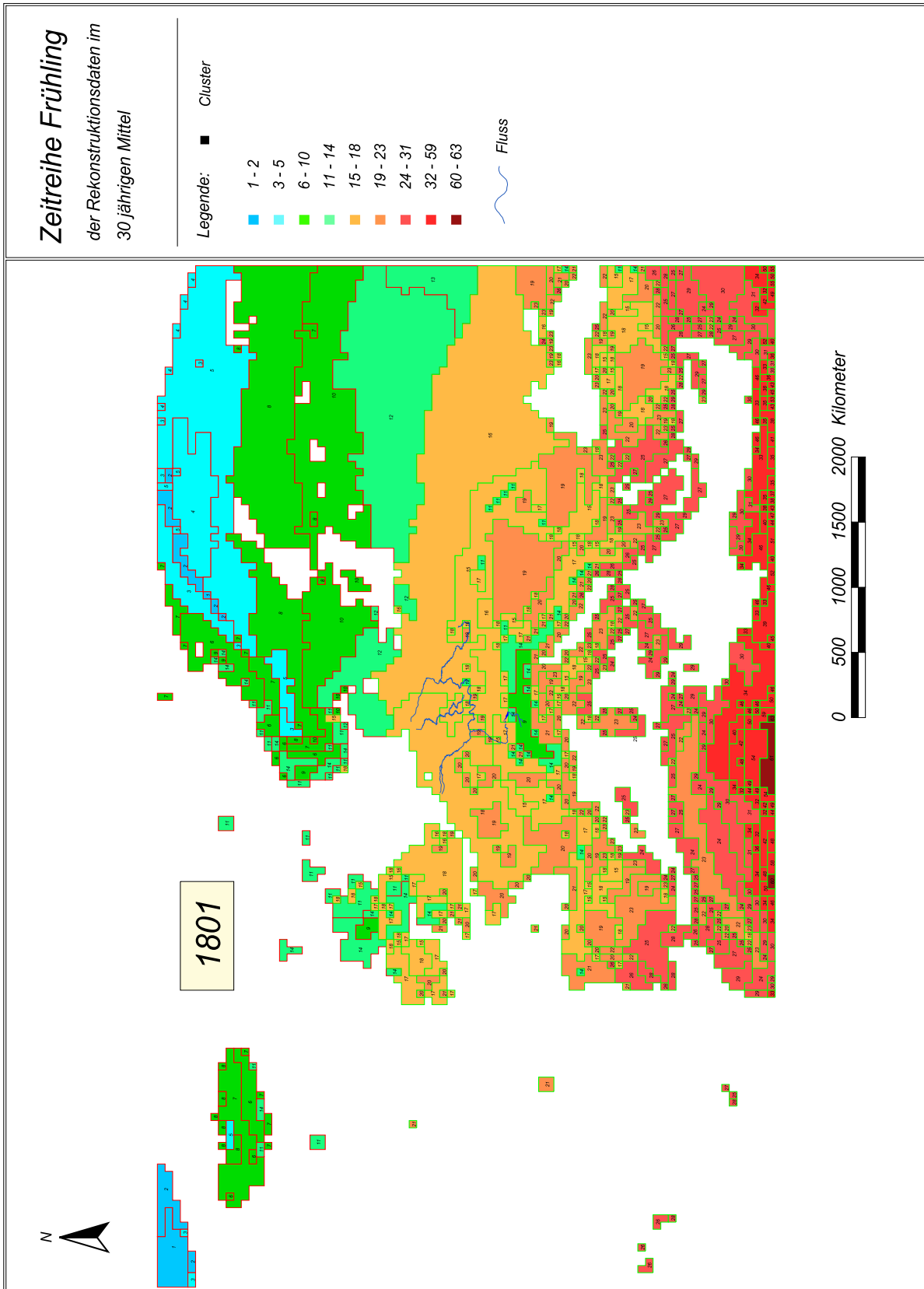


Abb. 14-129 Die Frühling-Klimasituation der Periode 1801 - 1830.

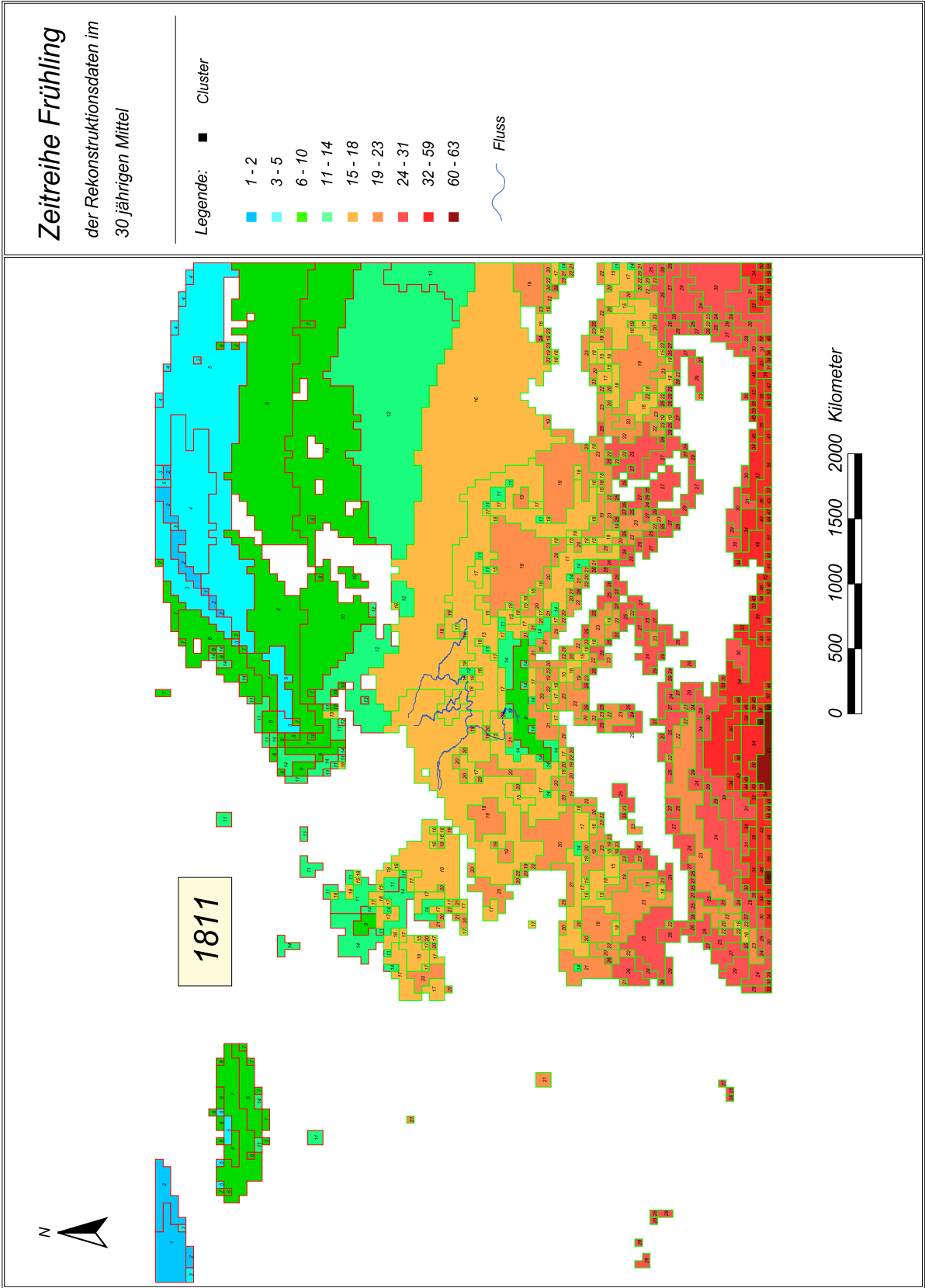


Abb. 14-130 Die Frühling-Klimasituation der Periode 1811 - 1840.

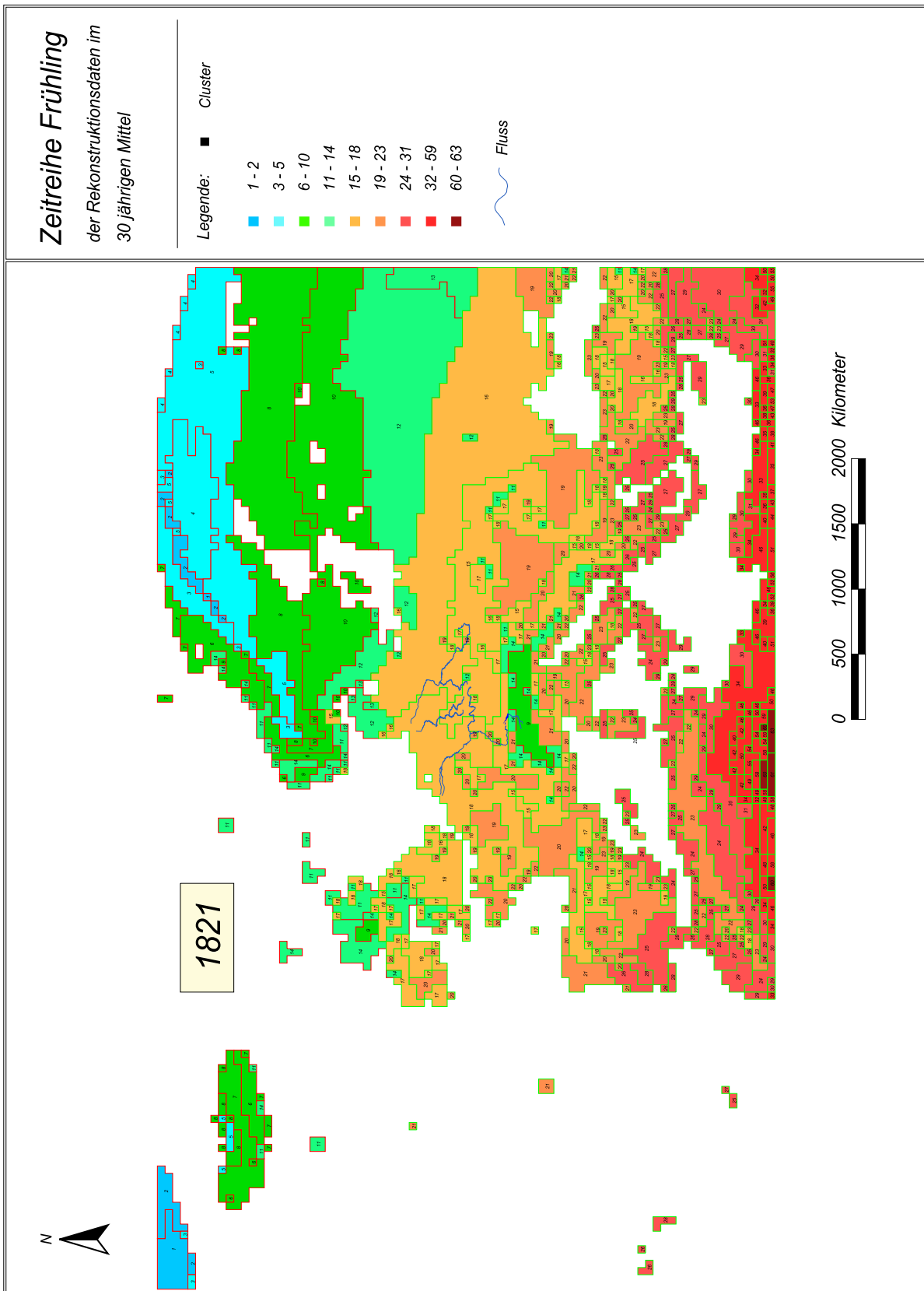


Abb. 14-131 Die Frühling-Klimasituation der Periode 1821 - 1850.

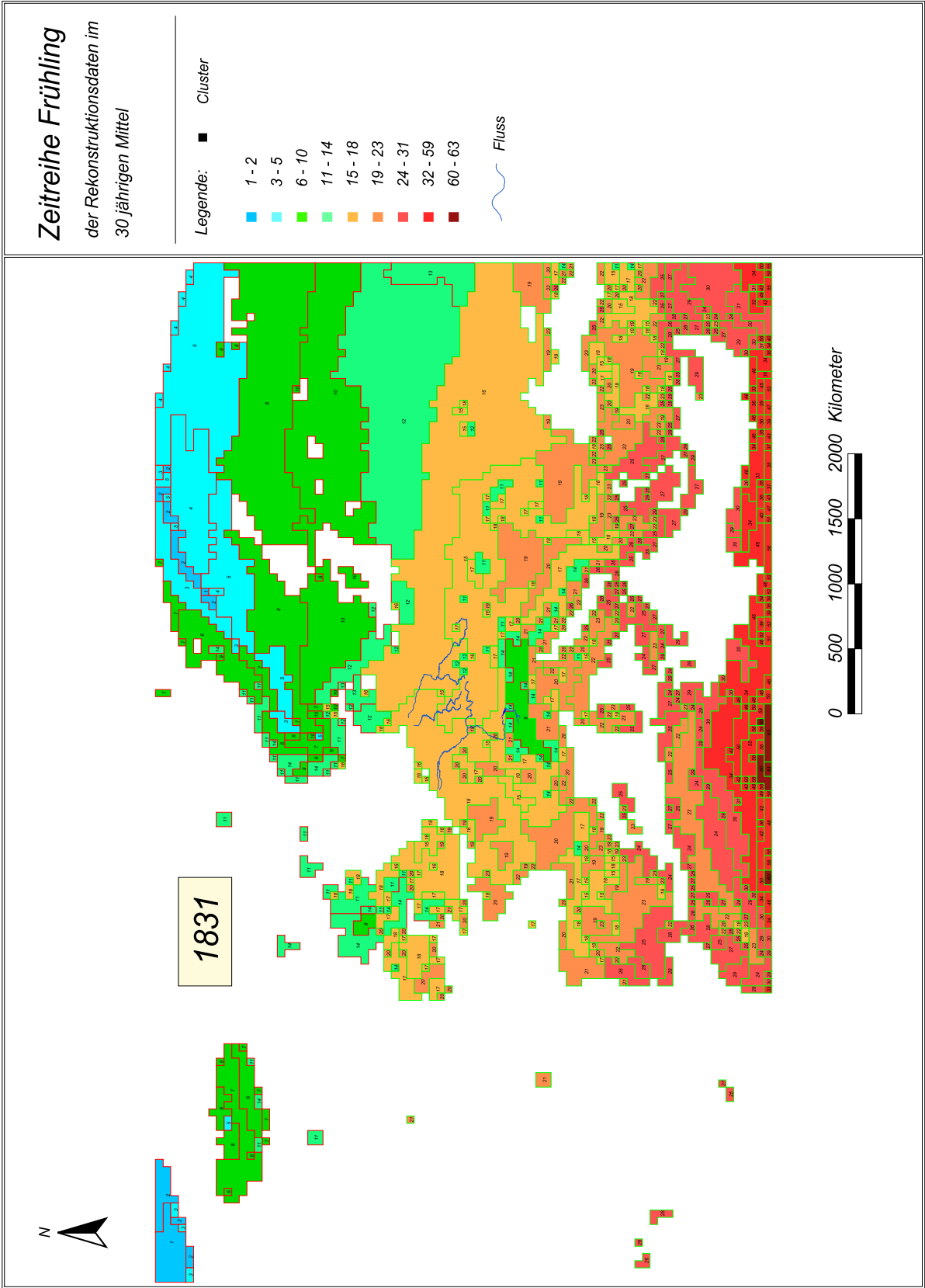


Abb. 14-132 Die Frühling-Klimasituation der Periode 1831 - 1860.

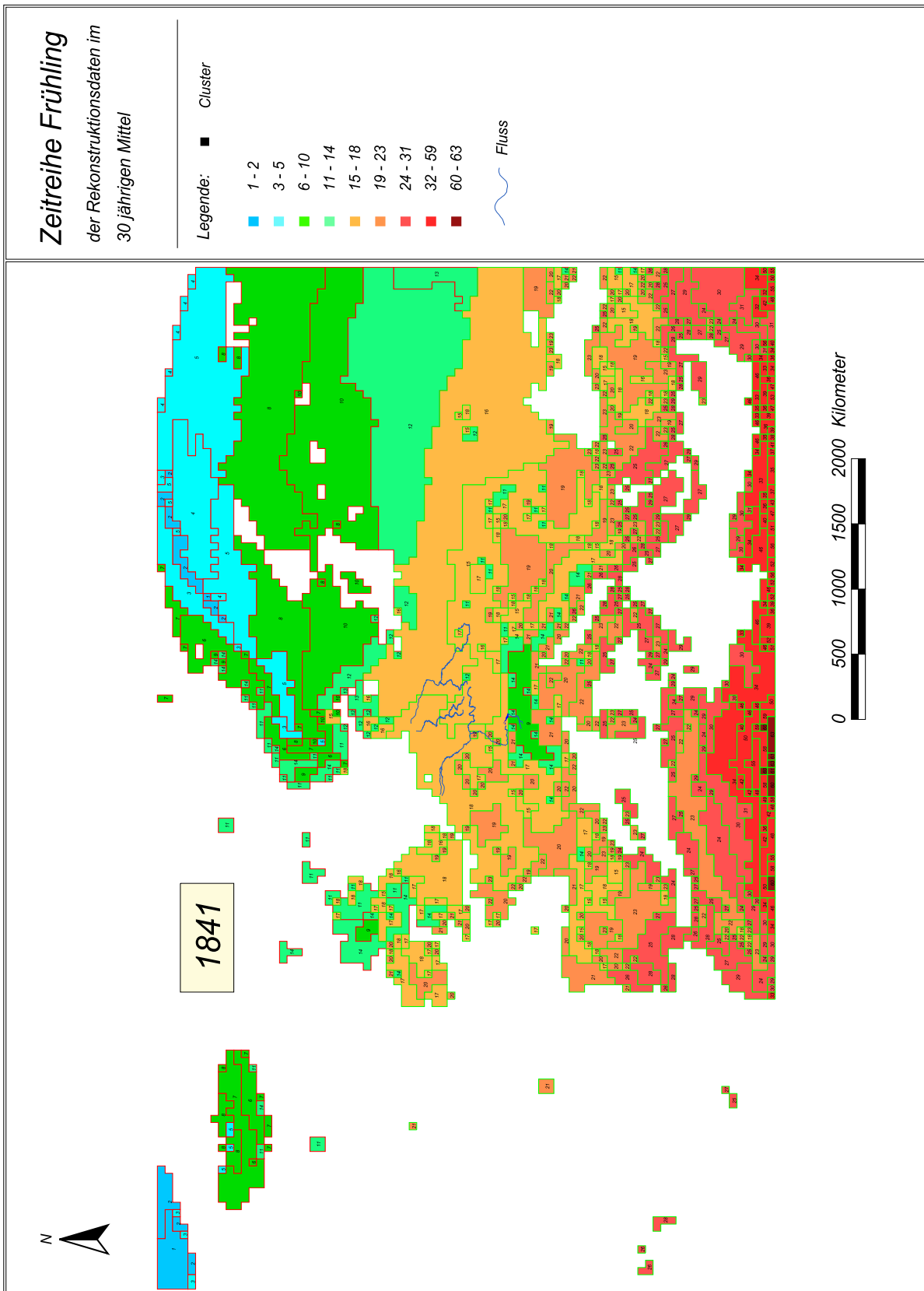


Abb. 14-133 Die Frühling-Klimasituation der Periode 1841 - 1870.

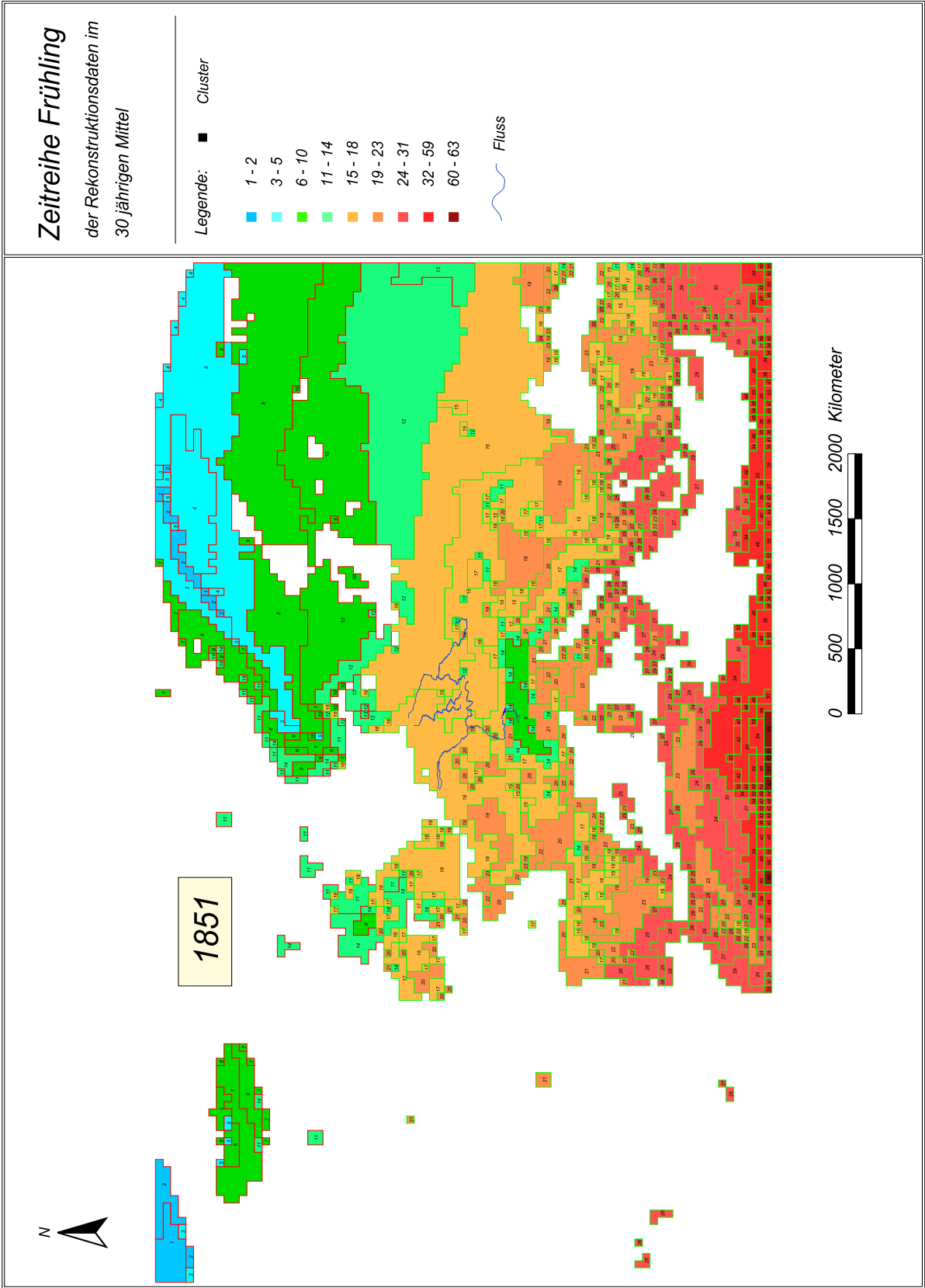


Abb. 14-134 Die Frühling-Klimasituation der Periode 1851 - 1880.

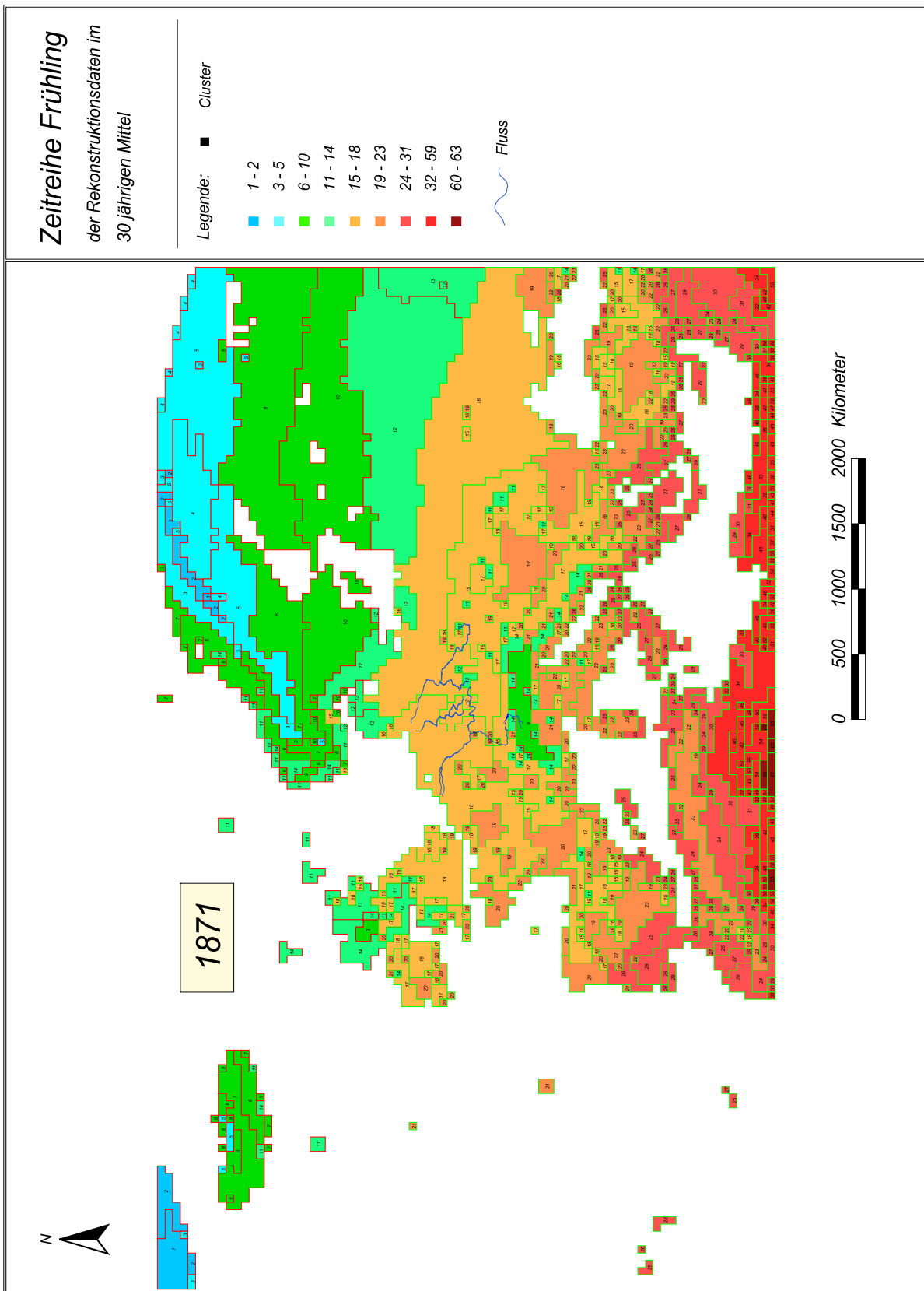


Abb. 14-135 Die Frühling-Klimasituation der Periode 1871 - 1900.

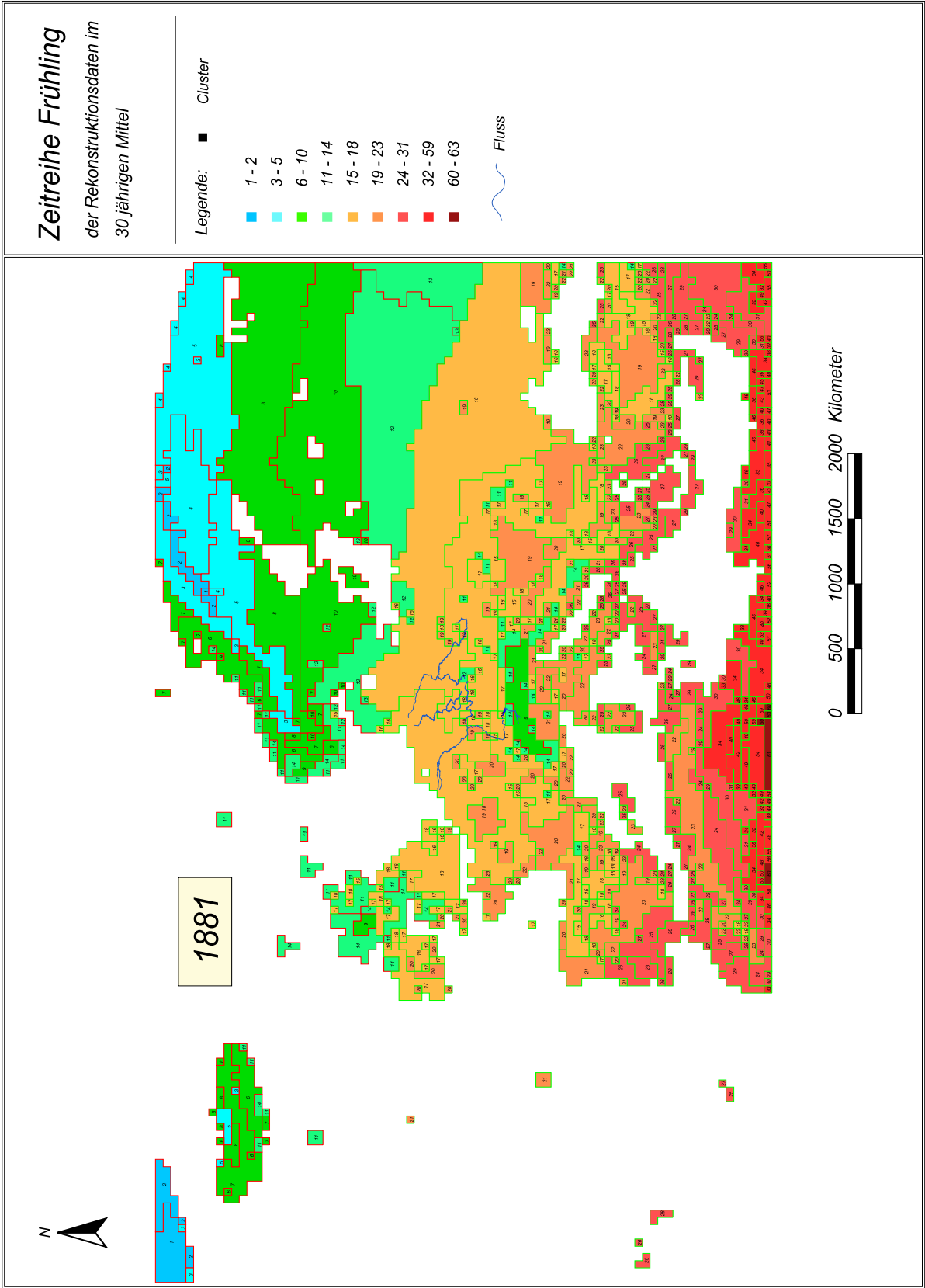


Abb. 14-136 Die Frühling-Klimasituation der Periode 1881 - 1910.

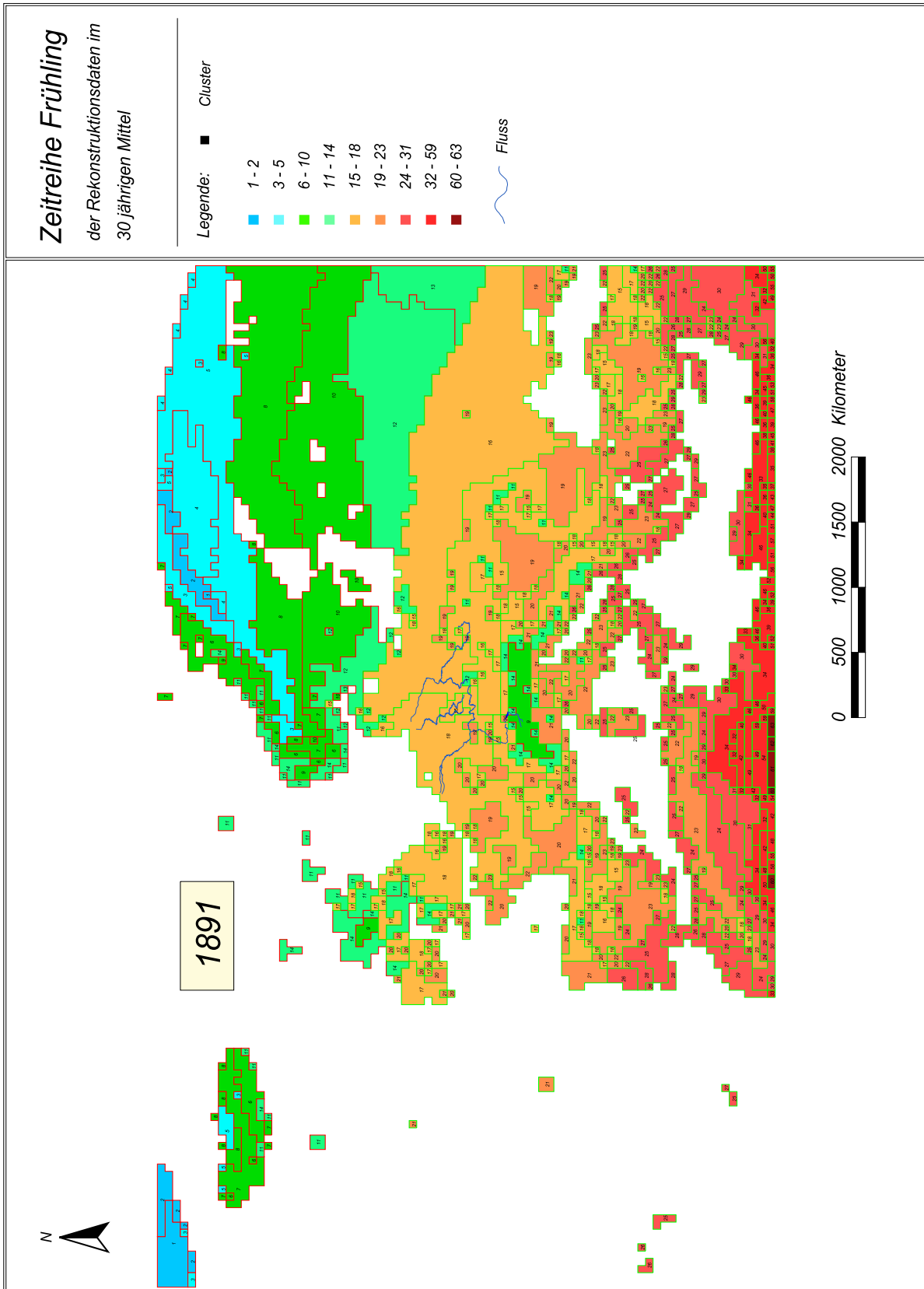


Abb. 14-137 Die Frühling-Klimasituation der Periode 1891 - 1920.

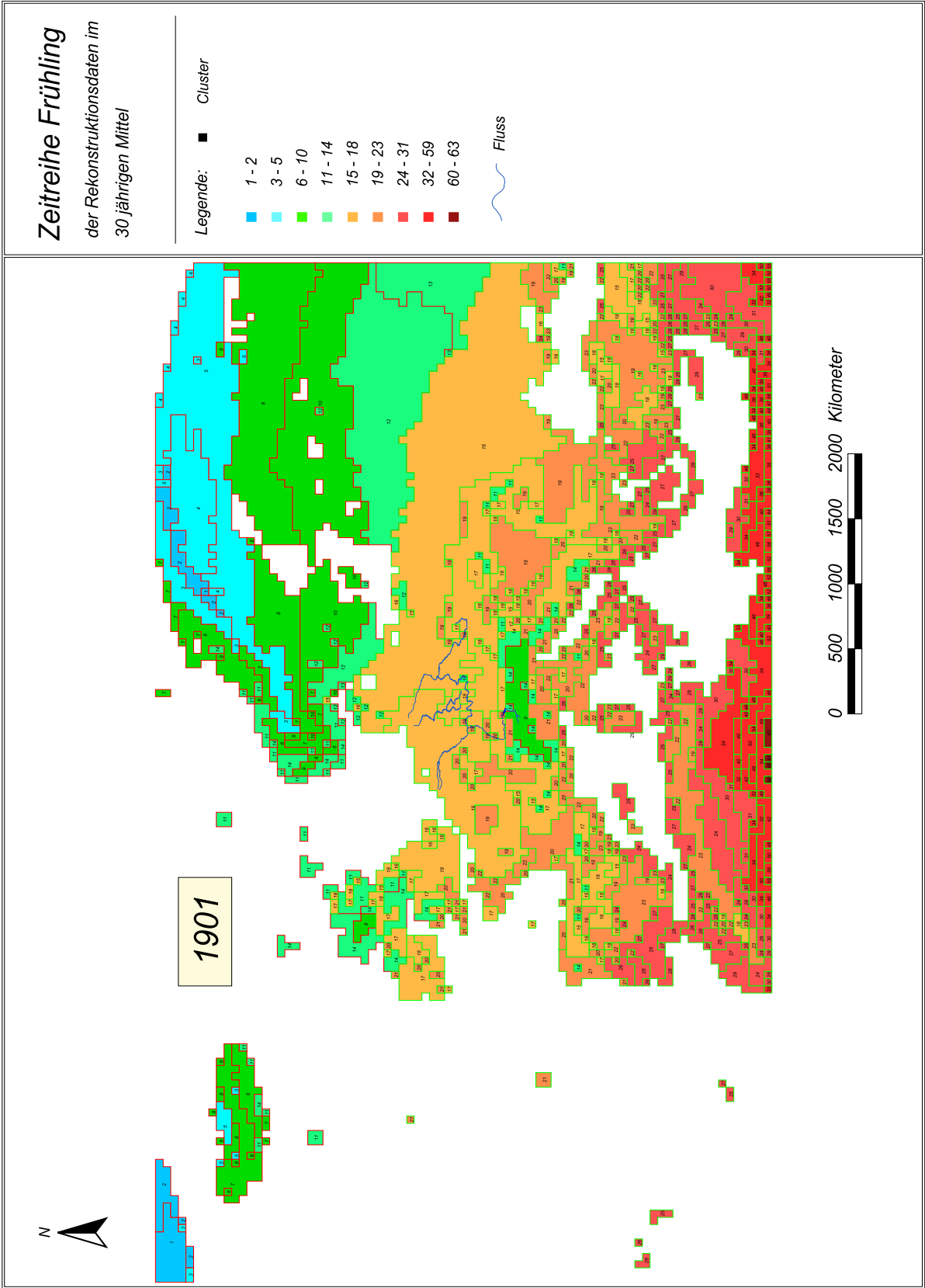


Abb. 14-138 Die Frühling-Klimasituation der Periode 1901 - 1930.

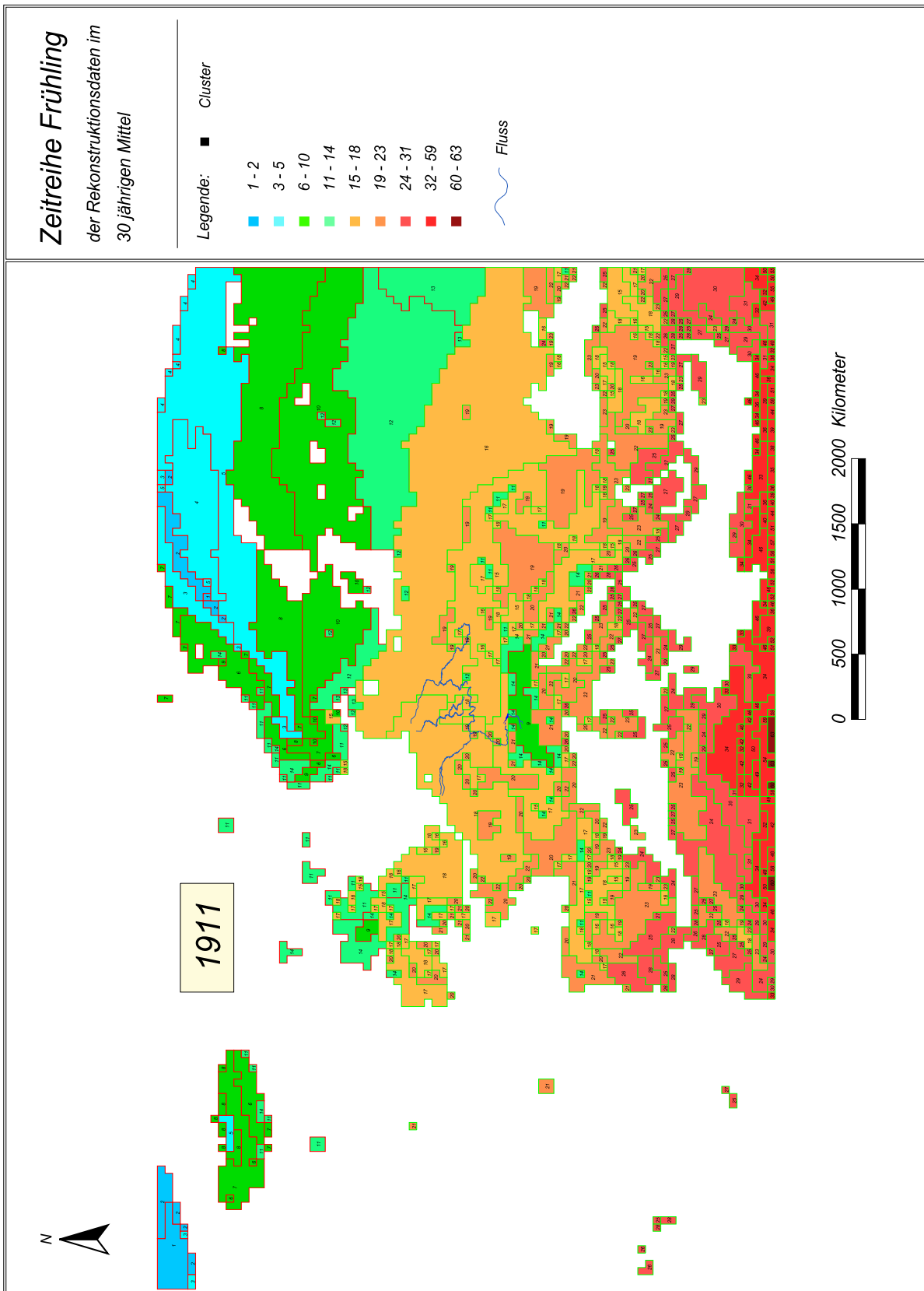


Abb. 14-139 Die Frühling-Klimasituation der Periode 1911 - 1940.

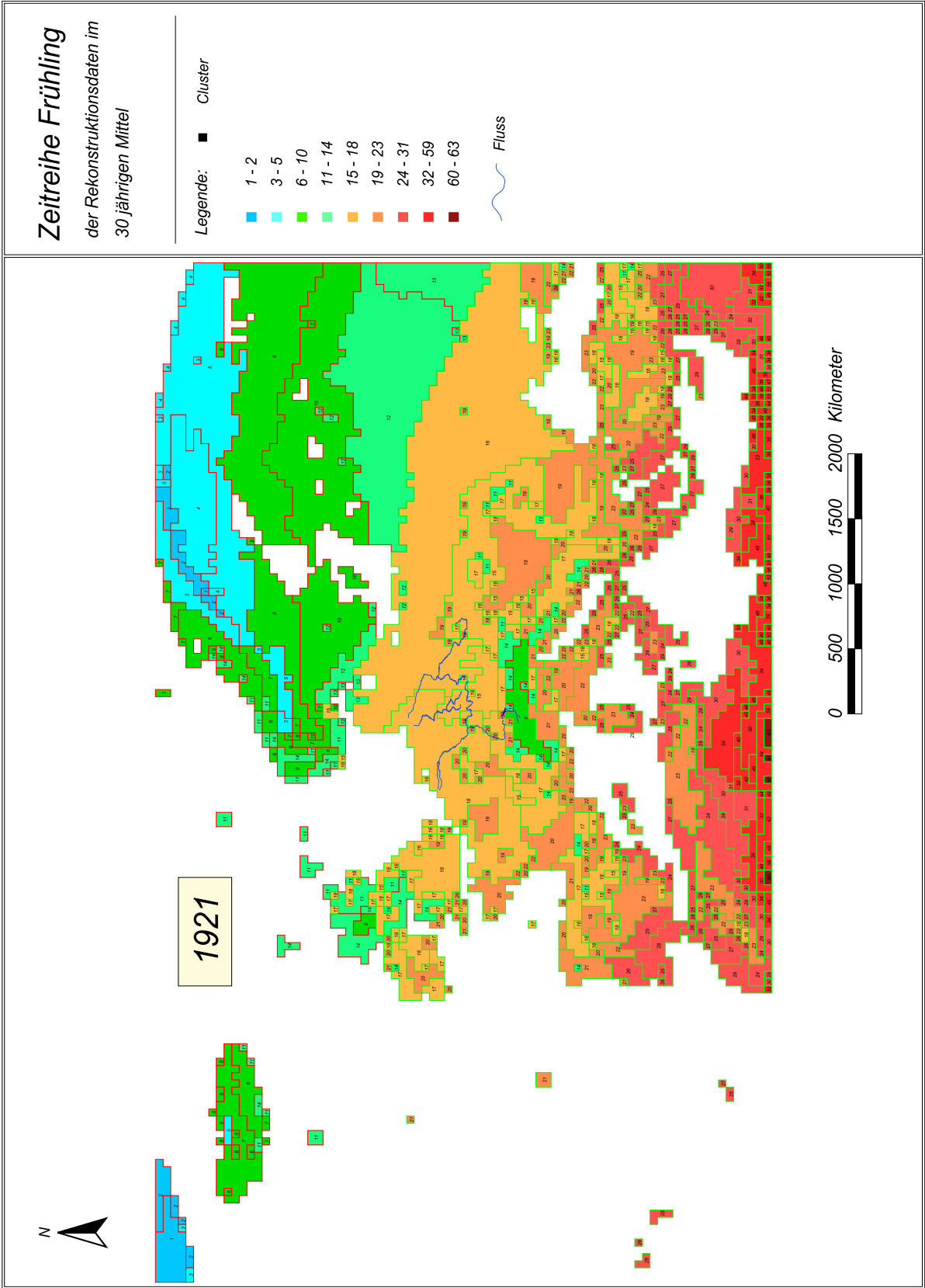


Abb. 14-140 Die Frühling-Klimasituation der Periode 1921 - 1950.

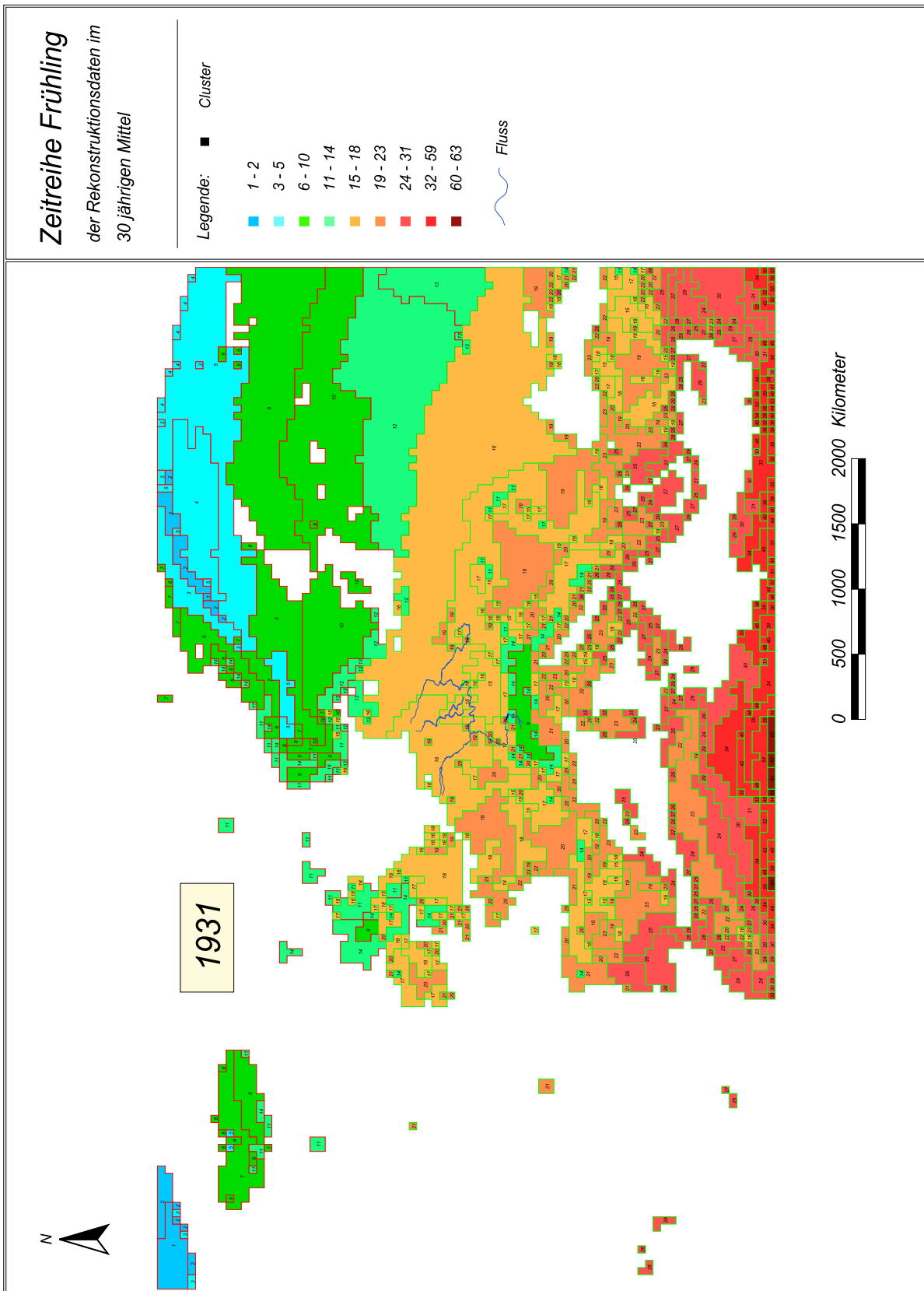


Abb. 14-141 Die Frühling-Klimasituation der Periode 1931 - 1960.

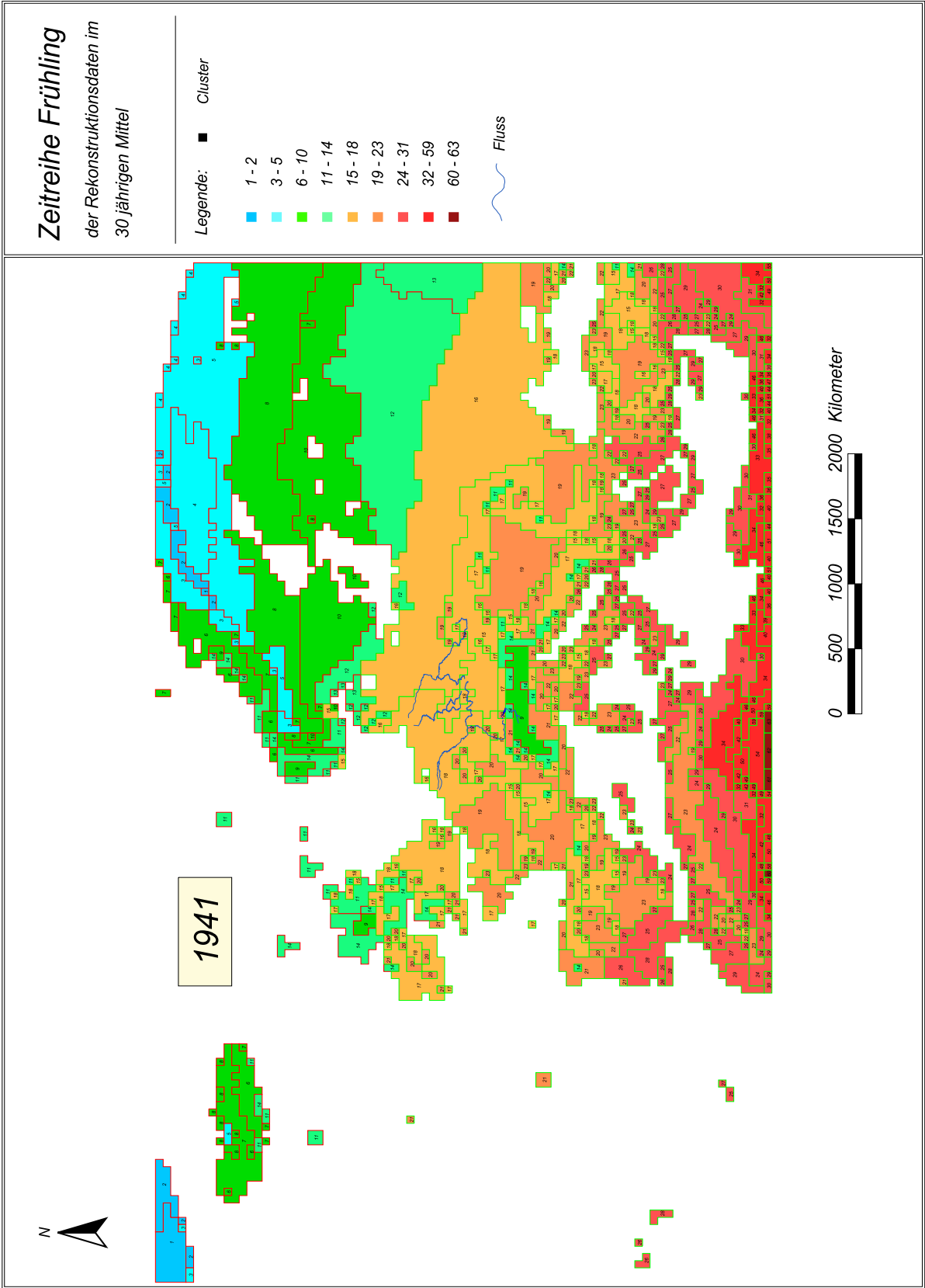


Abb. 14-142 Die Frühling-Klimasituation der Periode 1941 - 1970.

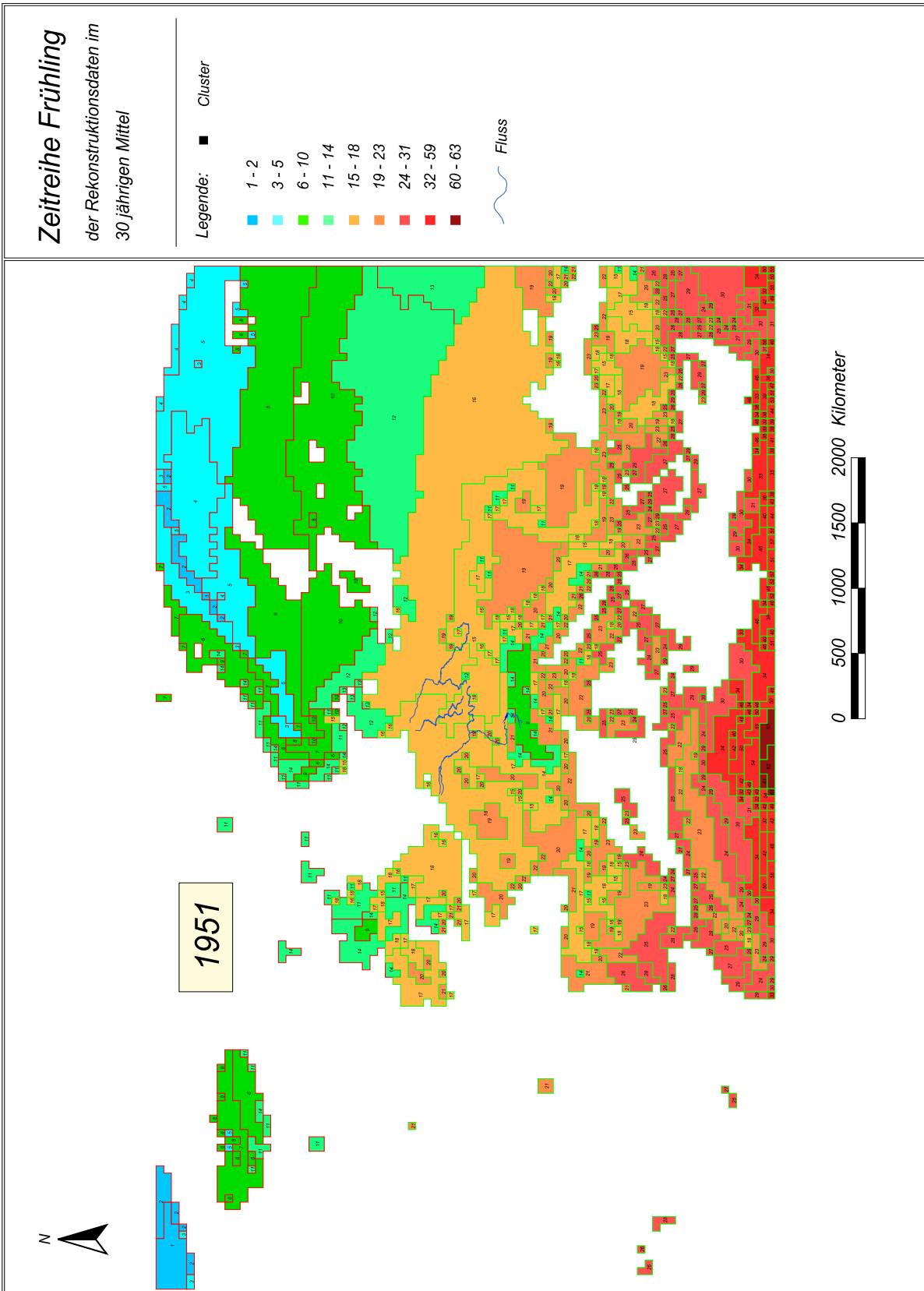


Abb. 14-143 Die Frühling-Klimasituation der Periode 1951 - 1980.

Tab. 14-18 Temperatur- und Niederschlagscharakteristika im Frühling innerhalb der Cluster- bzw. Klimaklasse 1-2. Dabei steht Cl=Cluster bzw. Klimatyp, Temp.=Temperatur, Nied.=Niederschlag und m.=Temperaturmittel/Niederschlagssumme.

Cl 1	M	A	M	m.
Temp.				
max.°C	-14,3	-10,6	-3,7	-9,5
mitt.°C	-18,5	-14,8	-8,2	-13,8
min.°C	-21,9	-18,6	-12	-17,5
Nied.				
max.mm	90	69	61	220
mitt.mm	77	58	46	181
min.mm	62	46	37	145
Cl 2	M	A	M	m.
Temp.				
max.°C	-12,2	-7	0	-6,4
mitt.°C	-14	-9	-2,1	-8,4
min.°C	-16	-11,7	-4,4	-10,7
Nied.				
max.mm	63	45	55	163
mitt.mm	49	36	36	121
min.mm	39	24	22	85

Tab. 14-19 Temperatur- und Niederschlagscharakteristika im Frühling innerhalb der Cluster- bzw. Klimaklasse 3-5. Dabei steht Cl=Cluster bzw. Klimatyp, Temp.=Temperatur, Nied.=Niederschlag und m.=Temperaturmittel/Niederschlagssumme.

Cl 3	M	A	M	m.
Temp.				
max.°C	-7,1	-2,9	3,1	-2,3
mitt.°C	-10,1	-5,2	0,9	-4,8
min.°C	-12,6	-8	-1,7	-7,4
Nied.				
max.mm	96	63	65	224
mitt.mm	63	47	48	158
min.mm	46	33	37	116
Cl 4	M	A	M	m.
Temp.				
max.°C	-8,6	-2,3	5,1	-1,9
mitt.°C	-10,4	-4,2	2,8	-3,9
min.°C	-12,4	-6,2	0,6	-6,0
Nied.				
max.mm	27	26	32	85
mitt.mm	19	21	26	66
min.mm	10	15	18	43
Cl 5	M	A	M	m.
Temp.				
max.°C	-6,6	-1,1	6	-0,6
mitt.°C	-9	-3	3,6	-2,8
min.°C	-11,7	-5,8	0,8	-5,6
Nied.				
max.mm	46	38	47	131
mitt.mm	28	27	35	90
min.mm	15	20	24	59

Tab. 14-20 Temperatur- und Niederschlagscharakteristika im Frühling innerhalb der Cluster- bzw. Klimaklasse 6-10. Dabei steht Cl=Cluster bzw. Klimatyp, Temp.=Temperatur, Nied.=Niederschlag und m.=Temperaturmittel/Niederschlagssumme.

Cl 6	M	A	M	m.
Temp.				
max.°C	0	2,3	6,5	2,9
mitt.°C	-3,4	-0,5	3,7	-0,1
min.°C	-7,4	-4	0,1	-3,8
Nied.				
max.mm	140	100	96	336
mitt.mm	102	77	70	249
min.mm	78	56	52	186
Cl 7	M	A	M	m.
Temp.				
max.°C	0,1	2,3	7,9	3,4
mitt.°C	-3,6	-0,6	4	-0,1
min.°C	-7,8	-2,7	1,7	-2,9
Nied.				
max.mm	84	68	75	227
mitt.mm	61	49	47	157
min.mm	42	31	26	99
Cl 8	M	A	M	m.
Temp.				
max.°C	-3	2,3	9,5	2,9
mitt.°C	-6,4	0,1	6,8	0,2
min.°C	-8,9	-2,2	3,3	-2,6
Nied.				
max.mm	46	42	56	144
mitt.mm	27	31	39	97
min.mm	17	22	24	63
Cl 9	M	A	M	m.
Temp.				
max.°C	1,2	3,9	8,1	4,4
mitt.°C	-3,4	0,3	5,3	0,7
min.°C	-7,1	-3,8	1,5	-3,1
Nied.				
max.mm	226	207	188	621
mitt.mm	135	148	148	431
min.mm	91	100	97	288

Cl 10	M	A	M	m.
Temp.				
max. °C	-0,6	4,3	11,6	5,1
mitt. °C	-3,9	2,9	9,5	2,8
min. °C	-6,5	0,8	7,3	0,5
Nied.				
max.mm	41	49	56	146
mitt.mm	31	36	42	109
min.mm	24	29	32	85

Tab. 14-21 Temperatur- und Niederschlagscharakteristika im Frühling innerhalb der Cluster- bzw. Klimaklasse 11-14. Dabei steht Cl=Cluster bzw. Klimatyp, Temp.=Temperatur, Nied.=Niederschlag und m.=Temperaturmittel/Niederschlagssumme.

Cl 11	M	A	M	m.
Temp.				
max.°C	4,2	6,1	10,5	6,9
mitt.°C	0,7	4	8,1	4,3
min.°C	-3	1,6	4,6	1,1
Nied.				
max.mm	108	89	114	311
mitt.mm	81	69	70	220
min.mm	47	52	44	143
Cl 12	M	A	M	m.
Temp.				
max.°C	1,1	6,6	13,9	7,2
mitt.°C	-2,8	4,8	11,7	4,6
min.°C	-5,2	3	9,5	2,4
Nied.				
max.mm	49	67	90	206
mitt.mm	37	41	48	126
min.mm	28	34	38	100
Cl 13	M	A	M	m.
Temp.				
max.°C	-2,2	7,4	15,1	6,8
mitt.°C	-3,9	5,9	13,6	5,2
min.°C	-5,4	4,6	12,2	3,8
Nied.				
max.mm	35	40	46	121
mitt.mm	28	36	42	106
min.mm	21	29	38	88
Cl 14	M	A	M	m.
Temp.				
max.°C	5,5	8,1	13	8,9
mitt.°C	2,5	5,7	9,7	6,0
min.°C	-1,2	2,9	6,4	2,7
Nied.				
max.mm	206	146	149	501
mitt.mm	119	102	104	325
min.mm	79	70	72	221

Tab. 14-22 Temperatur- und Niederschlagscharakteristika im Frühling innerhalb der Cluster- bzw. Klimaklasse 15-18. Dabei steht Cl=Cluster bzw. Klimatyp, Temp.=Temperatur, Nied.=Niederschlag und m.=Temperaturmittel/Niederschlagssumme.

Cl 15	M	A	M	m.
Temp.				
max.°C	4	8,7	14,2	9,0
mitt.°C	1,7	7	12,4	7,0
min.°C	-1	5,3	9,3	4,5
Nied.				
max.mm	66	82	105	253
mitt.mm	46	57	73	176
min.mm	31	42	45	118
Cl 16	M	A	M	m.
Temp.				
max.°C	3,6	9,6	16,4	9,9
mitt.°C	0,6	7,6	14,1	7,4
min.°C	-2,3	5,8	11,5	5,0
Nied.				
max.mm	52	54	71	177
mitt.mm	32	41	47	120
min.mm	23	29	31	83
Cl 17	M	A	M	m.
Temp.				
max.°C	6,9	9,4	14,5	10,3
mitt.°C	4,4	7,8	11,6	7,9
min.°C	1,1	6,1	9,4	5,5
Nied.				
max.mm	118	108	112	338
mitt.mm	78	76	83	237
min.mm	56	60	52	168
Cl 18	M	A	M	m.
Temp.				
max.°C	6,6	10,2	14,9	10,6
mitt.°C	4,5	8,4	12,8	8,6
min.°C	2,3	6,9	10,5	6,6
Nied.				
max.mm	83	73	91	247
mitt.mm	54	54	59	167
min.mm	37	42	39	118

Tab. 14-23 Temperatur- und Niederschlagscharakteristika im Frühling innerhalb der Cluster- bzw. Klimaklasse 19-23. Dabei steht Cl=Cluster bzw. Klimatyp, Temp.=Temperatur, Nied.=Niederschlag und m.=Temperaturmittel/Niederschlagssumme.

Cl 19	M	A	M	m.
Temp.				
max. °C	7,6	11,7	17,1	12,1
mitt. °C	4,7	10,2	15,3	10,1
min. °C	2,1	8,8	12,8	7,9
Nied.				
max.mm	66	62	77	205
mitt.mm	41	47	54	142
min.mm	28	31	31	90
Cl 20	M	A	M	m.
Temp.				
max. °C	9,2	11,6	16,7	12,5
mitt. °C	6,6	10,2	14,3	10,4
min. °C	3,9	8,9	12,4	8,4
Nied.				
max.mm	96	91	94	281
mitt.mm	71	68	69	208
min.mm	49	50	42	141
Cl 21	M	A	M	m.
Temp.				
max. °C	11,4	13,1	18	14,2
mitt. °C	7,8	10,7	14,1	10,9
min. °C	4,5	8,3	10,6	7,8
Nied.				
max.mm	159	140	168	467
mitt.mm	108	101	96	305
min.mm	80	81	67	228
Cl 22	M	A	M	m.
Temp.				
max. °C	10,6	13,7	18,8	14,4
mitt. °C	8,2	11,9	16,3	12,1
min. °C	5,4	10,3	13,8	9,8
Nied.				
max.mm	115	87	91	293
mitt.mm	71	60	51	182
min.mm	48	42	31	121

Cl 23	M	A	M	m.
Temp.				
max.°C	10,4	13,3	18	13,9
mitt.°C	8,8	12	16	12,3
min.°C	6,2	10,5	14,1	10,3
Nied.				
max.mm	74	60	60	194
mitt.mm	49	43	38	130
min.mm	31	31	16	78

Tab. 14-24 Temperatur- und Niederschlagscharakteristika im Frühling innerhalb der Cluster- bzw. Klimaklasse 24-31. Dabei steht Cl=Cluster bzw. Klimatyp, Temp.=Temperatur, Nied.=Niederschlag und m.=Temperaturmittel/Niederschlagssumme.

Cl 24	M	A	M	m.
Temp.				
max. °C	13	14,8	19,5	15,8
mitt. °C	10,7	13,7	17,5	14,0
min. °C	8,7	12	15,8	12,2
Nied.				
max.mm	58	46	46	150
mitt.mm	36	32	25	93
min.mm	21	18	8	47
Cl 25	M	A	M	m.
Temp.				
max. °C	12,4	14,7	19,9	15,7
mitt. °C	10,6	13,7	17,6	14,0
min. °C	8,5	12,6	15,7	12,3
Nied.				
max.mm	92	71	56	219
mitt.mm	69	52	37	158
min.mm	44	36	21	101
Cl 26	M	A	M	m.
Temp.				
max. °C	14,2	14,8	18,1	15,7
mitt. °C	12,4	14,1	16,3	14,3
min. °C	10,1	13	14,6	12,6
Nied.				
max.mm	124	99	79	302
mitt.mm	94	73	54	221
min.mm	75	55	29	159
Cl 27	M	A	M	m.
Temp.				
max. °C	14,1	16,5	21,2	17,3
mitt. °C	12	15	18,7	15,2
min. °C	10,2	13,9	16,9	13,7
Nied.				
max.mm	91	53	42	186
mitt.mm	60	39	24	123
min.mm	34	26	11	71

Cl 28	M	A	M	m.
Temp.				
max. °C	15,4	17,1	20,5	17,7
mitt. °C	13,4	15,4	17,9	15,6
min. °C	11,1	14,5	16,3	14,0
Nied.				
max.mm	100	76	57	233
mitt.mm	76	57	37	170
min.mm	59	45	24	128
Cl 29	M	A	M	m.
Temp.				
max. °C	14,7	17,6	22,6	18,3
mitt. °C	12,9	16,2	20	16,4
min. °C	10,5	15,1	17,6	14,4
Nied.				
max.mm	74	47	28	149
mitt.mm	44	29	16	89
min.mm	22	18	3	43
Cl 30	M	A	M	m.
Temp.				
max. °C	16,2	18,8	23,7	19,6
mitt. °C	13,1	17,3	21,6	17,3
min. °C	10,6	15,1	19,1	14,9
Nied.				
max.mm	50	27	19	96
mitt.mm	22	15	9	46
min.mm	10	6	1	17
Cl 31	M	A	M	m.
Temp.				
max. °C	13,8	18,6	23,4	18,6
mitt. °C	13,5	18	22,6	18,0
min. °C	13,3	17,6	22,1	17,7
Nied.				
max.mm	11	7	3	21
mitt.mm	9	6	3	18
min.mm	8	5	2	15

Tab. 14-25 Temperatur- und Niederschlagscharakteristika im Frühling innerhalb der Cluster- bzw. Klimaklasse 32-59. Dabei steht Cl=Cluster bzw. Klimatyp, Temp.=Temperatur, Nied.=Niederschlag und m.=Temperaturmittel/Niederschlagssumme.

Cl 32	M	A	M	m.
Temp.				
max.°C	14,4	19	23,6	19,0
mitt.°C	14,2	18,7	23,2	18,7
min.°C	14,1	18,5	23	18,5
Nied.				
max.mm	9	5	1	15
mitt.mm	8	5	1	14
min.mm	7	4	1	12
Cl 33	M	A	M	m.
Temp.				
max.°C	15,9	19	22,1	19,0
mitt.°C	15,8	18,7	21,7	18,7
min.°C	15,6	18,4	21,3	18,4
Nied.				
max.mm	7	6	5	18
mitt.mm	6	5	4	15
min.mm	6	4	3	13
Cl 34	M	A	M	m.
Temp.				
max.°C	16,6	19,8	24,4	20,3
mitt.°C	14,9	18,8	22,9	18,9
min.°C	13,2	17,8	20,7	17,2
Nied.				
max.mm	32	17	10	59
mitt.mm	13	7	5	25
min.mm	6	2	1	9
Cl 35	M	A	M	m.
Temp.				
max.°C	15,9	19	22	19,0
mitt.°C	15,9	18,9	21,9	18,9
min.°C	15,9	18,8	21,7	18,8
Nied.				
max.mm	5	4	4	13
mitt.mm	5	4	3	12
min.mm	4	3	3	10

Cl 36	M	A	M	m.
Temp.				
max. °C	16,2	19,7	23	19,6
mitt. °C	15,7	19,2	22,6	19,2
min. °C	14,8	18,8	22,4	18,7
Nied.				
max.mm	8	7	4	19
mitt.mm	7	6	3	16
min.mm	6	5	2	13
Cl 37				
Temp.				
max. °C	16,2	19,3	22,4	19,3
mitt. °C	16,2	19,3	22,4	19,3
min. °C	16,2	19,3	22,4	19,3
Nied.				
max.mm	3	4	3	10
mitt.mm	3	4	3	10
min.mm	3	4	3	10
Cl 38	M	A	M	m.
Temp.				
max. °C	16,2	19,5	22,9	19,5
mitt. °C	16,1	19,3	22,6	19,3
min. °C	16	19	21,9	19,0
Nied.				
max.mm	7	3	3	13
mitt.mm	6	3	2	11
min.mm	5	2	1	8
Cl 39	M	A	M	m.
Temp.				
max. °C	16	19,4	22,9	19,4
mitt. °C	16	19,4	22,9	19,4
min. °C	16	19,4	22,9	19,4
Nied.				
max.mm	7	3	3	13
mitt.mm	7	3	3	13
min.mm	7	3	3	13

Cl 40	M	A	M	m.
Temp.				
max. °C	15,9	19,6	23,5	19,7
mitt. °C	15,7	19,5	23,2	19,5
min. °C	15,4	19,4	22,9	19,2
Nied.				
max.mm	9	5	1	15
mitt.mm	8	4	1	13
min.mm	7	4	1	12
Cl 41	M	A	M	m.
Temp.				
max. °C	16,6	19,7	22,9	19,7
mitt. °C	16,4	19,6	22,7	19,6
min. °C	16,3	19,4	22,4	19,4
Nied.				
max.mm	5	1	1	7
mitt.mm	5	1	1	7
min.mm	4	1	1	6
Cl 42	M	A	M	m.
Temp.				
max. °C	15,3	19,8	24,4	19,8
mitt. °C	15,1	19,6	24,2	19,6
min. °C	14,9	19,4	24,1	19,5
Nied.				
max.mm	6	4	3	13
mitt.mm	5	4	2	11
min.mm	5	3	2	10
Cl 43	M	A	M	m.
Temp.				
max. °C	16,3	19,8	23,2	19,8
mitt. °C	16,3	19,7	23	19,7
min. °C	16,3	19,6	22,9	19,6
Nied.				
max.mm	4	3	2	9
mitt.mm	4	3	2	9
min.mm	3	3	1	7

Cl 44	M	A	M	m.
Temp.				
max. °C	16,3	20,2	24,1	20,2
mitt. °C	15,6	19,9	24	19,8
min. °C	15	19,5	23,8	19,4
Nied.				
max.mm	6	4	1	11
mitt.mm	6	3	1	10
min.mm	5	3	1	9
Cl 45	M	A	M	m.
Temp.				
max. °C	16,7	19,9	23,5	20,0
mitt. °C	16,6	19,8	23,2	19,9
min. °C	16,4	19,8	23	19,7
Nied.				
max.mm	6	3	2	11
mitt.mm	5	2	2	9
min.mm	5	2	2	9
Cl 46	M	A	M	m.
Temp.				
max. °C	17,2	20,7	24,7	20,9
mitt. °C	16,6	19,9	23,3	19,9
min. °C	15,7	19,4	21,7	18,9
Nied.				
max.mm	26	13	8	47
mitt.mm	14	4	3	21
min.mm	5	2	1	8
Cl 47	M	A	M	m.
Temp.				
max. °C	16,3	20	23,6	20,0
mitt. °C	16,3	20	23,6	20,0
min. °C	16,3	20	23,6	20,0
Nied.				
max.mm	5	3	1	9
mitt.mm	5	3	1	9
min.mm	5	3	1	9

Cl 48	M	A	M	m.
Temp.				
max. °C	16	20,2	24,9	20,4
mitt. °C	15,8	20	24,6	20,1
min. °C	15,6	19,8	24,4	19,9
Nied.				
max.mm	4	4	5	13
mitt.mm	4	4	4	12
min.mm	4	3	4	11
Cl 49	M	A	M	m.
Temp.				
max. °C	15,8	20,4	25,1	20,4
mitt. °C	15,5	20,1	24,9	20,2
min. °C	15,1	19,9	24,6	19,9
Nied.				
max.mm	4	4	2	10
mitt.mm	4	4	2	10
min.mm	3	4	2	9
Cl 50	M	A	M	m.
Temp.				
max. °C	16,7	21,4	26,1	21,4
mitt. °C	15,7	20,3	25	20,3
min. °C	14,9	19,4	24	19,4
Nied.				
max.mm	14	11	8	33
mitt.mm	7	4	3	14
min.mm	3	2	1	6
Cl 51	M	A	M	m.
Temp.				
max. °C	16,6	20,6	24,3	20,5
mitt. °C	16,5	20,5	24,1	20,4
min. °C	16,4	20,3	24	20,2
Nied.				
max.mm	9	3	1	13
mitt.mm	8	3	1	12
min.mm	8	3	1	12

Cl 52	M	A	M	m.
Temp.				
max. °C	17,3	20,5	23,8	20,5
mitt. °C	17,2	20,4	23,5	20,4
min. °C	17,2	20,2	23,3	20,2
Nied.				
max.mm	11	4	2	17
mitt.mm	11	3	2	16
min.mm	10	3	2	15
Cl 53	M	A	M	m.
Temp.				
max. °C	17,4	21	24,5	21,0
mitt. °C	17	20,5	24,1	20,5
min. °C	16,6	20,1	23,8	20,2
Nied.				
max.mm	4	3	2	9
mitt.mm	4	3	2	9
min.mm	3	2	1	6
Cl 54	M	A	M	m.
Temp.				
max. °C	16	20,7	25,4	20,7
mitt. °C	15,9	20,6	25,3	20,6
min. °C	15,8	20,3	24,9	20,3
Nied.				
max.mm	5	3	1	9
mitt.mm	4	2	1	7
min.mm	4	2	1	7
Cl 55	M	A	M	m.
Temp.				
max. °C	15,8	20,7	25,5	20,7
mitt. °C	15,8	20,7	25,5	20,7
min. °C	15,7	20,6	25,4	20,6
Nied.				
max.mm	4	7	4	15
mitt.mm	4	5	3	12
min.mm	4	4	2	10

Cl 56	M	A	M	m.
Temp.				
max. °C	17,1	20,7	24,5	20,8
mitt. °C	17	20,7	24,4	20,7
min. °C	16,8	20,6	24,2	20,5
Nied.				
max.mm	10	4	1	15
mitt.mm	9	4	1	14
min.mm	9	4	1	14
Cl 57	M	A	M	m.
Temp.				
max. °C	16,8	20,7	24,6	20,7
mitt. °C	16,8	20,7	24,5	20,7
min. °C	16,7	20,7	24,5	20,6
Nied.				
max.mm	10	3	1	14
mitt.mm	10	3	1	14
min.mm	9	3	1	13
Cl 58	M	A	M	m.
Temp.				
max. °C	16,5	20,7	25,3	20,8
mitt. °C	16,4	20,7	25,2	20,8
min. °C	16,3	20,6	25,1	20,7
Nied.				
max.mm	3	3	3	9
mitt.mm	3	3	3	9
min.mm	3	2	3	8
Cl 59	M	A	M	m.
Temp.				
max. °C	17,4	21,1	25,8	21,4
mitt. °C	16,6	20,9	25,2	20,9
min. °C	16,2	20,8	24,3	20,4
Nied.				
max.mm	9	3	2	14
mitt.mm	8	2	2	12
min.mm	7	2	1	10

Tab. 14-26 Temperatur- und Niederschlagscharakteristika im Frühling innerhalb der Cluster- bzw. Klimaklasse 60-63. Dabei steht Cl=Cluster bzw. Klimatyp, Temp.=Temperatur, Nied.=Niederschlag und m.=Temperaturmittel/Niederschlagssumme.

Cl 60	M	A	M	m.
Temp.				
max.°C	17,2	21,3	25,9	21,5
mitt.°C	17,1	21,1	25,8	21,3
min.°C	16,9	20,9	25,6	21,1
Nied.				
max.mm	4	2	2	8
mitt.mm	3	2	1	6
min.mm	3	2	1	6
Cl 61	M	A	M	m.
Temp.				
max.°C	16,8	21,5	26,1	21,5
mitt.°C	16,7	21,4	26	21,4
min.°C	16,5	21,3	25,9	21,2
Nied.				
max.mm	3	2	1	6
mitt.mm	3	1	1	5
min.mm	3	1	1	5
Cl 62	M	A	M	m.
Temp.				
max.°C	16,5	21,5	26,3	21,4
mitt.°C	16,5	21,5	26,2	21,4
min.°C	16,4	21,4	26,1	21,3
Nied.				
max.mm	4	1	1	6
mitt.mm	3	1	0	4
min.mm	3	1	0	4
Cl 63	M	A	M	m.
Temp.				
max.°C	16,6	21,5	26,3	21,5
mitt.°C	16,5	21,5	26,2	21,4
min.°C	16,5	21,5	26,2	21,4
Nied.				
max.mm	4	1	1	6
mitt.mm	4	1	1	6
min.mm	3	1	1	5

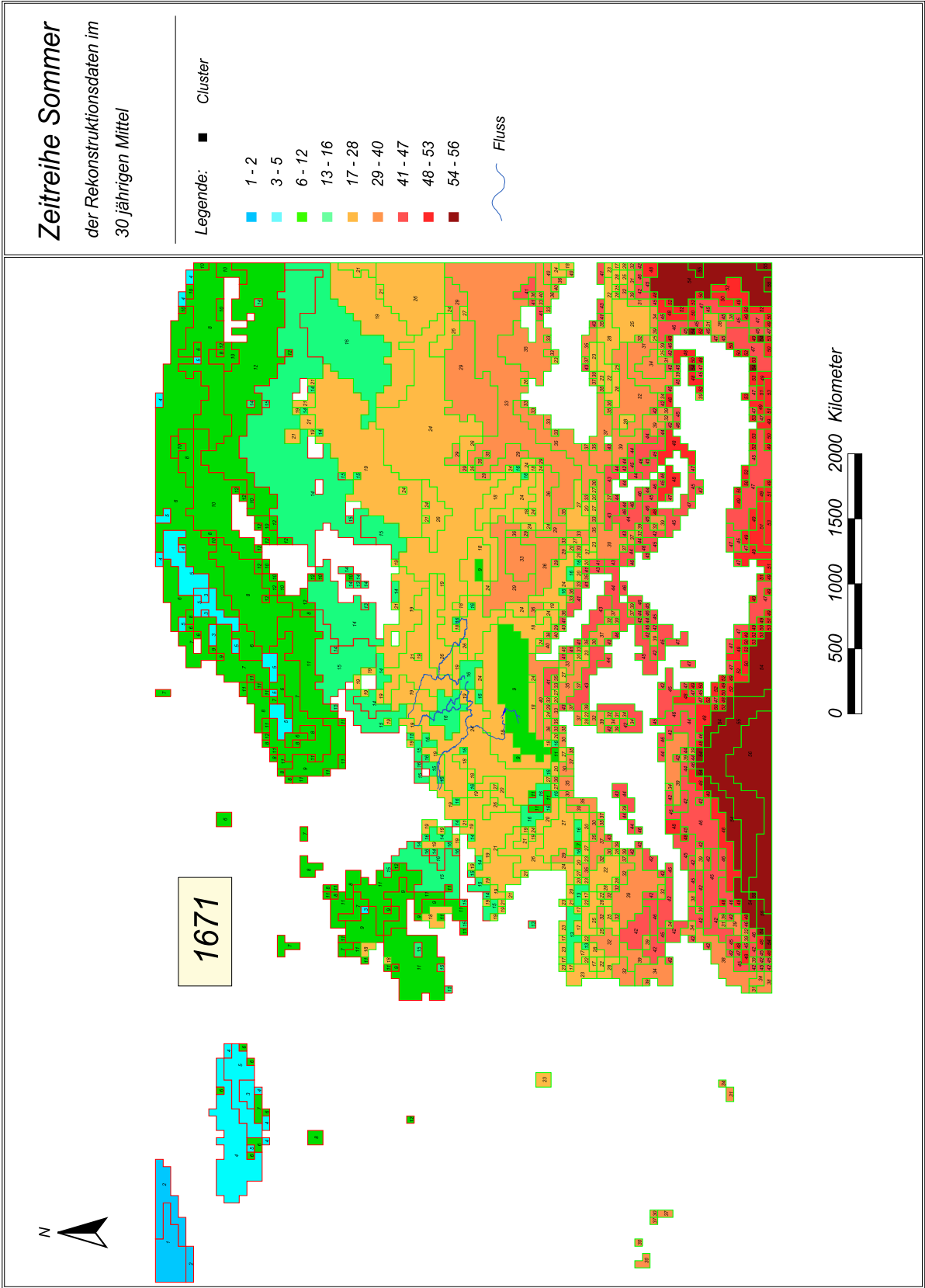


Abb. 14-144 Die Sommer-Klimasituation der Periode 1671 - 1700.

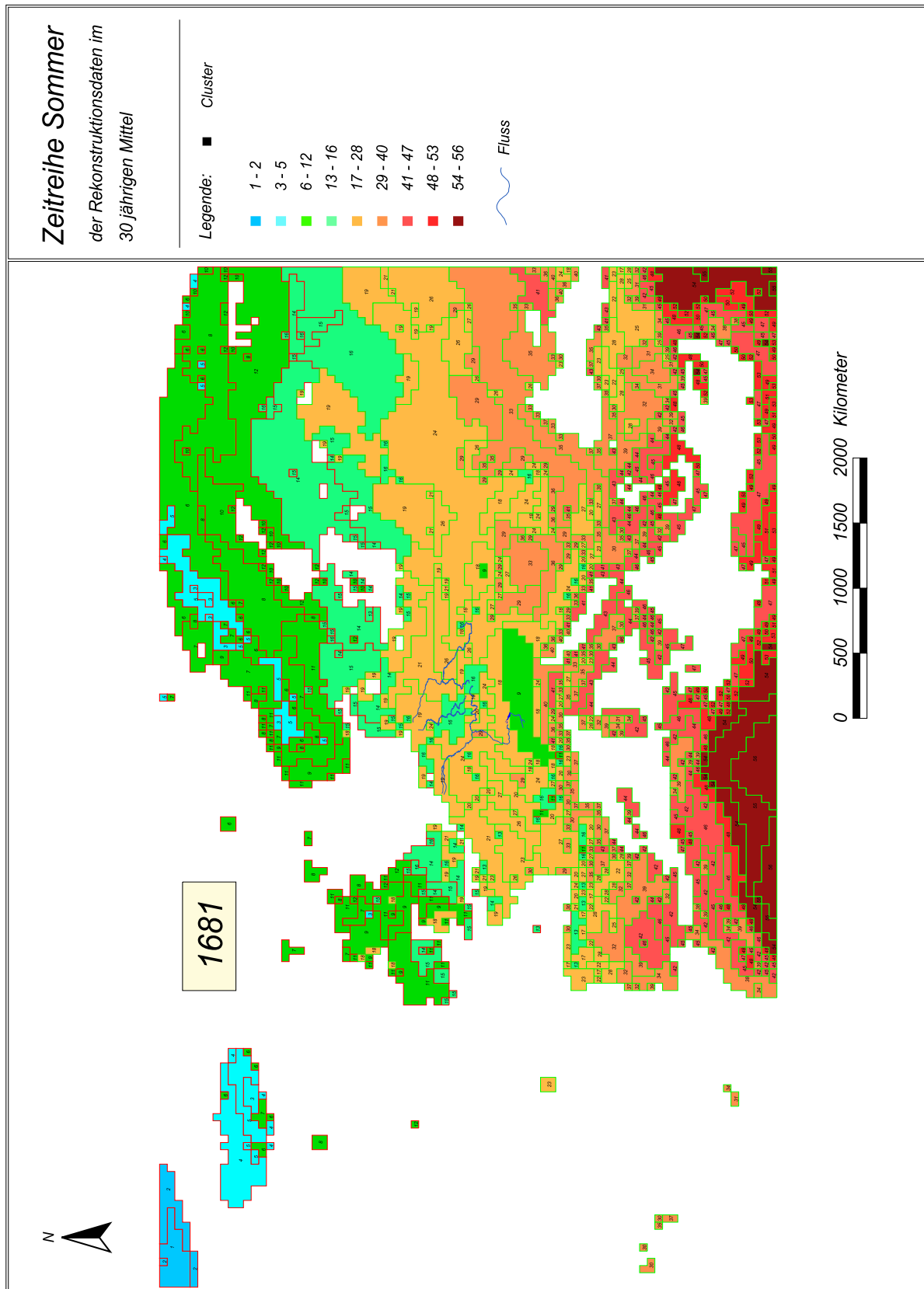


Abb. 14-145 Die Sommer-Klimasituation der Periode 1681 - 1710.

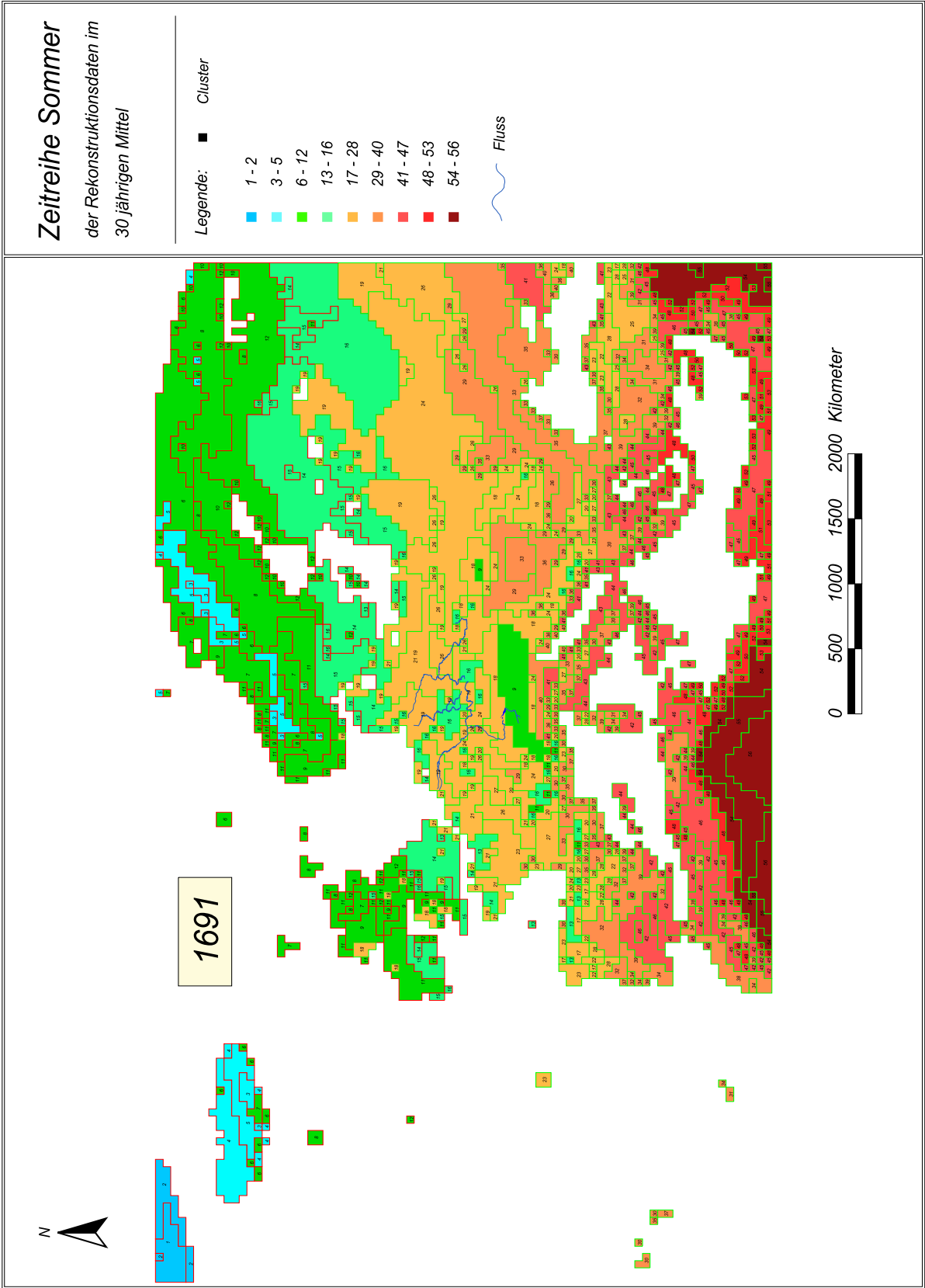


Abb. 14-146 Die Sommer-Klimasituation der Periode 1691 - 1720.

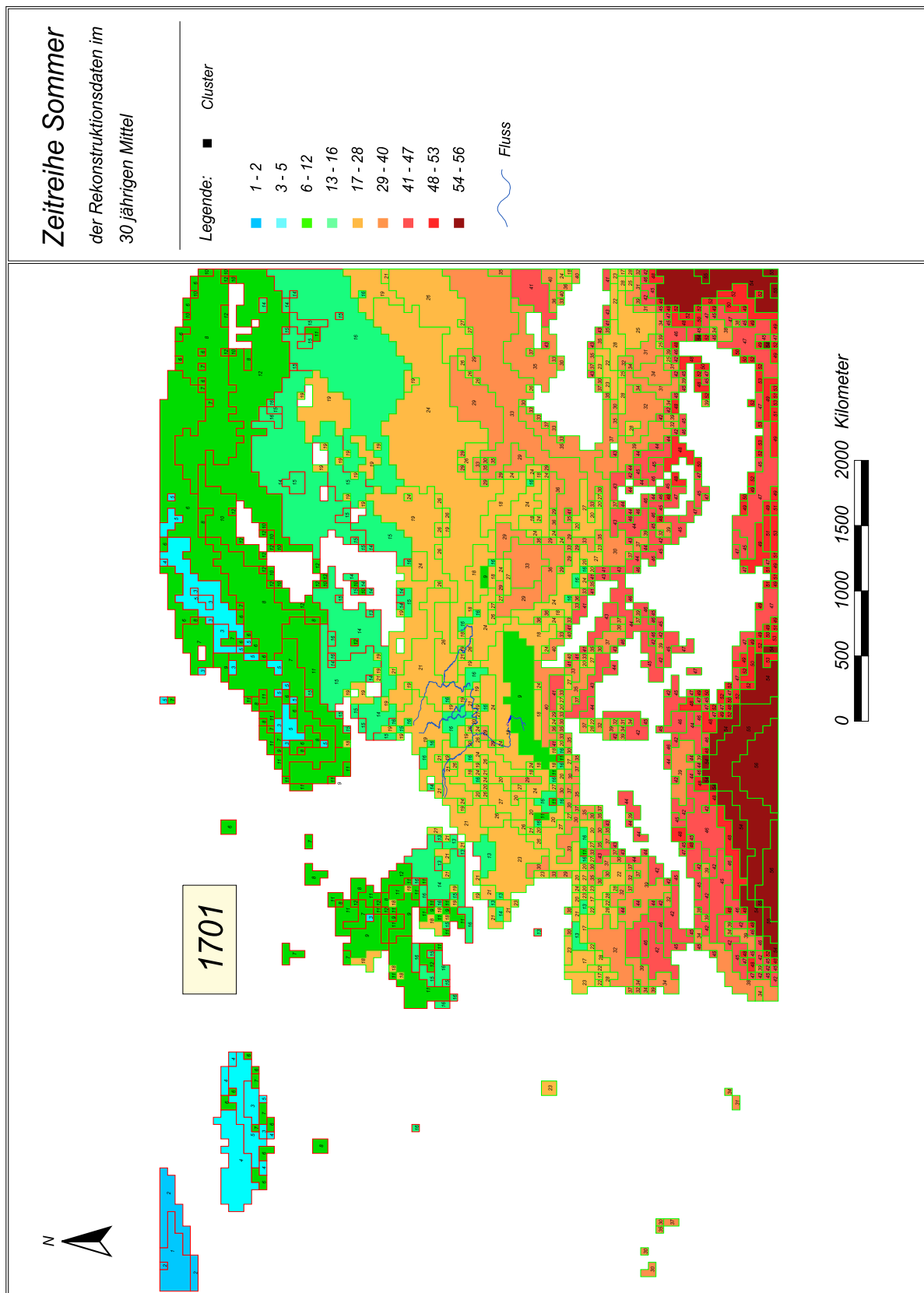


Abb. 14-147 Die Sommer-Klimasituation der Periode 1701 - 1730.

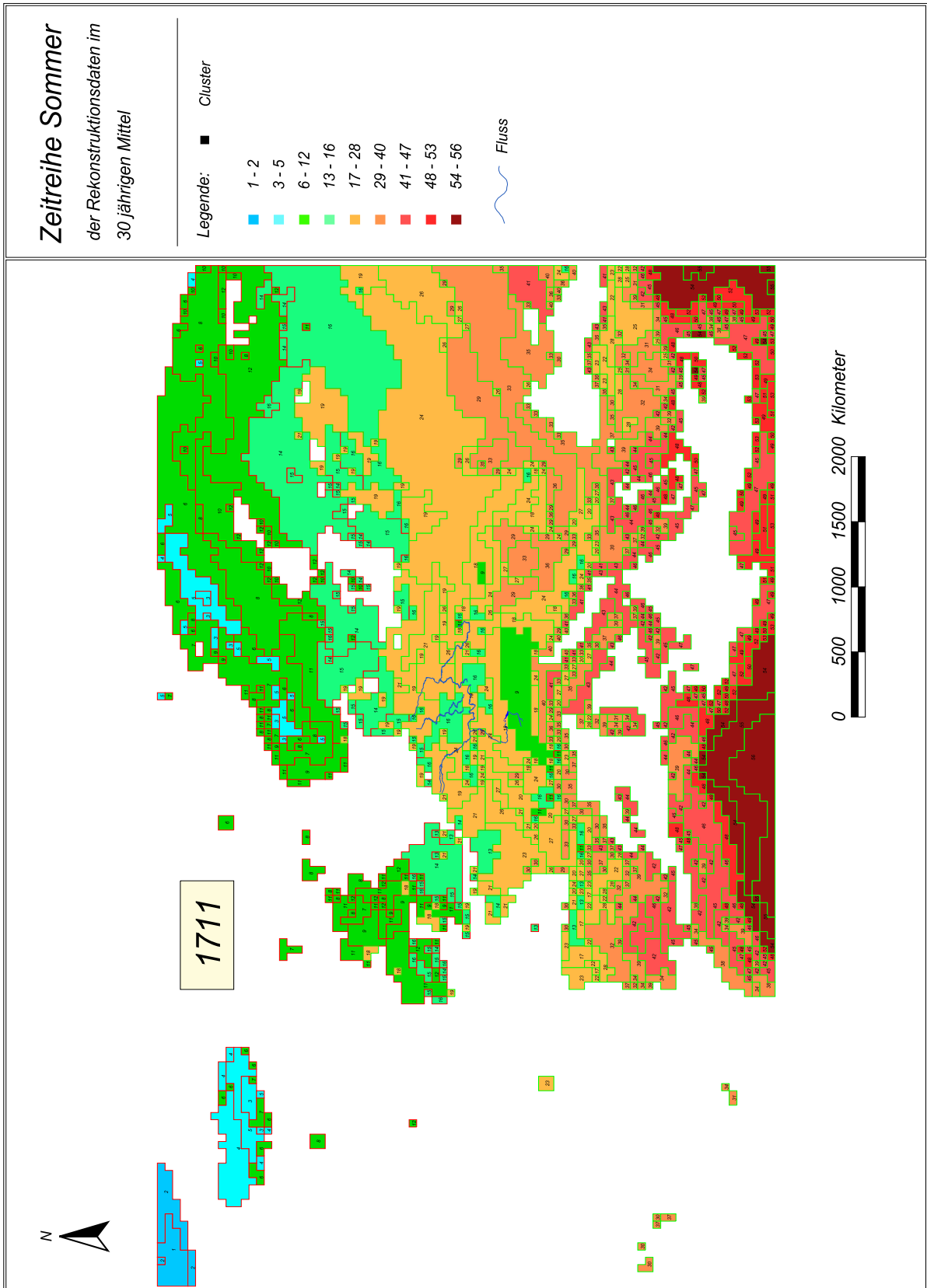


Abb. 14-148 Die Sommer-Klimasituation der Periode 1711 - 1740.

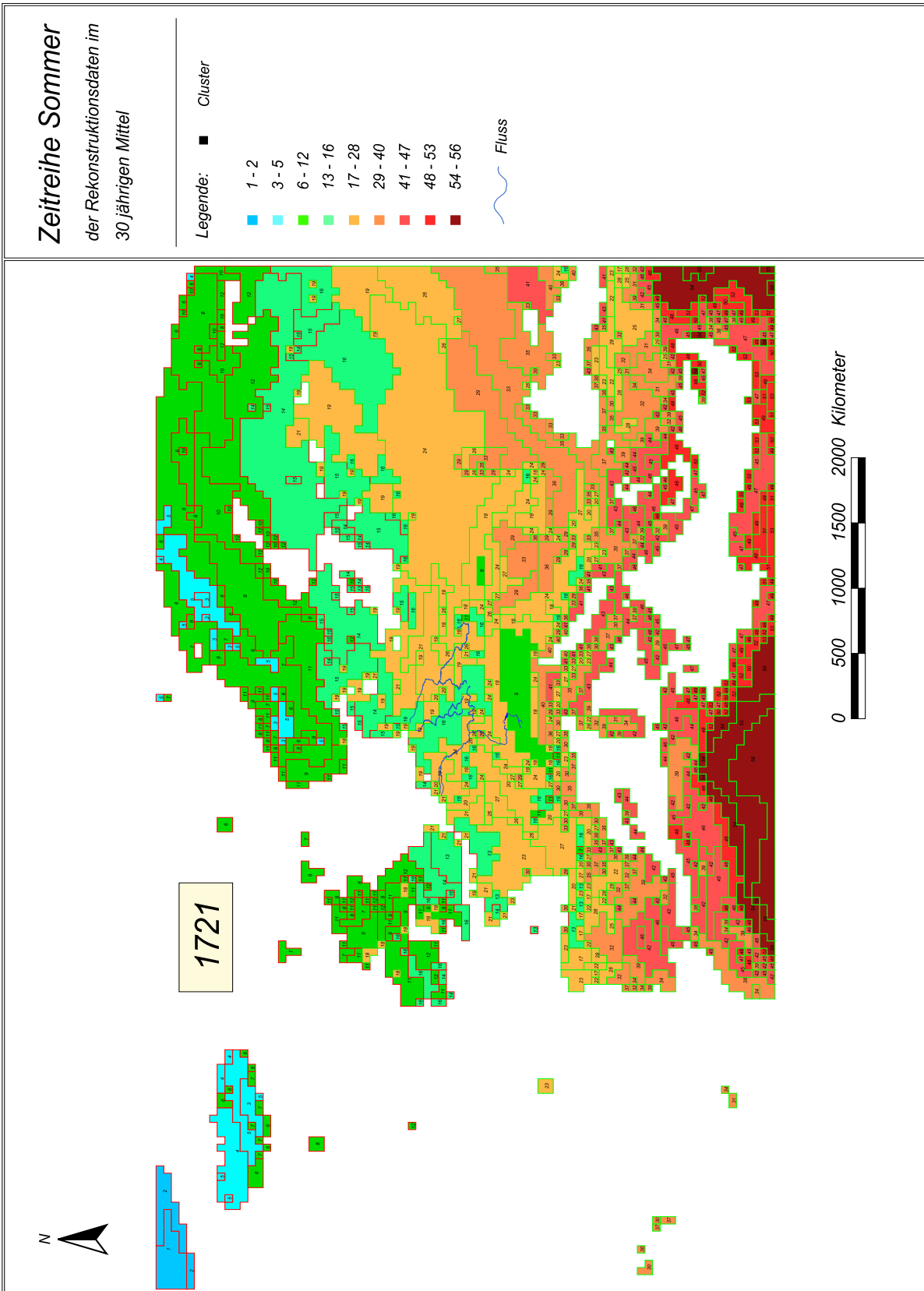


Abb. 14-149 Die Sommer-Klimasituation der Periode 1721 - 1750.

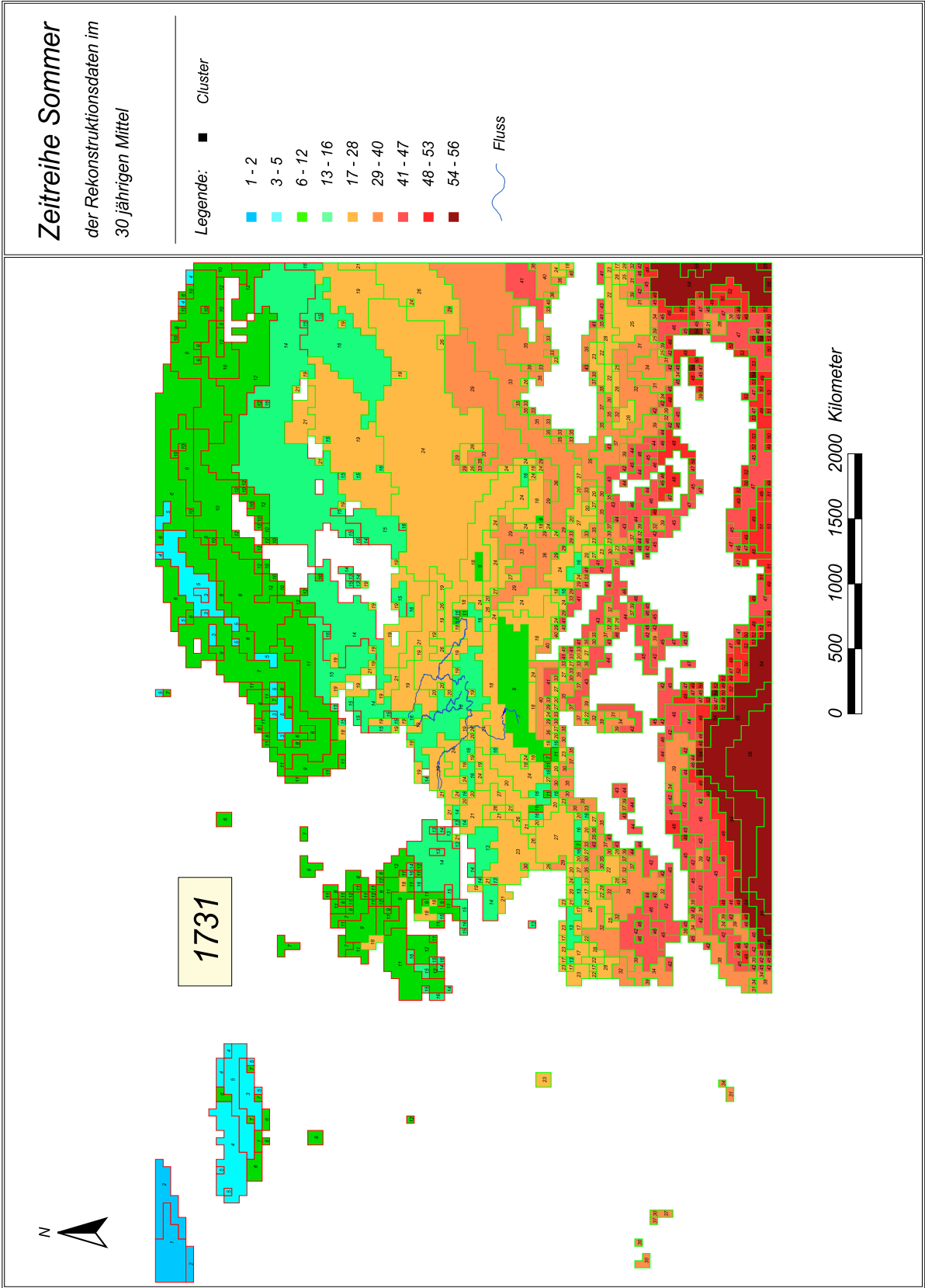


Abb. 14-150 Die Sommer-Klimasituation der Periode 1731 - 1760.

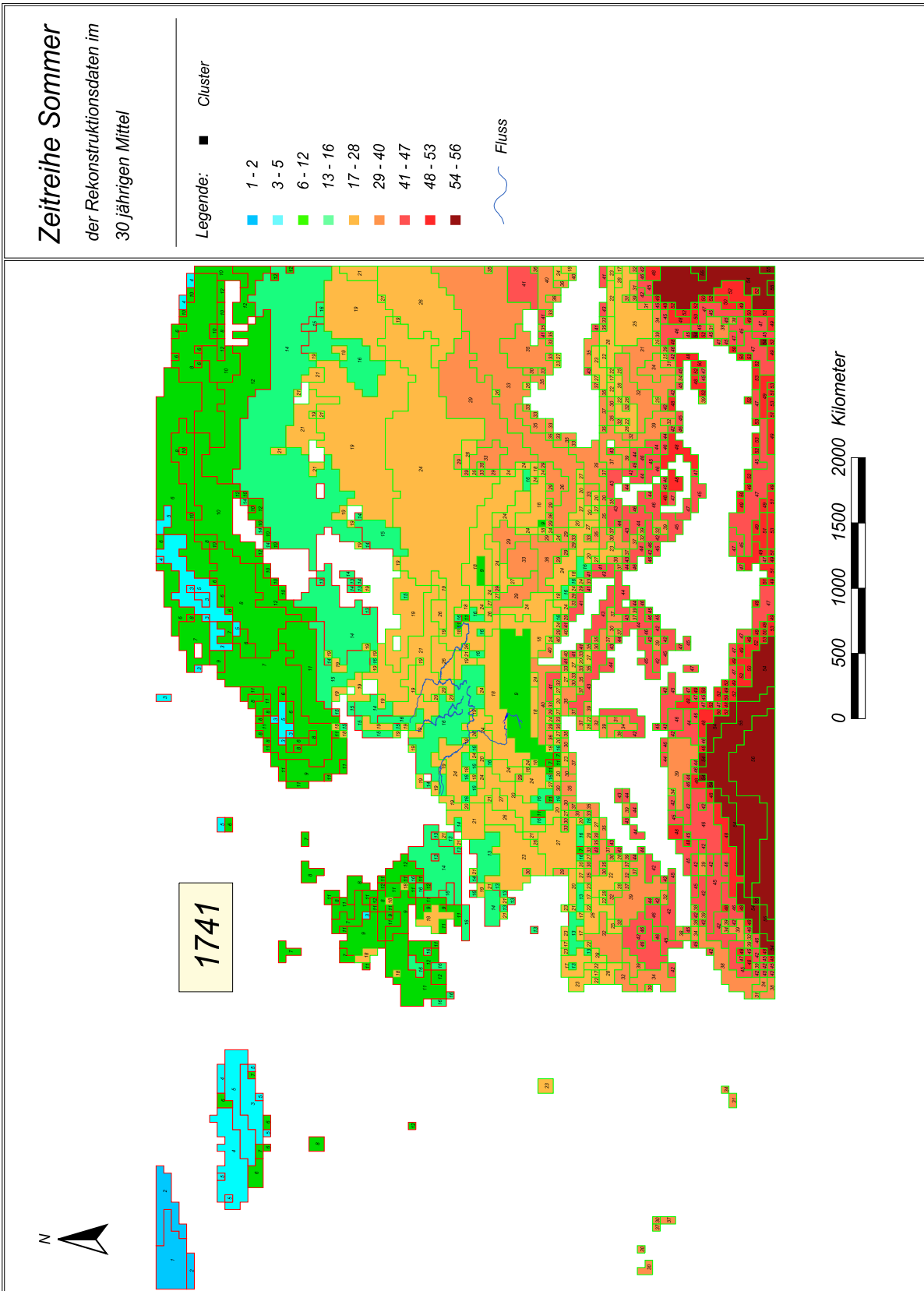


Abb. 14-151 Die Sommer-Klimasituation der Periode 1741 - 1770.

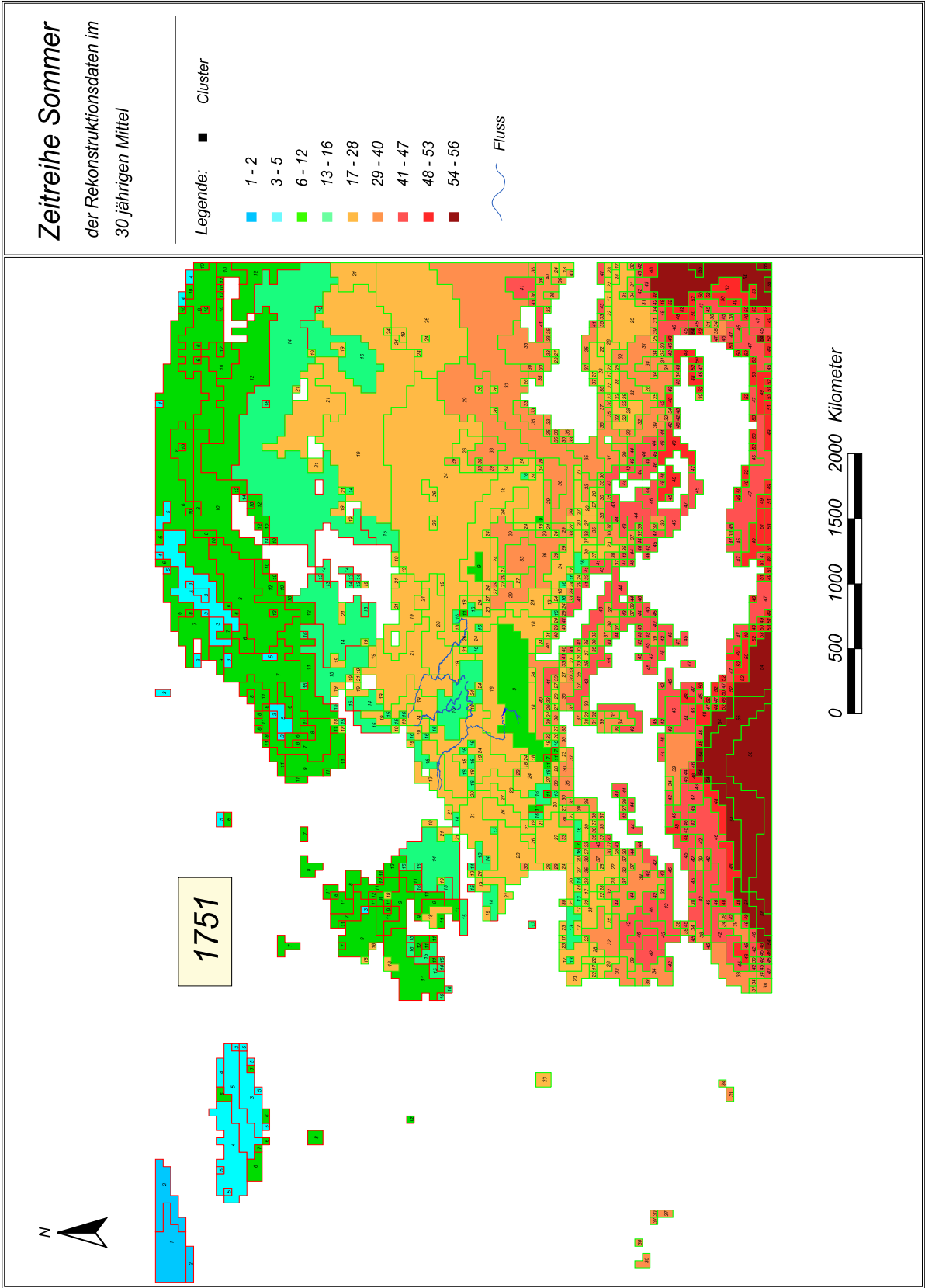


Abb. 14-152 Die Sommer-Klimasituation der Periode 1751 - 1780.

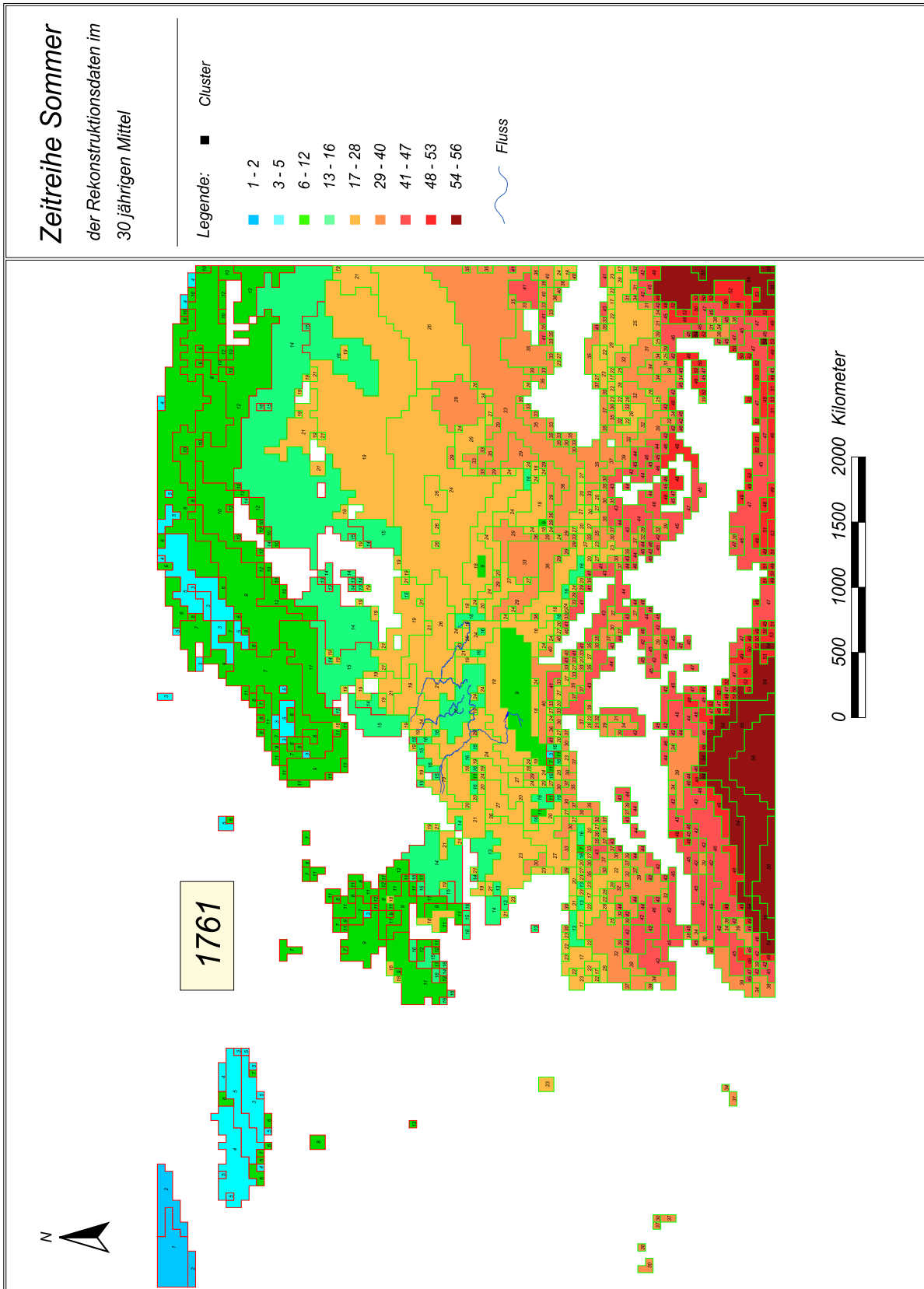


Abb. 14-153 Die Sommer-Klimasituation der Periode 1761 - 1790.

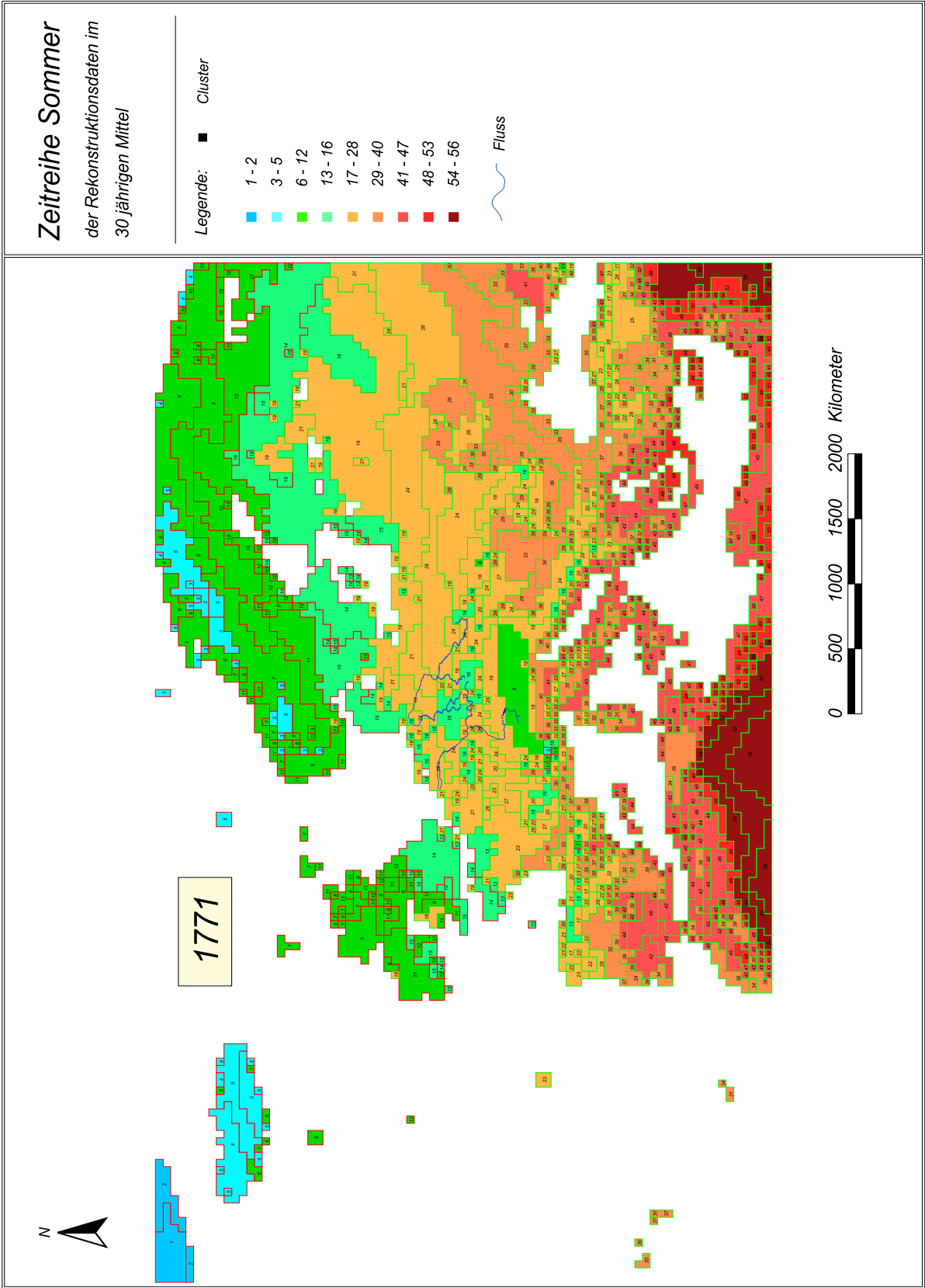


Abb. 14-154 Die Sommer-Klimasituation der Periode 1771 - 1800.

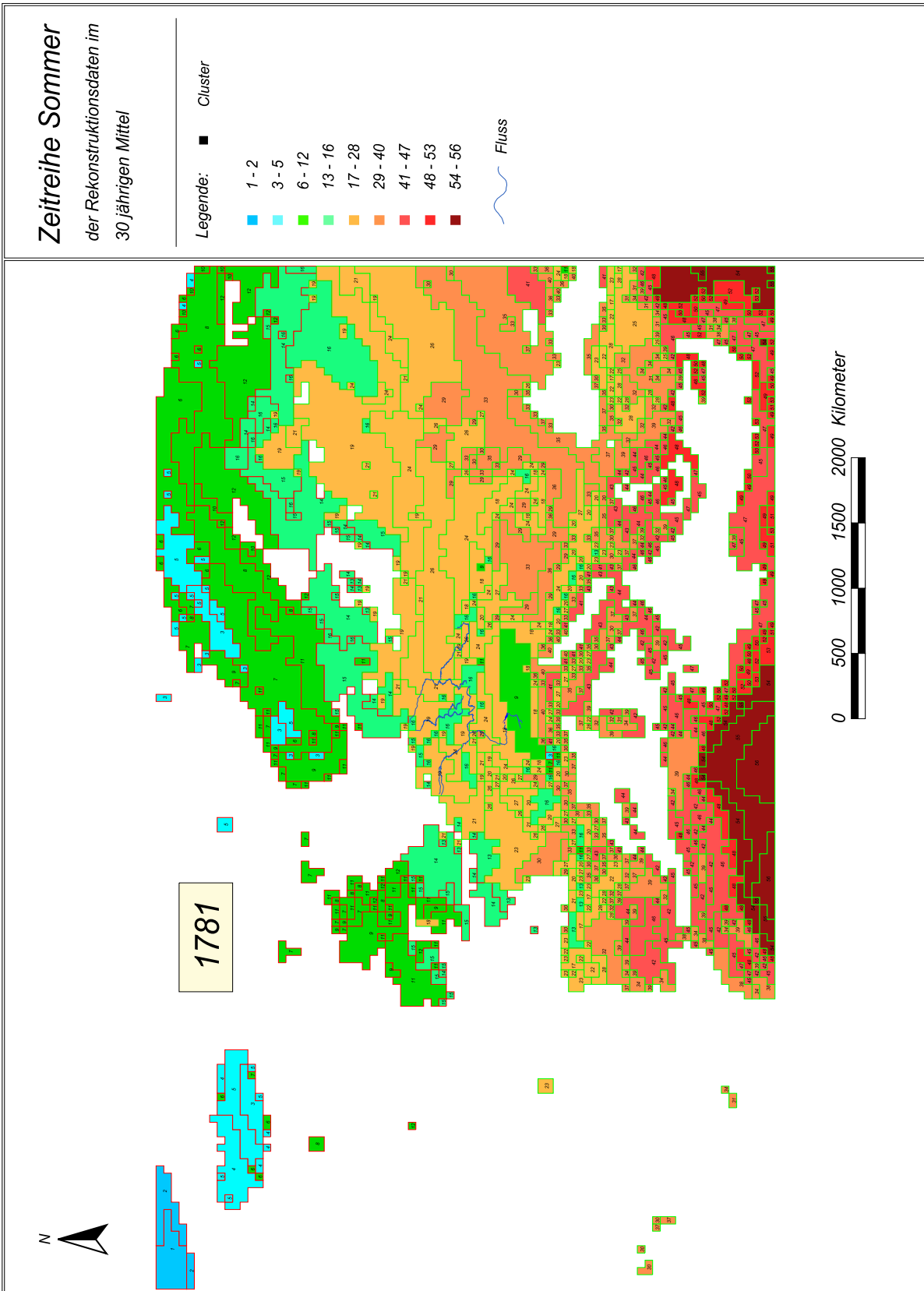


Abb. 14-155 Die Sommer-Klimasituation der Periode 1781 - 1810.

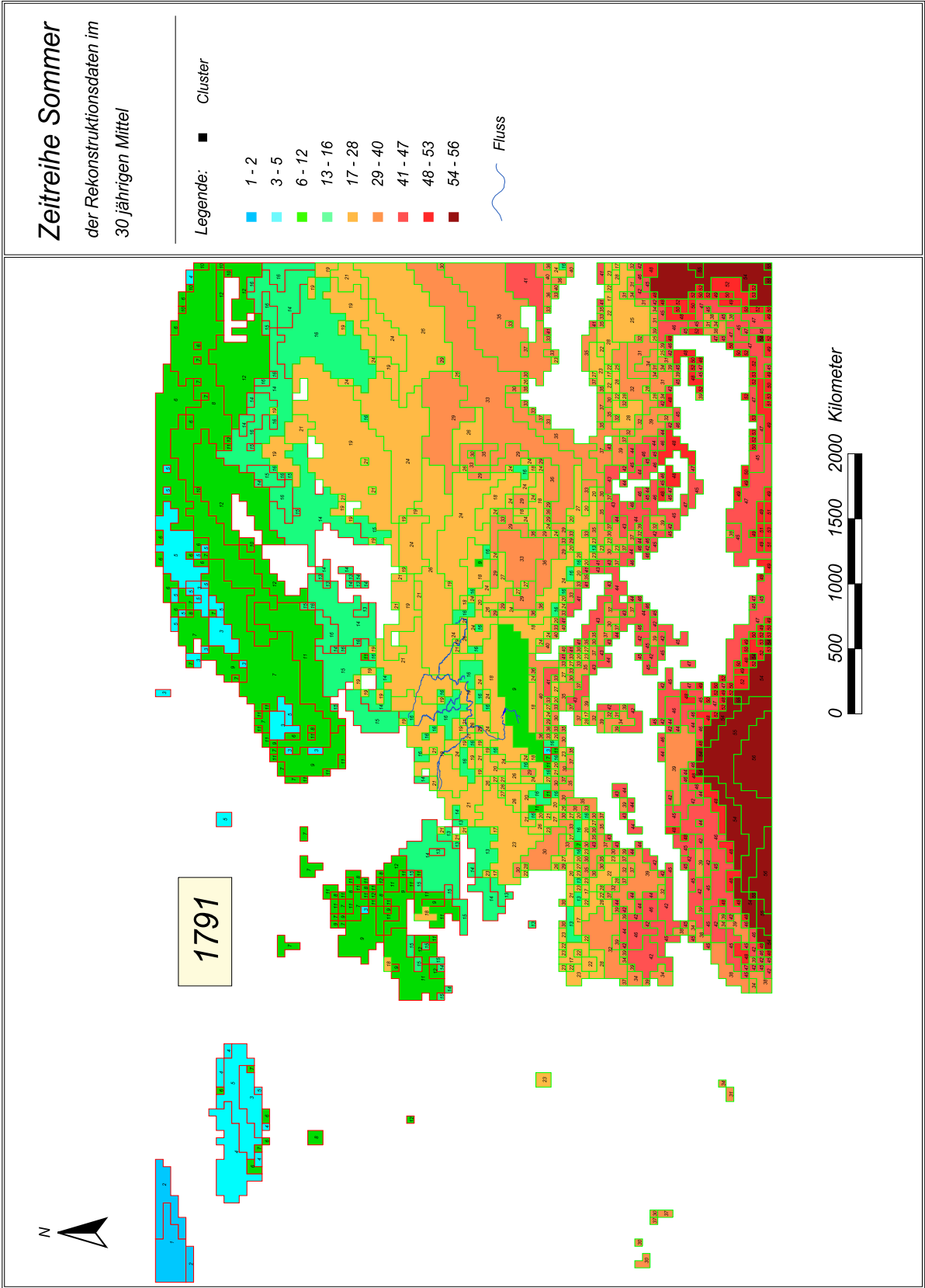


Abb. 14-156 Die Sommer-Klimasituation der Periode 1791 - 1820.

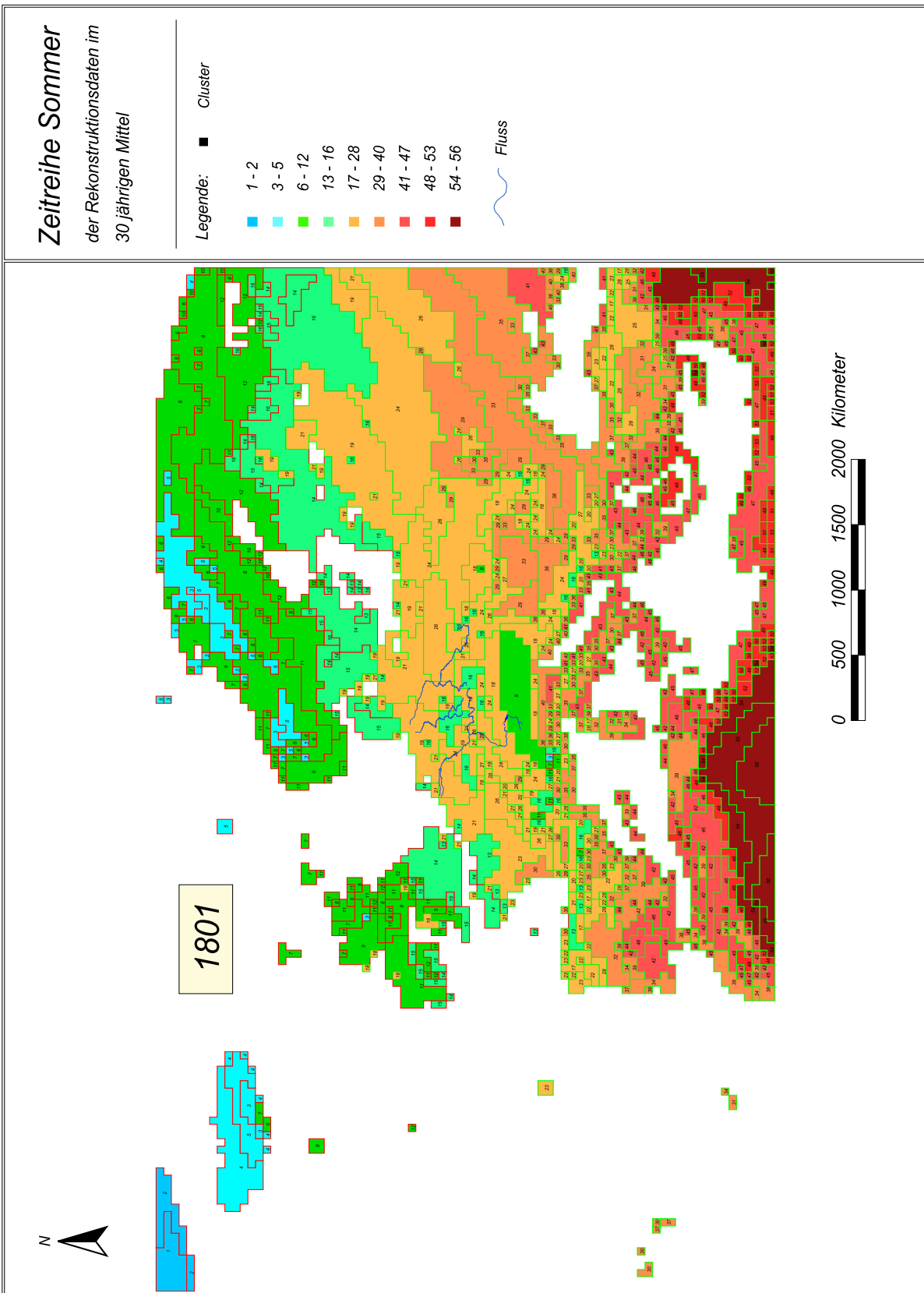


Abb. 14-157 Die Sommer-Klimasituation der Periode 1801 - 1830.

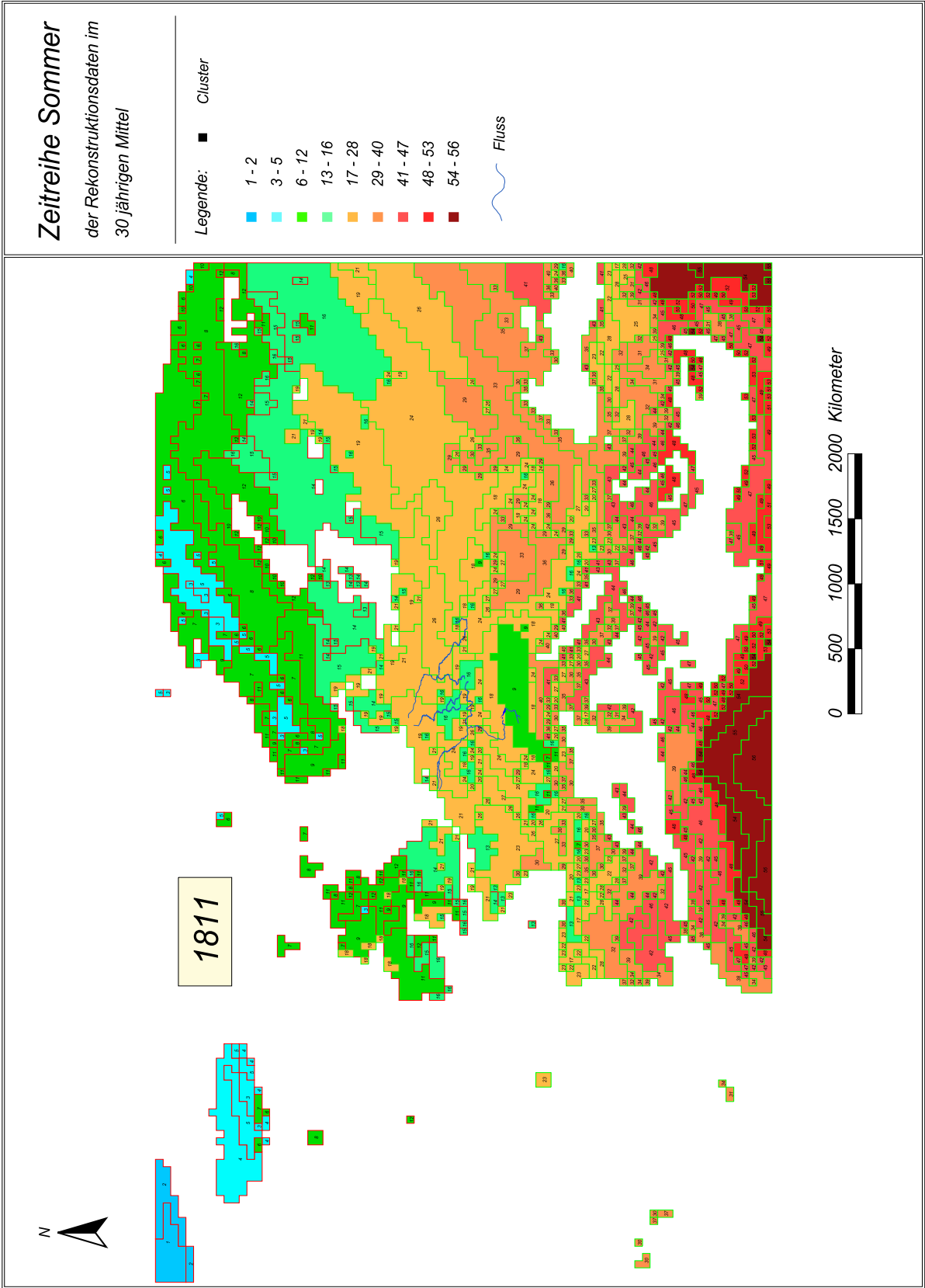


Abb. 14-158 Die Sommer-Klimasituation der Periode 1811 - 1840.

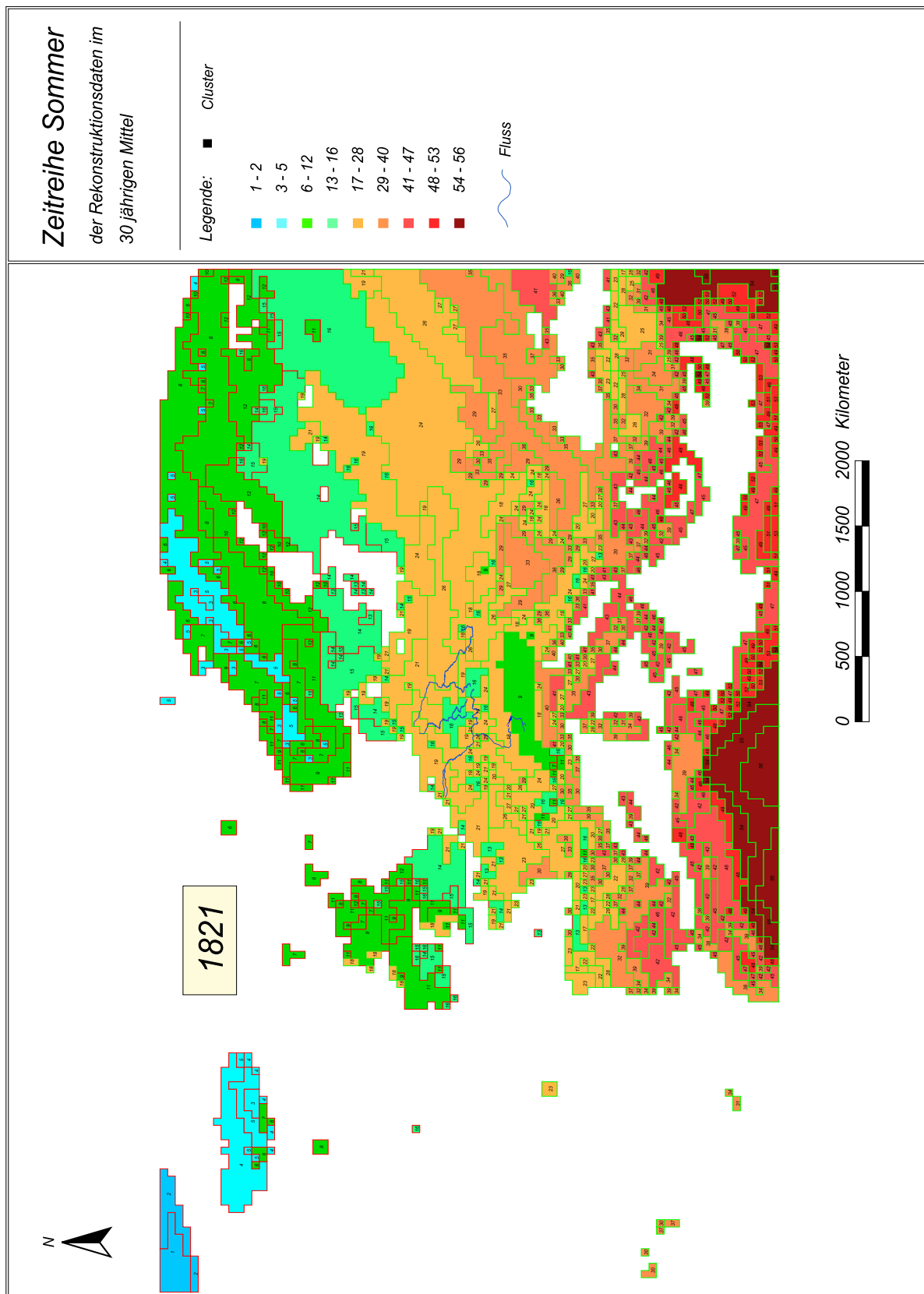


Abb. 14-159 Die Sommer-Klimasituation der Periode 1821 - 1850.

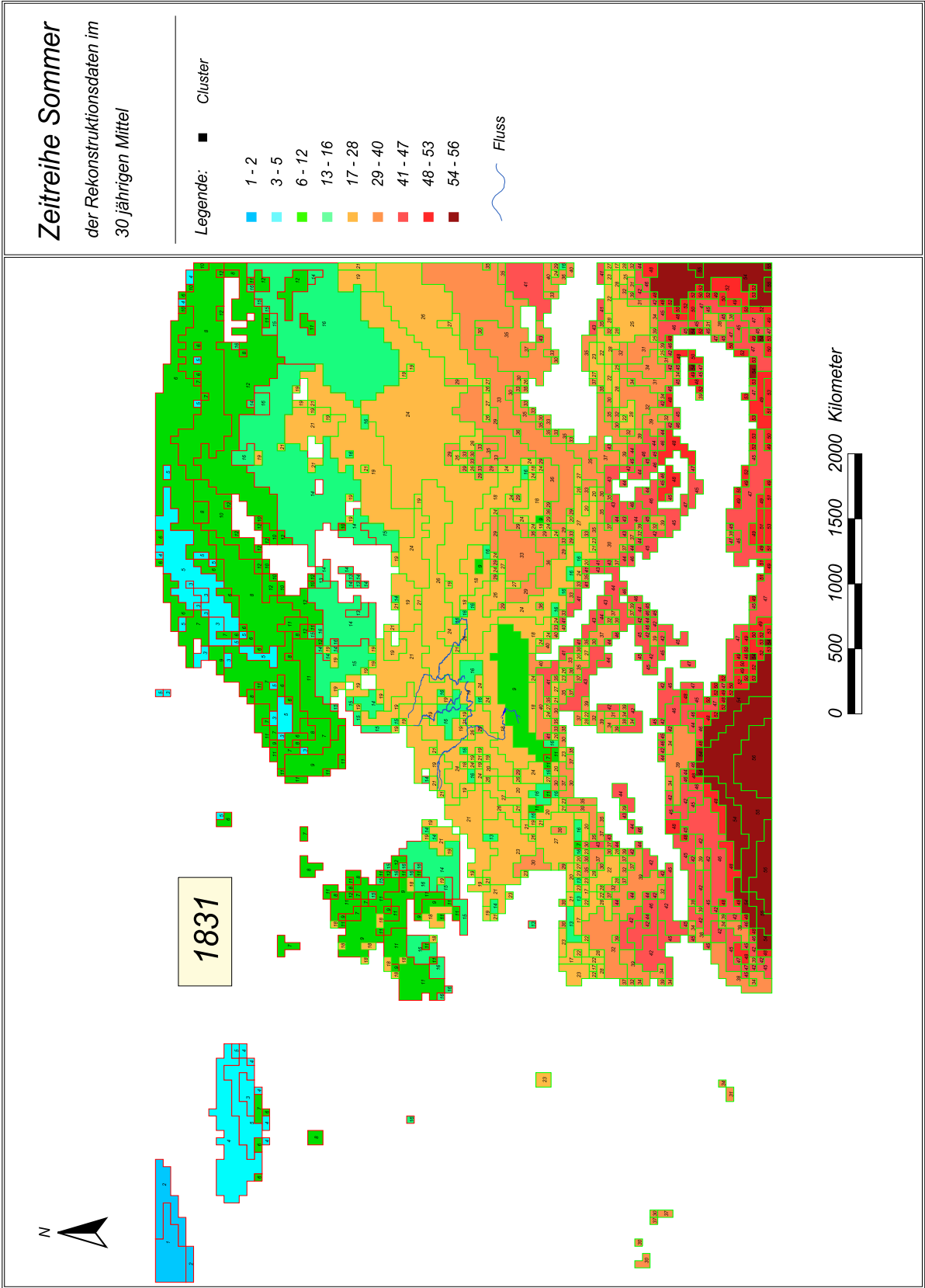


Abb. 14-160 Die Sommer-Klimasituation der Periode 1831 - 1860.

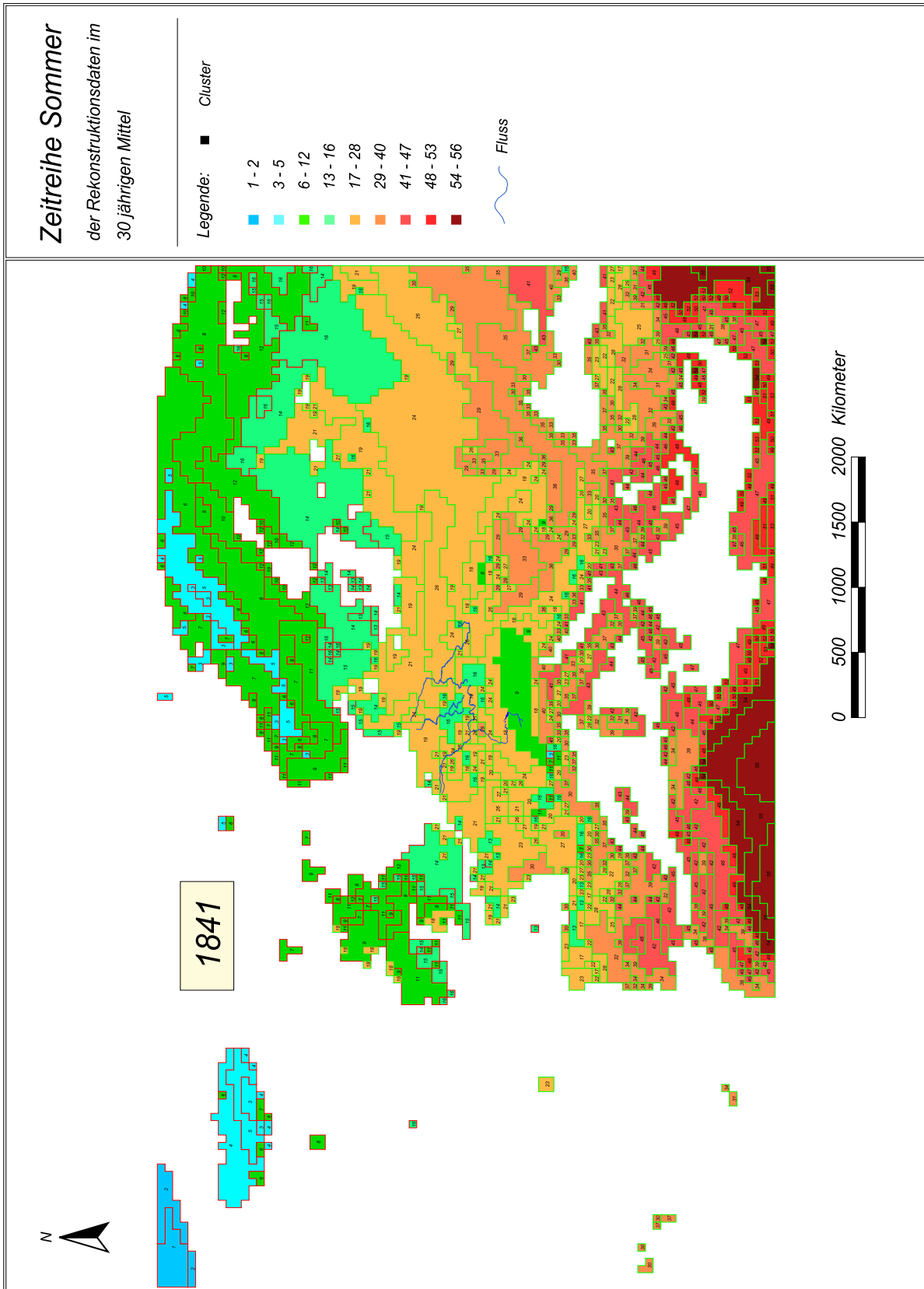


Abb. 14-161 Die Sommer-Klimasituation der Periode 1841 - 1870.

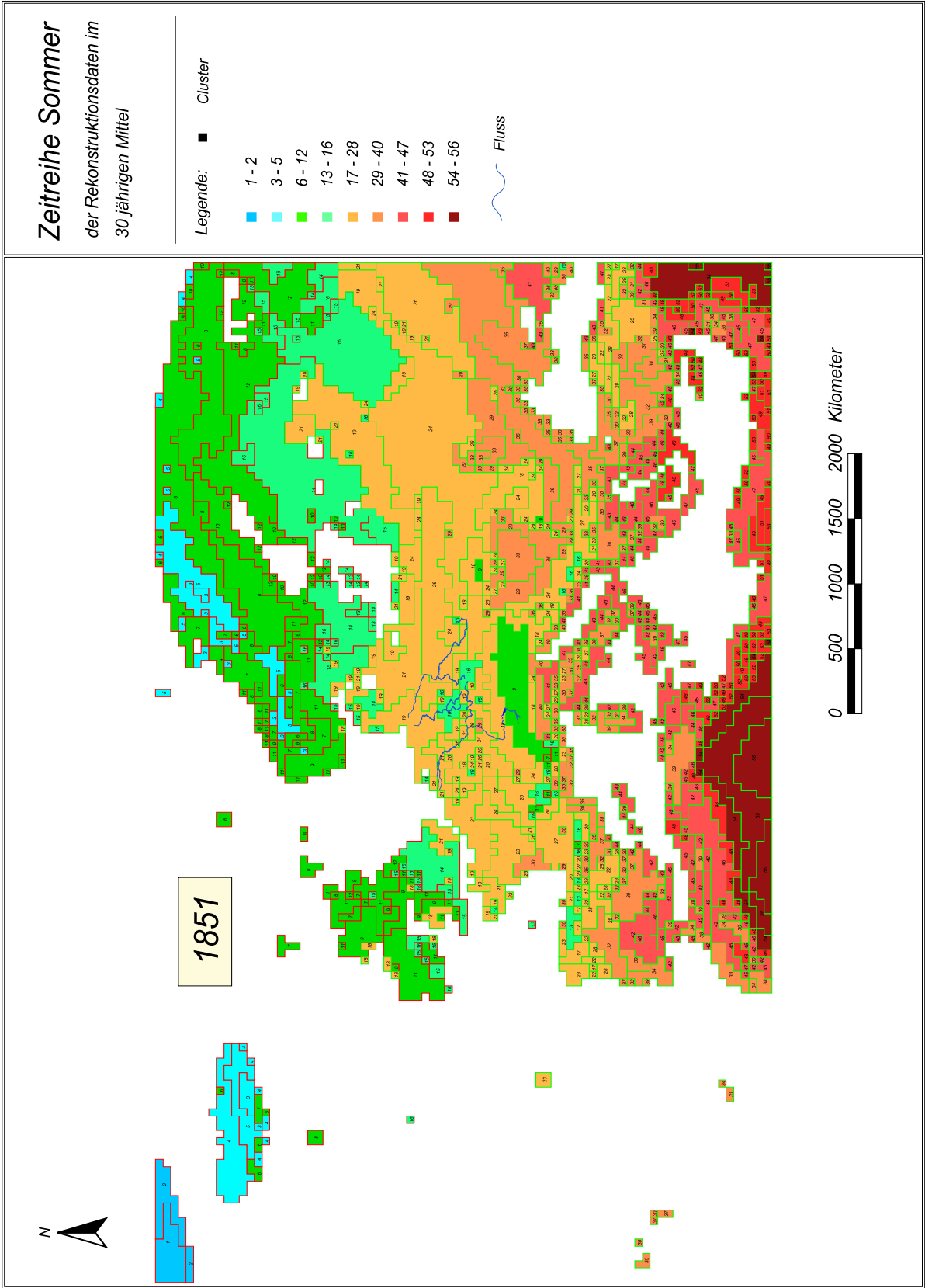


Abb. 14-162 Die Sommer-Klimasituation der Periode 1851 - 1880.

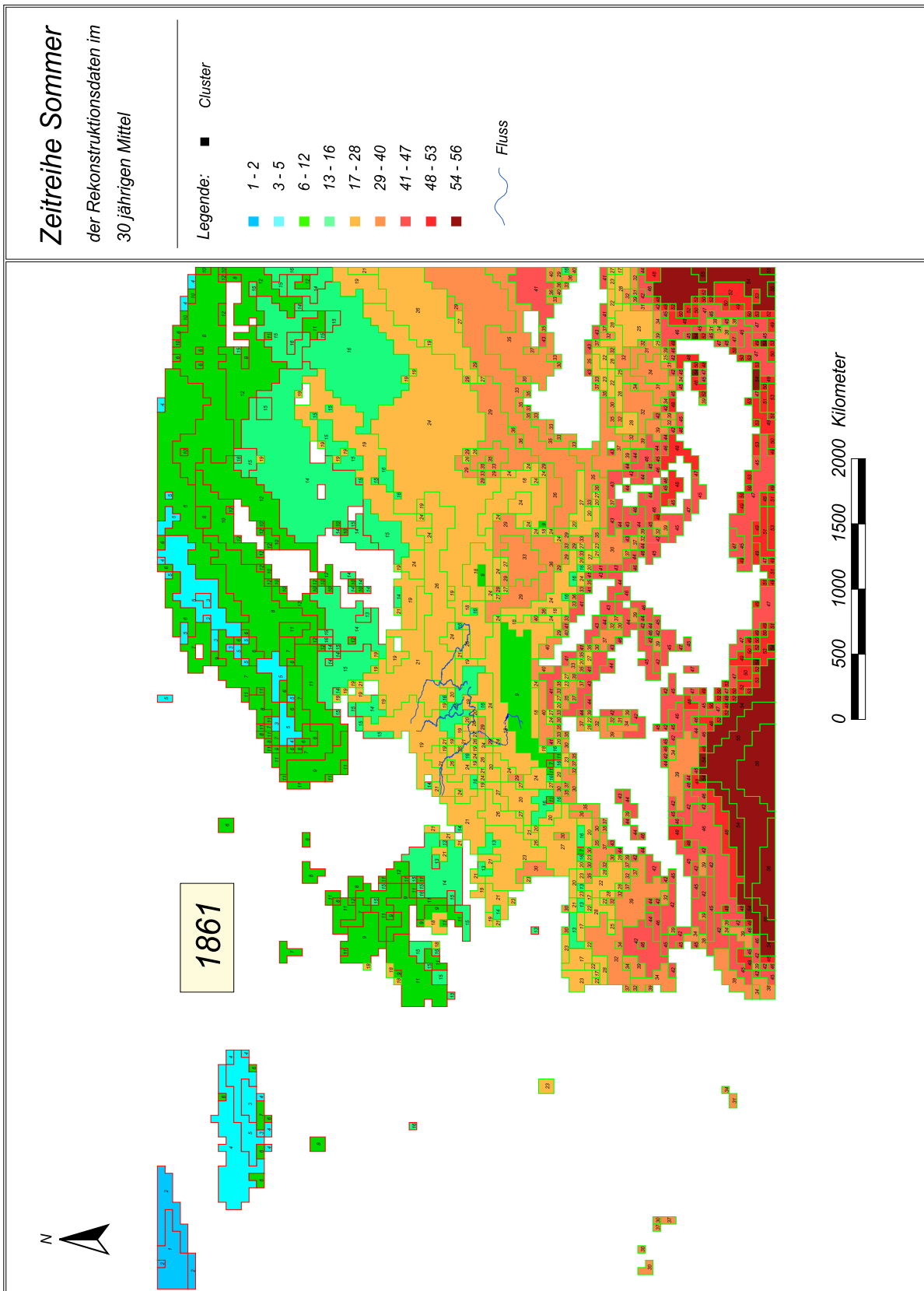


Abb. 14-163 Die Sommer-Klimasituation der Periode 1861 - 1890.

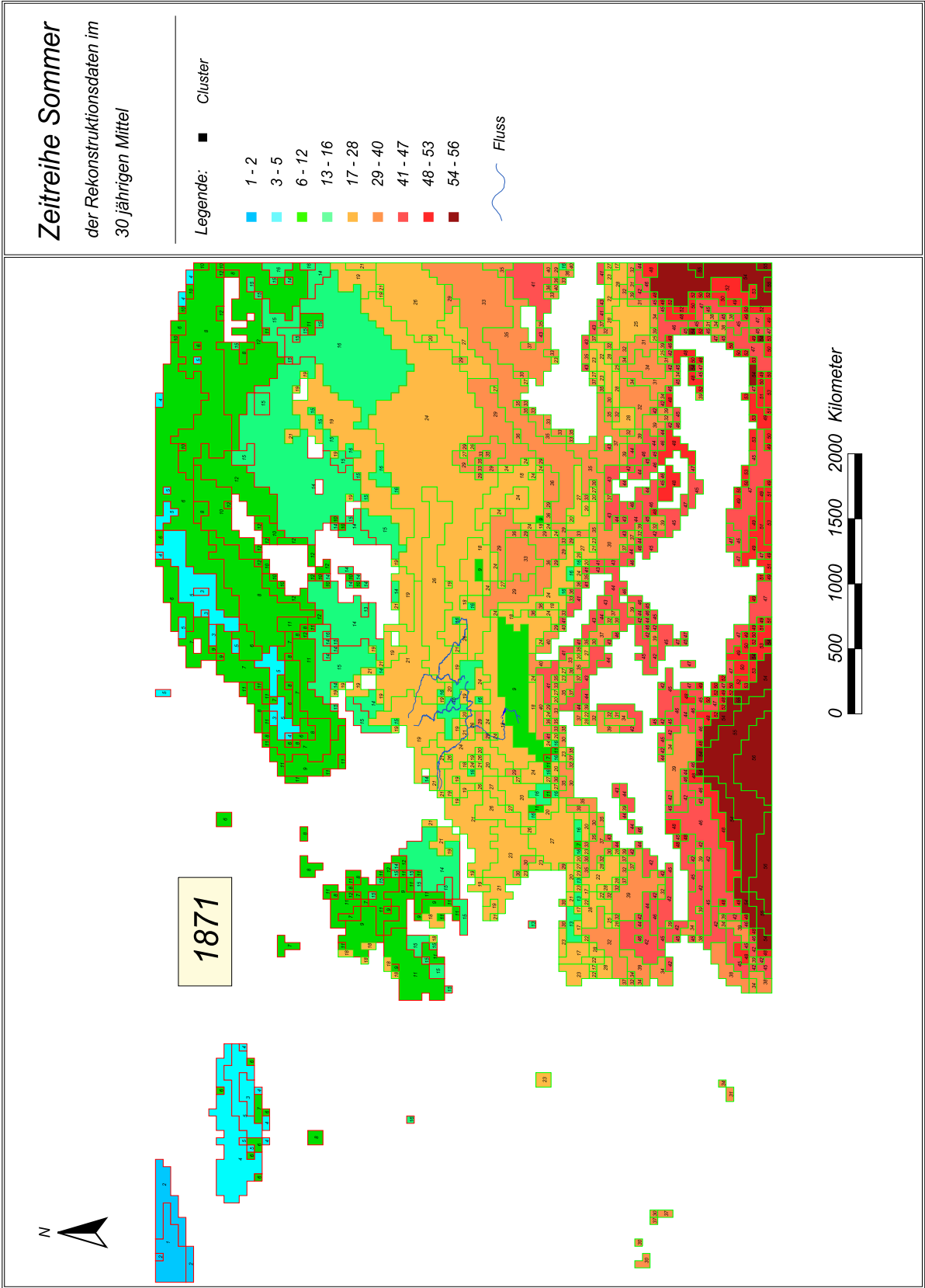


Abb. 14-164 Die Sommer-Klimasituation der Periode 1871 - 1900.

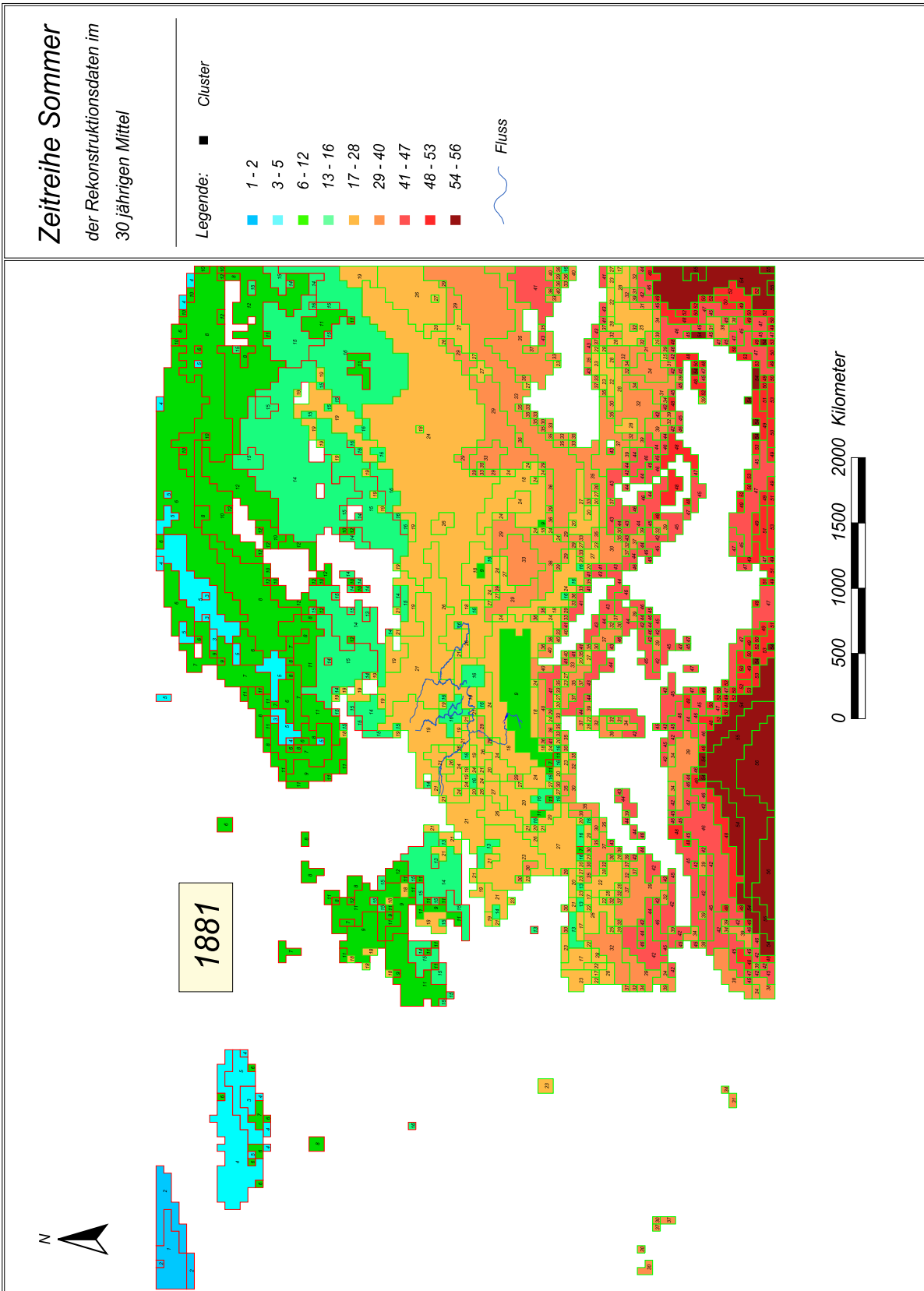


Abb. 14-165 Die Sommer-Klimasituation der Periode 1881 - 1910.

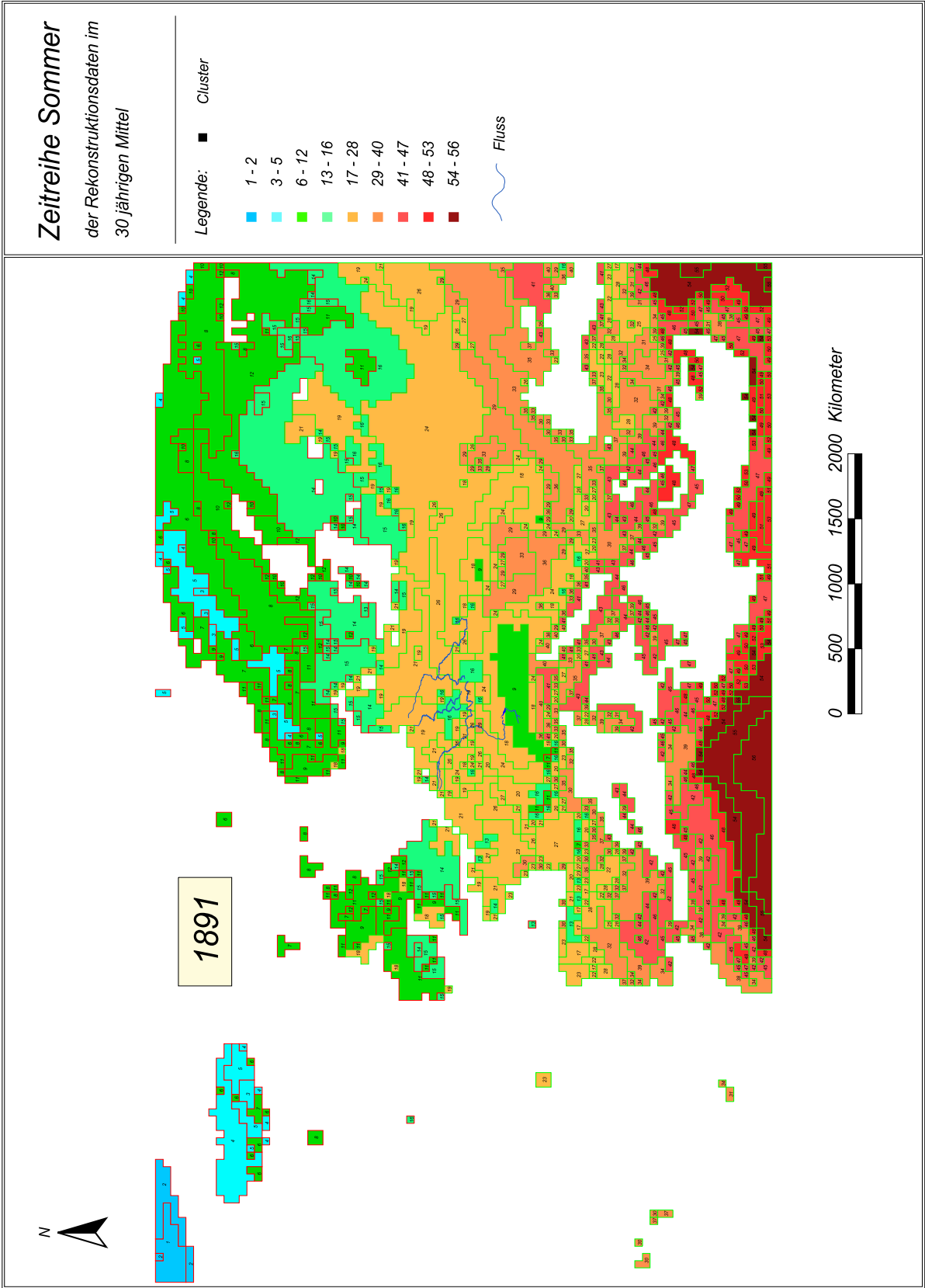


Abb. 14-166 Die Sommer-Klimasituation der Periode 1891 - 1920.

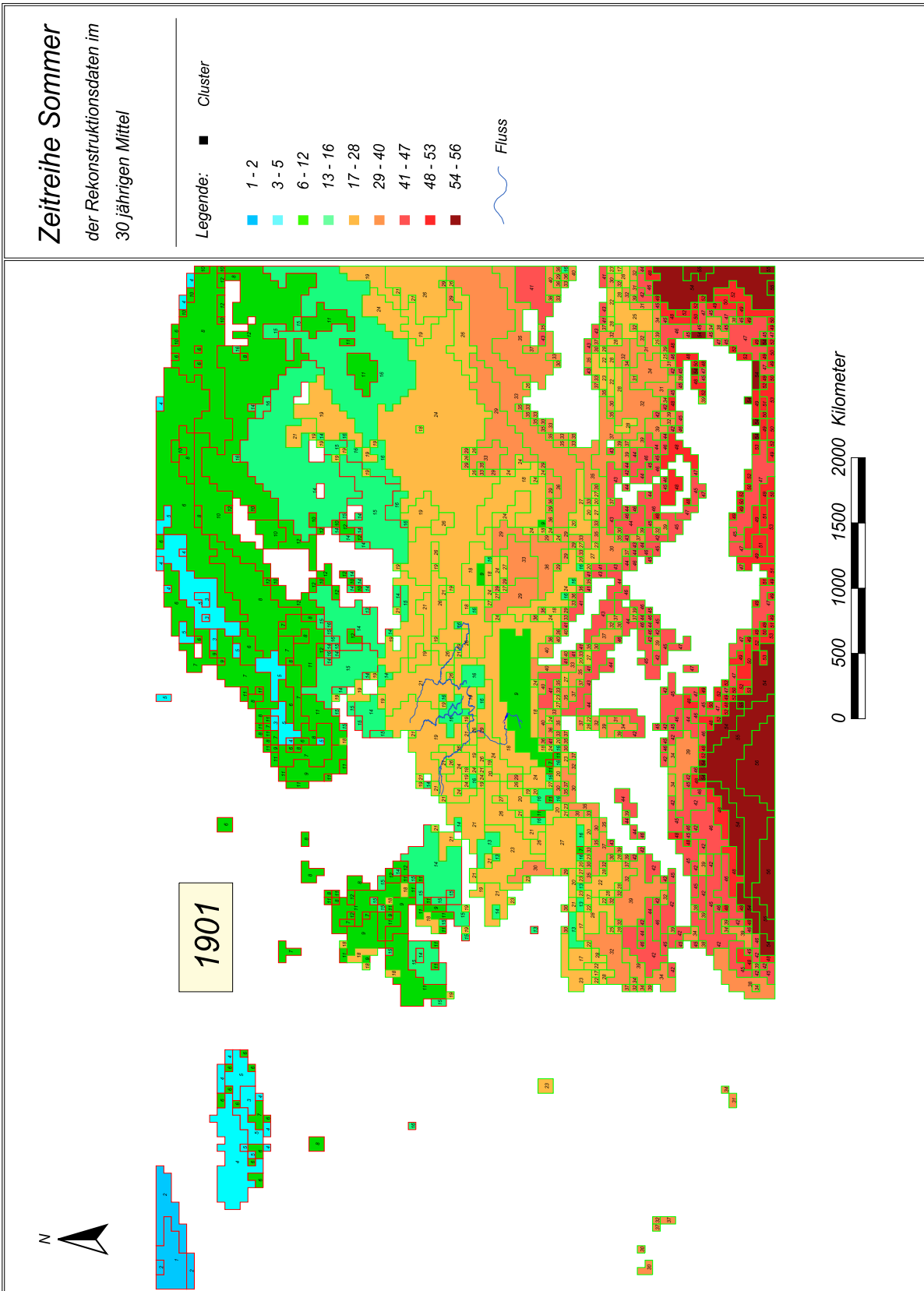


Abb. 14-167 Die Sommer-Klimasituation der Periode 1901 - 1930.

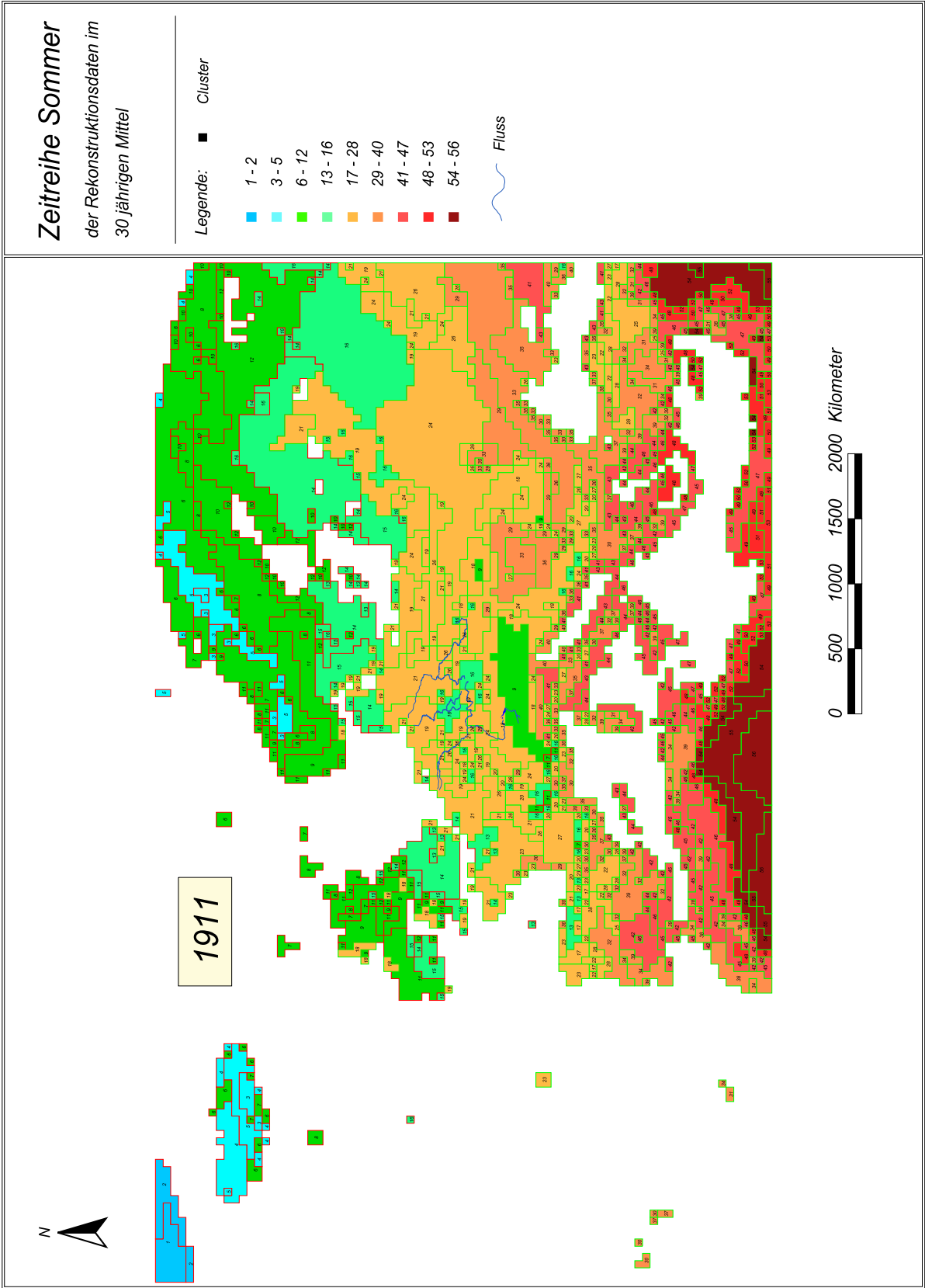


Abb. 14-168 Die Sommer-Klimasituation der Periode 1911 - 1940.

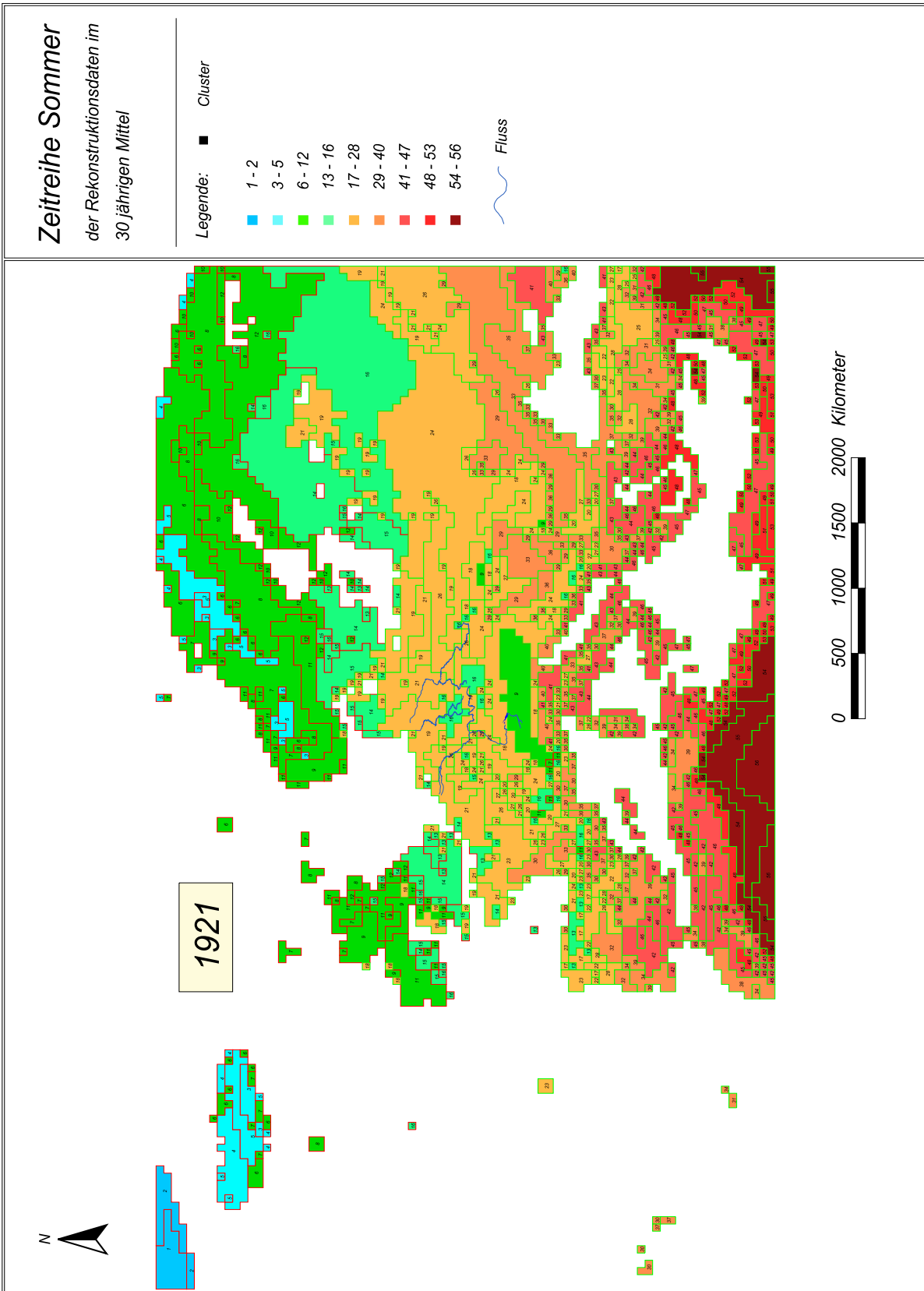


Abb. 14-169 Die Sommer-Klimasituation der Periode 1921 - 1950.

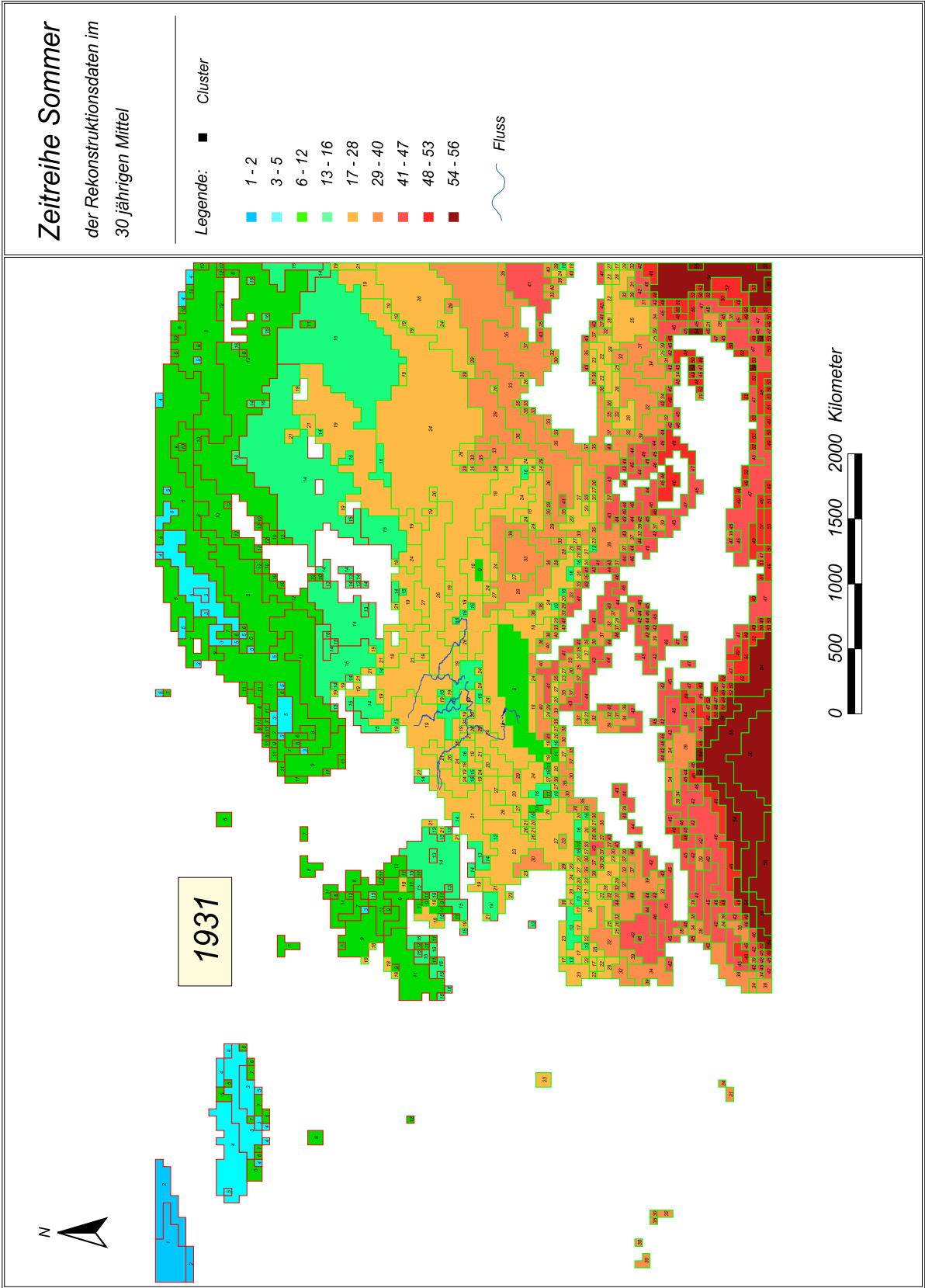


Abb. 14-170 Die Sommer-Klimasituation der Periode 1931 - 1960.

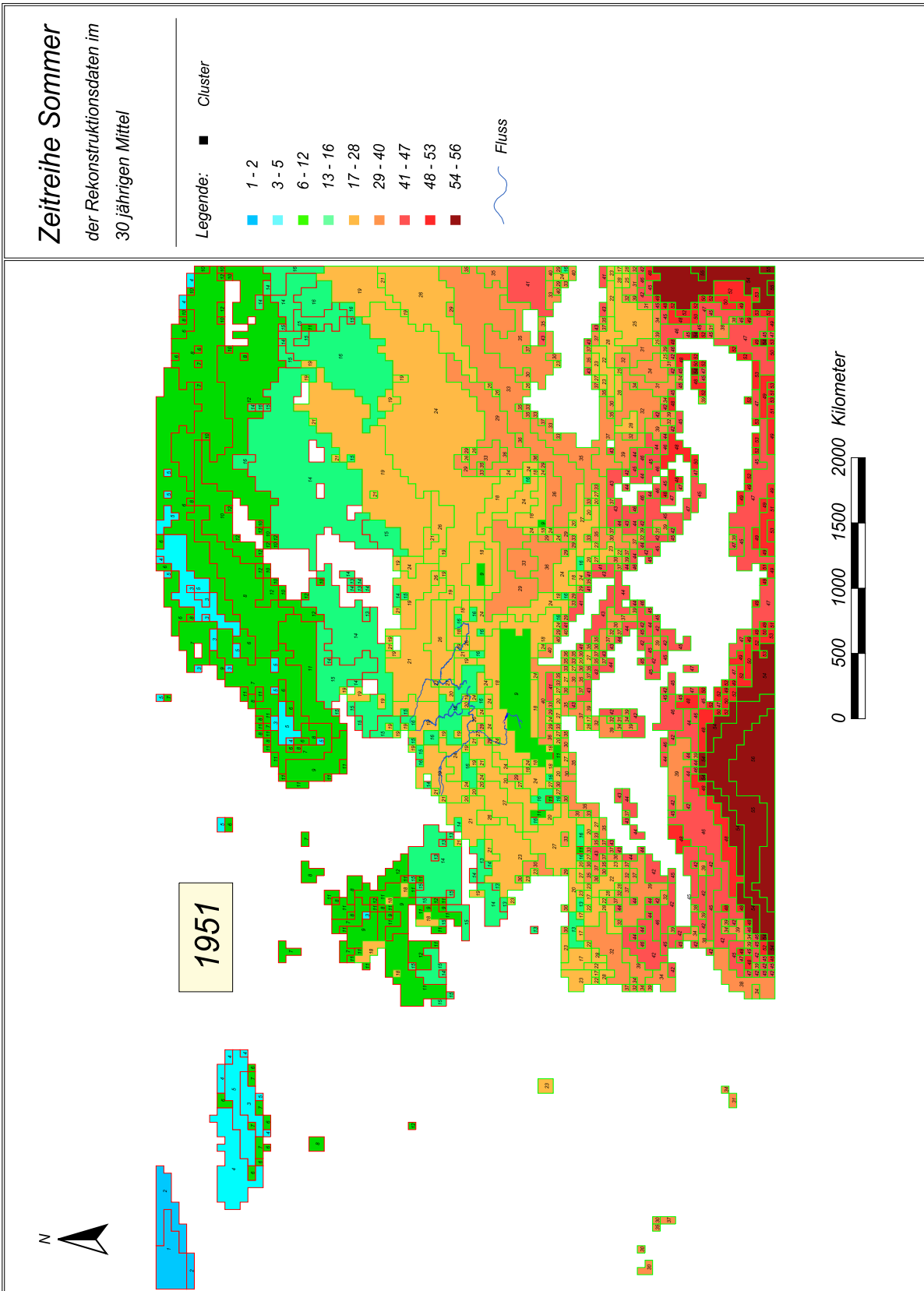


Abb. 14-171 Die Sommer-Klimasituation der Periode 1951 - 1980.

Tab. 14-27 Temperatur- und Niederschlagscharakteristika im Sommer innerhalb der Cluster- bzw. Klimaklasse 1-2. Dabei steht Cl=Cluster bzw. Klimatyp, Temp.=Temperatur, Nied.=Niederschlag und m.=Temperaturmittel/Niederschlagssumme.

Cl 1	J	J	A	m.
Temp.				
max.°C	-1,6	0,5	-0,6	-0,6
mitt.°C	-4,1	-1,6	-3,1	-2,9
min.°C	-7	-4,1	-6	-5,7
Nied.				
max.mm	87	70	98	255
mitt.mm	73	59	84	216
min.mm	57	45	68	170
Cl 2	J	J	A	m.
Temp.				
max.°C	3	5,3	4,8	4,4
mitt.°C	1,2	3,3	2,6	2,4
min.°C	-0,6	1,1	0,6	0,4
Nied.				
max.mm	69	54	84	207
mitt.mm	45	39	58	142
min.mm	25	29	39	93

Tab. 14-28 Temperatur- und Niederschlagscharakteristika im Sommer innerhalb der Cluster- bzw. Klimaklasse 3-5. Dabei steht Cl=Cluster bzw. Klimatyp, Temp.=Temperatur, Nied.=Niederschlag und m.=Temperaturmittel/Niederschlagssumme.

Cl 3	J	J	A	m.
Temp.				
max.°C	7,5	10,4	9,1	9,0
mitt.°C	5,7	8,6	7,1	7,1
min.°C	3,8	6,1	4,6	4,8
Nied.				
max.mm	103	123	133	359
mitt.mm	77	95	100	272
min.mm	64	83	86	233
Cl 4	J	J	A	m.
Temp.				
max.°C	7,8	10,4	8,8	9,0
mitt.°C	7	9	8	8,0
min.°C	5,9	7,6	6,3	6,6
Nied.				
max.mm	53	69	67	189
mitt.mm	44	49	54	147
min.mm	31	39	40	110
Cl 5	J	J	A	m.
Temp.				
max.°C	8	11,3	9,4	9,6
mitt.°C	6,6	9,7	8	8,1
min.°C	4,7	8	6,6	6,4
Nied.				
max.mm	76	98	95	269
mitt.mm	60	77	78	215
min.mm	48	59	62	169

Tab. 14-29 Temperatur- und Niederschlagscharakteristika im Sommer innerhalb der Cluster- bzw. Klimaklasse 6-12. Dabei steht Cl=Cluster bzw. Klimatyp, Temp.=Temperatur, Nied.=Niederschlag und m.=Temperaturmittel/Niederschlagssumme.

Cl 6	J	J	A	m.
Temp.				
max. °C	9,5	13	10,9	11,1
mitt. °C	8,4	11,9	9,9	10,1
min. °C	6,9	10,3	8,2	8,5
Nied.				
max.mm	70	88	88	246
mitt.mm	52	66	70	188
min.mm	36	45	54	135
Cl 7	J	J	A	m.
Temp.				
max. °C	10,9	13,5	12,5	12,3
mitt. °C	9,2	12	10,7	10,6
min. °C	6,8	10,3	8,9	8,7
Nied.				
max.mm	100	116	152	368
mitt.mm	74	93	102	269
min.mm	57	71	80	208
Cl 8	J	J	A	m.
Temp.				
max. °C	11,7	15	13,1	13,3
mitt. °C	10,5	13,7	11,8	12,0
min. °C	9,1	12,1	10,1	10,4
Nied.				
max.mm	70	87	110	267
mitt.mm	53	65	72	190
min.mm	41	47	54	142
Cl 9	J	J	A	m.
Temp.				
max. °C	14,2	16,3	15,3	15,3
mitt. °C	11,3	13,4	12,7	12,5
min. °C	7,2	9,6	9,1	8,6
Nied.				
max.mm	208	222	246	676
mitt.mm	124	140	162	426
min.mm	76	102	101	279

Cl 10	J	J	A	m.
Temp.				
max. °C	12,4	15,7	13,8	14,0
mitt. °C	11,6	15,1	12,5	13,1
min. °C	11	14,4	11,3	12,2
Nied.				
max.mm	47	56	65	168
mitt.mm	40	50	59	149
min.mm	36	39	54	129
Cl 11	J	J	A	m.
Temp.				
max. °C	14,1	16,3	15,3	15,2
mitt. °C	12,5	14,4	13,6	13,5
min. °C	10,3	12,9	11,7	11,6
Nied.				
max.mm	117	108	143	368
mitt.mm	71	89	104	264
min.mm	54	69	77	200
Cl 12	J	J	A	m.
Temp.				
max. °C	13,4	16,5	14,8	14,9
mitt. °C	12,5	15,7	13,7	14,0
min. °C	11,2	14,6	12,3	12,7
Nied.				
max.mm	70	80	87	237
mitt.mm	53	61	70	184
min.mm	37	48	57	142

Tab. 14-30 Temperatur- und Niederschlagscharakteristika im Sommer innerhalb der Cluster- bzw. Klimaklasse 13-16. Dabei steht Cl=Cluster bzw. Klimatyp, Temp.=Temperatur, Nied.=Niederschlag und m.=Temperaturmittel/Niederschlagssumme.

Cl 13	J	J	A	m.
Temp.				
max.°C	14,6	16,9	17,1	16,2
mitt.°C	13,6	16	16,1	15,2
min.°C	12,7	15,4	15,2	14,4
Nied.				
max.mm	64	51	56	172
mitt.mm	60	42	41	143
min.mm	55	35	31	121
Cl 14	J	J	A	m.
Temp.				
max.°C	14,9	17,9	16,7	16,5
mitt.°C	13,9	16,8	15,2	15,3
min.°C	12,8	15,9	14,1	14,3
Nied.				
max.mm	67	75	87	229
mitt.mm	52	62	72	186
min.mm	35	50	58	142
Cl 15	J	J	A	m.
Temp.				
max.°C	15,5	17,6	16,8	16,6
mitt.°C	14,4	16,5	15,7	15,5
min.°C	13,4	15,1	14,3	14,3
Nied.				
max.mm	73	94	116	283
mitt.mm	58	78	91	227
min.mm	51	67	76	194
Cl 16	J	J	A	m.
Temp.				
max.°C	15,2	17,4	16,2	16,3
mitt.°C	14,4	16,8	15,4	15,5
min.°C	13,1	16,1	14,1	14,4
Nied.				
max.mm	90	87	97	273
mitt.mm	72	76	76	224
min.mm	63	57	64	184

Tab. 14-31 Temperatur- und Niederschlagscharakteristika im Sommer innerhalb der Cluster- bzw. Klimaklasse 17-28. Dabei steht Cl=Cluster bzw. Klimatyp, Temp.=Temperatur, Nied.=Niederschlag und m.=Temperaturmittel/Niederschlagssumme.

Cl 17	J	J	A	m.
Temp.				
max. °C	15,6	17,2	17,6	16,8
mitt. °C	14,5	16,9	17,1	16,2
min. °C	13,1	16,5	16,6	15,4
Nied.				
max.mm	65	39	39	143
mitt.mm	57	33	32	122
min.mm	49	26	20	95
Cl 18	J	J	A	m.
Temp.				
max. °C	17,2	19,5	18,8	18,5
mitt. °C	15	17,1	16,4	16,2
mit. °C	12,6	14,7	14,1	13,8
Nied.				
max.mm	172	160	173	505
mitt.mm	115	109	109	333
min.mm	74	76	72	222
Cl 19	J	J	A	m.
Temp.				
max. °C	16,4	18,4	17,7	17,5
mitt. °C	15,4	17,7	16,6	16,6
mit. °C	14,2	16,3	15,7	15,4
Nied.				
max.mm	82	91	97	270
mitt.mm	64	74	75	213
min.mm	46	55	59	160
Cl 20	J	J	A	m.
Temp.				
max. °C	15,5	18,5	18,3	17,4
mitt. °C	14,8	17,7	17,4	16,6
mit. °C	13,9	17,1	17	16,0
Nied.				
max.mm	86	63	80	229
mitt.mm	76	57	70	203
min.mm	64	52	53	169

Cl 21	J	J	A	m.
Temp.				
max. °C	16,7	19	17,9	17,9
mitt. °C	16	18,1	17,3	17,1
min. °C	15,4	17,2	16,5	16,4
Nied.				
max.mm	69	74	78	221
mitt.mm	59	66	64	189
min.mm	47	54	49	150
Cl 22	J	J	A	m.
Temp.				
max. °C	16,7	19,4	19,4	18,5
mitt. °C	15,5	18,6	18,7	17,6
min. °C	14,6	17,5	18	16,7
Nied.				
max.mm	61	32	29	122
mitt.mm	55	27	23	105
min.mm	48	22	18	88
Cl 23	J	J	A	m.
Temp.				
max. °C	17,1	19,5	19,6	18,7
mitt. °C	16	18,2	18,5	17,6
mit. °C	14,8	17	17,4	16,4
Nied.				
max.mm	70	47	51	168
mitt.mm	58	37	38	133
min.mm	45	27	27	99
Cl 24	J	J	A	m.
Temp.				
max. °C	18,1	19,9	19,6	19,2
mitt. °C	16,7	18,7	17,9	17,8
min. °C	15	17,5	16,6	16,4
Nied.				
max.mm	116	99	110	325
mitt.mm	78	79	73	230
min.mm	60	59	57	176

Cl 25	J	J	A	m.
Temp.				
max. °C	17	20	20,3	19,1
mitt. °C	15,7	18,8	19	17,8
mit. °C	14,2	17,4	17,8	16,5
Nied.				
max.mm	48	15	12	75
mitt.mm	38	11	8	57
min.mm	25	7	6	38
Cl 26	J	J	A	m.
Temp.				
max. °C	17,8	19,8	19,2	18,9
mitt. °C	17	19	18,2	18,1
mit. °C	16,4	18,2	17,4	17,3
Nied.				
max.mm	73	79	74	226
mitt.mm	61	66	59	186
min.mm	48	52	46	146
Cl 27	J	J	A	m.
Temp.				
max. °C	17,7	20,2	20,1	19,3
mitt. °C	16,7	19,4	19,2	18,4
mit. °C	15,6	18,5	18,1	17,4
Nied.				
max.mm	90	63	84	237
mitt.mm	72	53	58	183
min.mm	54	41	43	138
Cl 28	J	J	A	m.
Temp.				
max. °C	18,5	20,8	20,7	20,0
mitt. °C	16,6	19,5	19,6	18,6
mit. °C	15,5	18,6	18,8	17,6
Nied.				
max.mm	54	24	22	100
mitt.mm	45	20	15	80
min.mm	37	15	11	63

Tab. 14-32 Temperatur- und Niederschlagscharakteristika im Sommer innerhalb der Cluster- bzw. Klimaklasse 29-40. Dabei steht Cl=Cluster bzw. Klimatyp, Temp.=Temperatur, Nied.=Niederschlag und m.=Temperaturmittel/Niederschlagssumme.

Cl 29	J	J	A	m.
Temp.				
max. °C	19,2	21,4	21	20,5
mitt. °C	18,2	20,3	19,6	19,4
min. °C	17,3	19,5	18,7	18,5
Nied.				
max.mm	109	80	85	274
mitt.mm	75	68	61	204
min.mm	55	51	48	154
Cl 30	J	J	A	m.
Temp.				
max. °C	18,8	21,5	21,3	20,5
mitt. °C	17,5	20,4	20,5	19,5
min. °C	16,2	19	19,4	18,2
Nied.				
max.mm	65	44	60	169
mitt.mm	49	34	41	124
min.mm	35	22	26	83
Cl 31	J	J	A	m.
Temp.				
max. °C	18,4	21,8	22,2	20,8
mitt. °C	17,3	20,7	20,7	19,6
min. °C	16,1	19,7	19,8	18,5
Nied.				
max.mm	37	12	10	59
mitt.mm	29	9	6	44
min.mm	21	6	4	31
Cl 32	J	J	A	m.
Temp.				
max. °C	19,4	22,7	22,5	21,5
mitt. °C	17,9	21	21,1	20,0
min. °C	16,7	19,6	19,6	18,6
Nied.				
max.mm	47	23	26	96
mitt.mm	36	15	12	63
min.mm	22	8	6	36

Cl 33	J	J	A	m.
Temp.				
max. °C	20,1	22,6	22,1	21,6
mitt. °C	19,1	21,5	20,9	20,5
min. °C	17,5	20,3	19,4	19,1
Nied.				
max.mm	90	68	71	229
mitt.mm	65	55	46	166
min.mm	47	38	31	116
Cl 34	J	J	A	m.
Temp.				
max. °C	20,5	23,3	23,4	22,4
mitt. °C	19,3	22	22,2	21,2
min. °C	18	20,8	21,2	20,0
Nied.				
max.mm	26	8	7	41
mitt.mm	21	5	4	30
min.mm	10	3	2	15
Cl 35	J	J	A	m.
Temp.				
max. °C	21	23,5	23,3	22,6
mitt. °C	19,6	22,4	22	21,3
min. °C	18,2	21	20,9	20,0
Nied.				
max.mm	71	54	57	182
mitt.mm	50	36	35	121
min.mm	32	20	21	73
Cl 36	J	J	A	m.
Temp.				
max. °C	21,3	23,8	23,7	22,9
mitt. °C	20,2	22,7	22,2	21,7
min. °C	18,4	20,7	20,1	19,7
Nied.				
max.mm	109	102	107	318
mitt.mm	79	65	60	204
min.mm	56	44	37	137

Cl 37	J	J	A	m.
Temp.				
max. °C	20,9	23,6	23,8	22,8
mitt. °C	20	22,9	22,9	21,9
min. °C	19,1	22,1	22,1	21,1
Nied.				
max.mm	48	26	32	106
mitt.mm	36	21	23	80
min.mm	22	13	14	49
Cl 38	J	J	A	m.
Temp.				
max. °C	21,9	24,1	24,5	23,5
mitt. °C	20,4	22,7	23,1	22,1
min. °C	18,6	20,2	20,6	19,8
Nied.				
max.mm	8	4	6	18
mitt.mm	4	1	1	6
min.mm	0	0	0	0
Cl 39	J	J	A	m.
Temp.				
max. °C	21	24,4	24,3	23,2
mitt. °C	19,8	23,3	23,4	22,2
min. °C	18,2	22,4	22,5	21,0
Nied.				
max.mm	35	18	21	74
mitt.mm	24	10	11	45
min.mm	13	6	5	24
Cl 40	J	J	A	m.
Temp.				
max. °C	21,6	24,3	23,8	23,2
mitt. °C	20,7	23,4	23	22,4
min. °C	19,8	22,3	21,6	21,2
Nied.				
max.mm	98	81	88	267
mitt.mm	79	64	70	213
min.mm	68	50	58	176

Tab. 14-33 Temperatur- und Niederschlagscharakteristika im Sommer innerhalb der Cluster- bzw. Klimaklasse 41-47. Dabei steht Cl=Cluster bzw. Klimatyp, Temp.=Temperatur, Nied.=Niederschlag und m.=Temperaturmittel/Niederschlagssumme.

Cl 41	J	J	A	m.
Temp.				
max. °C	21,7	24,8	24,5	23,7
mitt. °C	21,1	24	23,7	22,9
min. °C	19,9	22,5	22,9	21,8
Nied.				
max.mm	67	52	60	179
mitt.mm	57	41	51	149
min.mm	50	31	42	123
Cl 42	J	J	A	m.
Temp.				
max. °C	21,7	25,2	25,1	24,0
mitt. °C	20,7	24,1	24,3	23,0
min. °C	19,5	22,7	23,1	21,8
Nied.				
max.mm	28	10	14	52
mitt.mm	17	5	6	28
min.mm	7	1	2	10
Cl 43	J	J	A	m.
Temp.				
max. °C	22,4	25,3	25,2	24,3
mitt. °C	21,3	24,3	24,2	23,3
min. °C	20,6	23,4	23,3	22,4
Nied.				
max.mm	50	31	41	122
mitt.mm	37	21	27	85
min.mm	25	11	14	50
Cl 44	J	J	A	m.
Temp.				
max. °C	22,7	25,8	25,9	24,8
mitt. °C	21,8	25	25	23,9
min. °C	20,7	23,9	23,5	22,7
Nied.				
max.mm	33	17	27	77
mitt.mm	24	11	17	52
min.mm	11	6	9	26

Cl 45	J	J	A	m.
Temp.				
max. °C	24	26,8	26,9	25,9
mitt. °C	22,4	25,6	25,9	24,6
min. °C	20,9	24,2	24,6	23,2
Nied.				
max.mm	20	7	14	41
mitt.mm	10	3	5	18
min.mm	2	0	1	3
Cl 46	J	J	A	m.
Temp.				
max. °C	24,2	27,5	27,4	26,4
mitt. °C	22,5	26	25,8	24,8
min. °C	21,2	24,8	24,2	23,4
Nied.				
max.mm	30	13	20	63
mitt.mm	17	7	10	34
min.mm	11	2	5	18
Cl 47	J	J	A	m.
Temp.				
max. °C	26,2	27,8	27,9	27,3
mitt. °C	24,5	26,1	26,6	25,7
min. °C	22,7	24,5	24,9	24,0
Nied.				
max.mm	5	4	4	13
mitt.mm	1	1	1	3
min.mm	0	0	0	0

Tab. 14-34 Temperatur- und Niederschlagscharakteristika im Sommer innerhalb der Cluster- bzw. Klimaklasse 48-53. Dabei steht Cl=Cluster bzw. Klimatyp, Temp.=Temperatur, Nied.=Niederschlag und m.=Temperaturmittel/Niederschlagssumme.

Cl 48	J	J	A	m.
Temp.				
max. °C	25,8	29,4	29,1	28,1
mitt. °C	24,4	27,7	27,7	26,6
min. °C	23	26,5	26,6	25,4
Nied.				
max.mm	16	6	9	31
mitt.mm	9	3	4	16
min.mm	4	0	0	4
Cl 49	J	J	A	m.
Temp.				
max. °C	25,8	27,5	27,6	27,0
mitt. °C	25,4	27	27,4	26,6
min. °C	25	26,6	27	26,2
Nied.				
max.mm	1	1	1	3
mitt.mm	1	1	1	3
min.mm	0	1	1	2
Cl 50	J	J	A	m.
Temp.				
max. °C	26,2	28	28,1	27,4
mitt. °C	25,5	27,3	27,7	26,8
min. °C	24,7	26,7	27,3	26,2
Nied.				
max.mm	2	2	2	6
mitt.mm	2	1	1	4
min.mm	1	0	1	2
Cl 51	J	J	A	m.
Temp.				
max. °C	26,5	27,1	27,8	27,1
mitt. °C	26,2	26,9	27,5	26,9
min. °C	26	26,7	27,3	26,7
Nied.				
max.mm	1	1	1	3
mitt.mm	1	1	1	3
min.mm	1	1	1	3

Cl 52	J	J	A	m.
Temp.				
max. °C	26,1	28	28,5	27,5
mitt. °C	25,7	27,7	28,1	27,2
min. °C	25,3	27,4	27,7	26,8
Nied.				
max.mm	1	1	2	4
mitt.mm	1	1	1	3
min.mm	0	0	0	0
Cl 53	J	J	A	m.
Temp.				
max. °C	27	28	28	27,7
mitt. °C	26,9	27,6	27,9	27,5
min. °C	26,8	27,4	27,8	27,3
Nied.				
max.mm	1	1	1	3
mitt.mm	1	1	1	3
min.mm	1	1	1	3

Tab. 14-35 Temperatur- und Niederschlagscharakteristika im Sommer innerhalb der Cluster- bzw. Klimaklasse 54-56. Dabei steht Cl=Cluster bzw. Klimatyp, Temp.=Temperatur, Nied.=Niederschlag und m.=Temperaturmittel/Niederschlagssumme.

Cl 54	J	J	A	m.
Temp.				
max.°C	29,2	31,2	31	30,5
mitt.°C	26,9	29,5	29,5	28,6
min.°C	25,3	27,9	27,8	27,0
Nied.				
max.mm	9	4	6	19
mitt.mm	3	1	2	6
min.mm	0	0	0	0
Cl 55	J	J	A	m.
Temp.				
max.°C	30,3	32,7	32,3	31,8
mitt.°C	29,1	31,9	31,5	30,8
min.°C	28	31	30,7	29,9
Nied.				
max.mm	7	2	4	13
mitt.mm	3	1	2	6
min.mm	1	1	0	2
Cl 56	J	J	A	m.
Temp.				
max.°C	31,9	34,2	33,9	33,3
mitt.°C	30,8	33,2	32,8	32,3
min.°C	29,5	32,2	31,7	31,1
Nied.				
max.mm	3	2	3	8
mitt.mm	1	1	1	3
min.mm	1	0	0	1

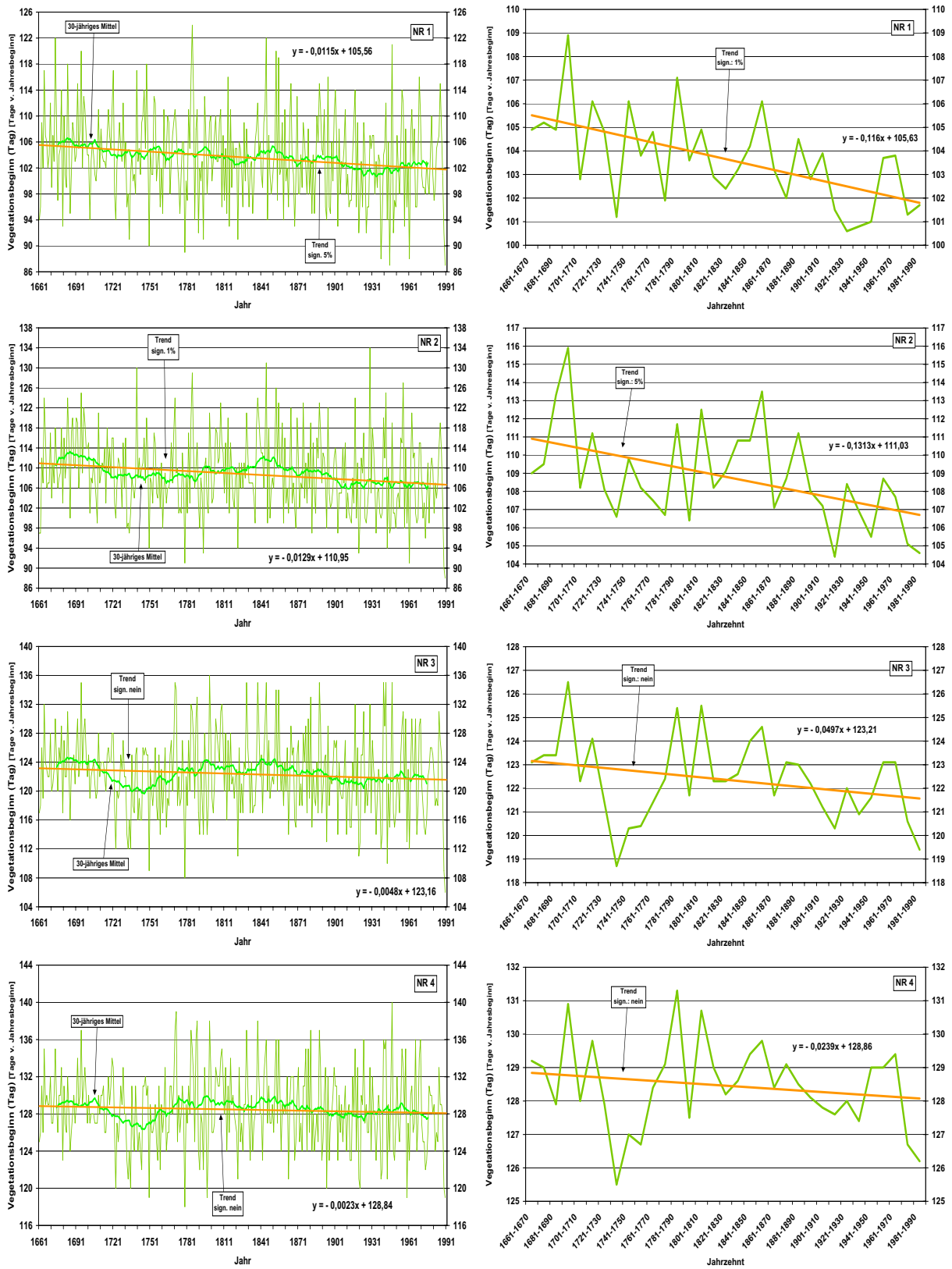


Abb. 14-172 Jährlicher und dekadischer Vegetationsbeginn der Naturräume 1 bis 4 von 1661 bis 1990.

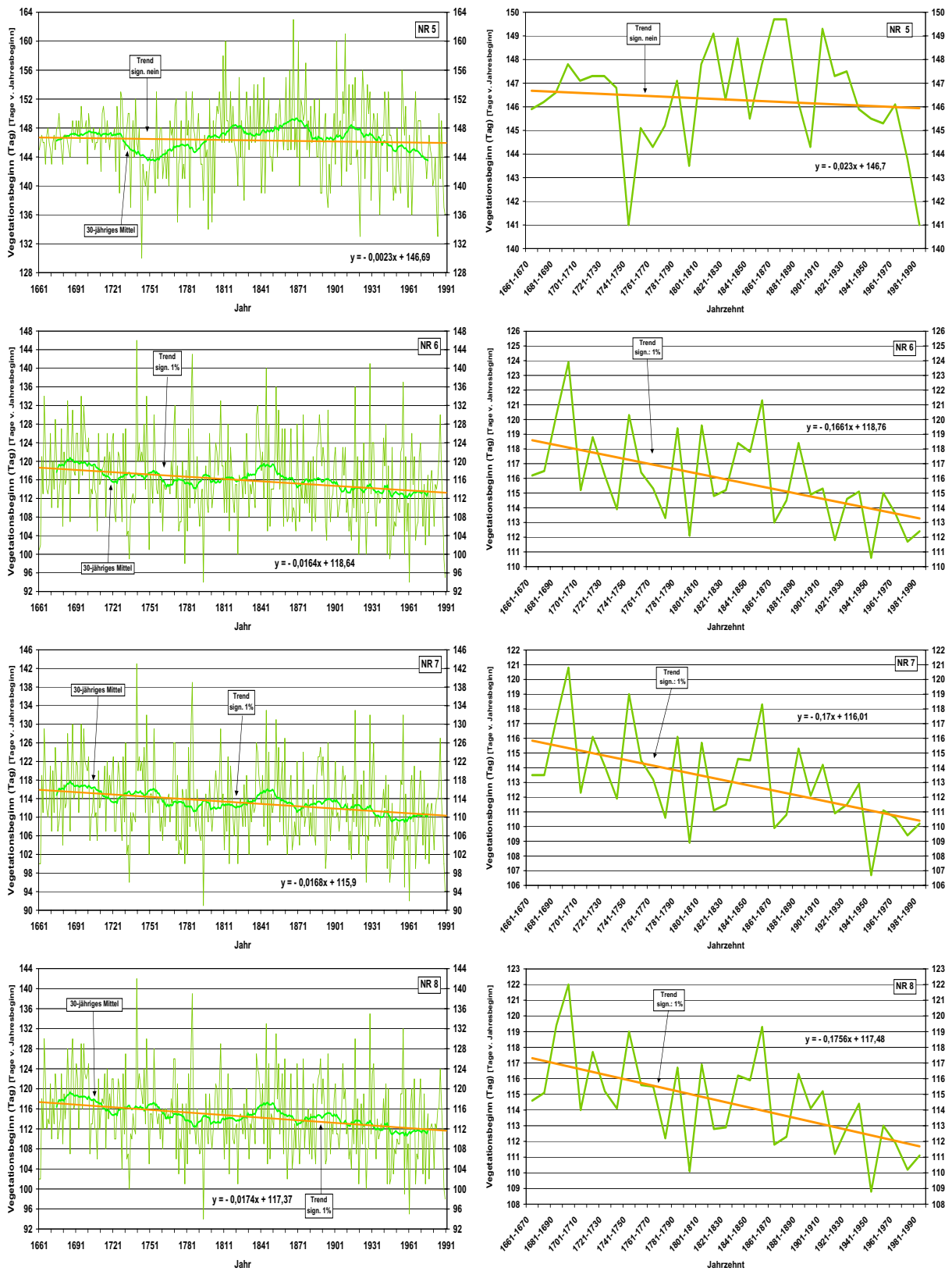


Abb. 14-173 Jährlicher und dekadischer Vegetationsbeginn der Naturräume 5 bis 8 von 1661 bis 1990.

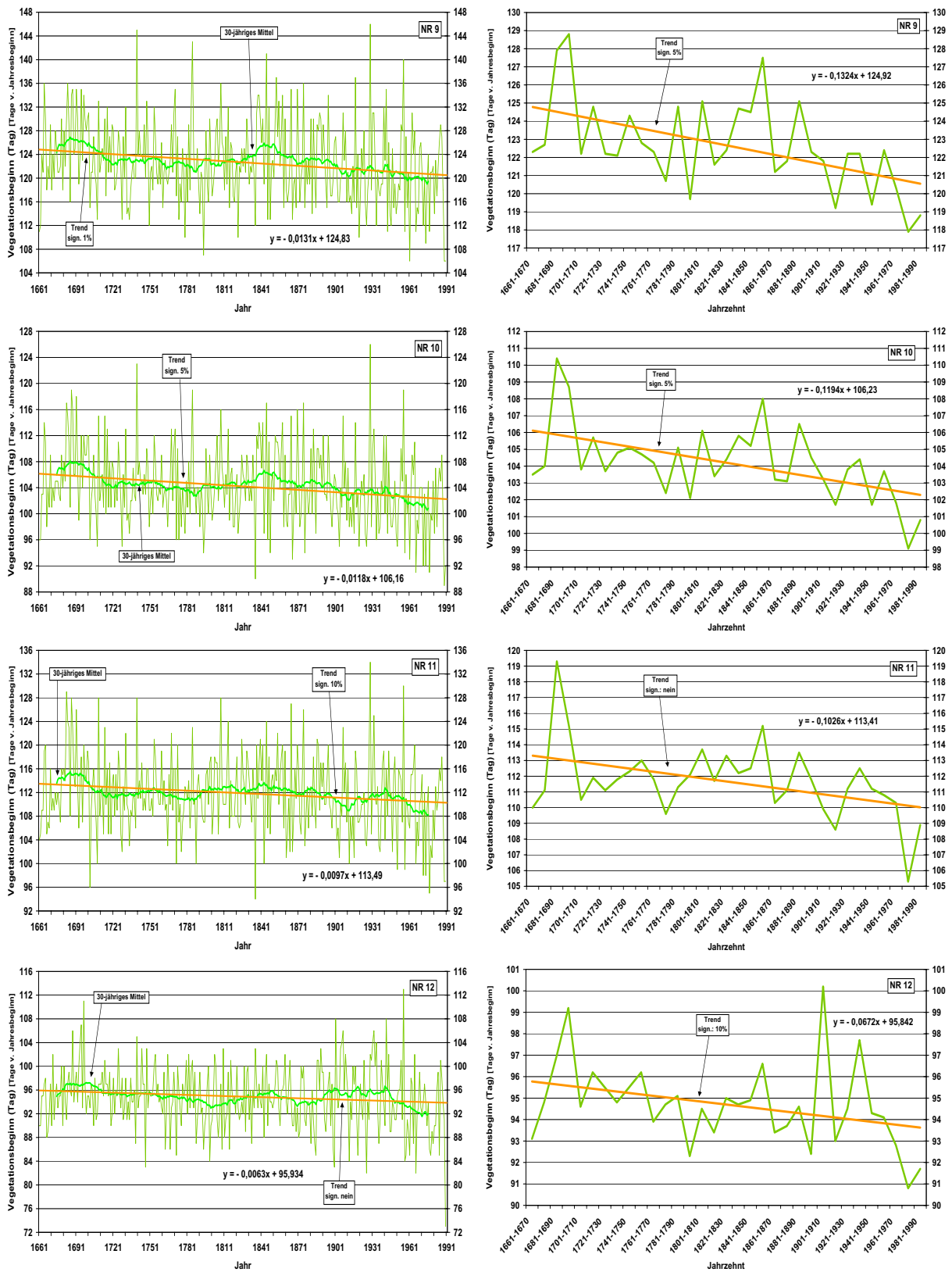


Abb. 14-174 Jährlicher und dekadischer Vegetationsbeginn der Naturräume 9 bis 12 von 1661 bis 1990.

Lebenslauf

Name Stefan Alexander Pohl

Geboren am 25.09.1966 in Berlin-Moabit

Familienstand verheiratet, drei Töchter

Schulausbildung

Grundschule 1973 – 1978 Fläming-Grundschule in Berlin Schöneberg

Gymnasium 1978 – 1985 Paul-Natorp-Gymnasium in Berlin-Schöneberg mit dem Abitur

Studium und Forschung

1986 - 1992 Studium der Agrarwissenschaften an der Justus-Liebig-Universität Gießen

1992 Diplomarbeit: Der Einfluss des Rekultivierungsalters von Lössböden auf die Dichte des Oberbodens und deren flächenhafte Verteilung

1992 - 1995 Freiberufliche Tätigkeiten im Bereich Stadtentwicklung und Landschaftsplanung

1995 - 1998 Studium der Angewandten Geowissenschaften Berlin

1998 -2005 Wissenschaftliche Mitarbeit am Potsdam Institut für Klimafolgenforschung und Beginn der Promotion bei Professor Dr. Jacobeit im DFG Projekt 'Extreme hydrologische Ereignisse in Mitteleuropa seit 1500 - Prozesse und Wirkungen und Mitarbeit im BMBF Projekt 'Integrated Assessment of Changes in the Thermohaline Circulation' bei Professor Dr. Rahmstorf

2006 Promotion am 19.6.2006 an der Universität Augsburg im Fachbereich Geographie. Beginn freiberuflicher Tätigkeit im Kaffeevertrieb.

