

Khí hậu và khí tượng đại cương

Trần Công Minh



NXB Đại học quốc gia Hà Nội 2007. 247 tr.

Từ khoá: khí hậu, khí tượng, khí quyển, thời tiết, cơ bản về khí hậu, khí tượng, không khí, khí quyển, trạng thái khí quyển, thành phần không khí và khí quyển, Bức xạ khí quyển, bức xạ, cân bằng nhiệt, nhiệt độ không khí, nhiệt độ khí quyển, nước trong khí quyển, tốc độ bốc hơi, độ ẩm hơi nước, trường gió, trường áp, hệ thống khí áp, dao động của khí áp.

Tài liệu trong Thư viện điện tử ĐHKHTN có thể được sử dụng cho mục đích học tập và nghiên cứu cá nhân. Nghiêm cấm mọi hình thức sao chép, in ấn phục vụ các mục đích khác nếu không được sự chấp thuận của nhà xuất bản và tác giả.

Mục lục

Chương 1 KHÁI NIỆM CƠ BẢN VỀ KHÍ TƯỢNG VÀ KHÍ HẬU HỌC	7
1.1 MỤC TIÊU, ĐỐI TƯỢNG CỦA KHÍ HẬU VÀ KHÍ TƯỢNG HỌC	7
1.1.1 Khí tượng và khí hậu học	7
1.1.2 Khí quyển	7
1.1.3 Những tầng cao – cao không học	8
1.1.4 Thời tiết	8
1.1.5 Khí hậu	9
1.2 NHỮNG MỐI LIÊN QUAN CỦA KHÍ QUYỂN VỚI MẶT TRỜI VÀ MẶT ĐẤT	9
1.3 CÁC NHÂN TỐ HÌNH THÀNH KHÍ HẬU	10
1.3.1 Tuần hoàn nhiệt	10
1.3.2 Tuần hoàn ẩm	11
1.3.3 Hoàn lưu khí quyển	11
1.3.4 Sự hình thành khí hậu	12
1.4 CÁC PHƯƠNG PHÁP QUAN TRẮC, THỰC NGHIỆM VÀ XỬ LÝ SỐ LIỆU TRONG KHÍ TƯỢNG VÀ KHÍ HẬU HỌC	12
1.4.1 Quan trắc và thực nghiệm trong khí tượng học	12
1.4.2 Phương pháp phân tích thống kê và phân tích toán lí	13

1.4.3	Ứng dụng bản đồ	13
1.4.4	Quan trắc khí tượng.....	14
Chương 2	KHÔNG KHÍ VÀ KHÍ QUYỂN	15
2.1	THÀNH PHẦN KHÔNG KHÍ KHÍ QUYỂN Ở MẶT ĐẤT VÀ TRÊN CAO.....	15
2.1.1	Thành phần không khí khô ở mặt đất	15
2.1.2	Hơi nước trong không khí	16
2.1.3	Sự biến đổi của thành phần không khí theo chiều cao.....	18
2.1.4	Sự phân bố của ôzôn theo chiều cao.....	18
2.2	CÁC ĐẶC TRƯNG CƠ BẢN CỦA TRẠNG THÁI KHÍ QUYỂN	19
2.2.1	Phương trình trạng thái của chất khí.....	19
2.2.2	Khí áp	19
2.2.3	Nhiệt độ không khí	21
2.2.4	Mật độ không khí.....	22
2.2.5	Phương trình tĩnh học cơ bản của khí quyển	24
2.2.6	Ứng dụng công thức khí áp	27
2.2.7	Bậc khí áp	28
2.3	ĐỊNH LUẬT BIẾN ĐỔI ĐOẠN NHIỆT CỦA NHIỆT ĐỘ KHÔNG KHÍ	29
2.3.1	Sự biến đổi đoạn nhiệt khô của nhiệt độ trong chuyển động thẳng đứng.....	30
2.3.2	Sự biến đổi đoạn nhiệt ẩm của nhiệt độ.....	31
2.3.3	Quá trình đoạn nhiệt giả	33
2.3.4	Nhiệt độ thế vị	33
2.3.5	Sự phân bố thẳng đứng của nhiệt độ.....	34
2.4	GIA TỐC ĐỔI LƯU	35
2.5	TRAO ĐỔI RỜI.....	36
2.6	CÁC TẦNG KHÍ QUYỂN	38
2.6.1	Tầng đối lưu.....	38
2.6.2	Tầng bình lưu và tầng khí quyển giữa.....	39
2.6.3	Tầng ion.....	40
2.6.4	Tầng khí quyển ngoài	41
2.7	CÁC KHỐI KHÍ VÀ FRONT.....	42
Chương 3	BỨC XẠ KHÍ QUYỂN	43
3.1	VỀ BỨC XẠ NÓI CHUNG	43
3.2	CÁC THÀNH PHẦN CÂN BẰNG NHIỆT VÀ CÂN BẰNG BỨC XẠ CỦA TRÁI ĐẤT	44
3.2.1	Thành phần phổ của bức xạ mặt trời	45
3.2.2	Cường độ trực xạ mặt trời	46
3.2.3	Hằng số mặt trời và thông lượng chung của bức xạ mặt trời tới Trái Đất.....	46
3.2.4	Sự biến đổi bức xạ mặt trời trong khí quyển và trên mặt đất	48
3.2.5	Sự hấp thụ bức xạ mặt trời trong khí quyển	48
3.2.6	Sự khuếch tán bức xạ mặt trời trong khí quyển.....	51
3.3	NHỮNG HIỆN TƯỢNG LIÊN QUAN VỚI SỰ KHUẾCH TÁN BỨC XẠ	52
3.3.1	Sự biến đổi màu của bầu trời.....	52
3.3.2	Hoàng hôn và bình minh	53
3.3.3	Sự biến đổi lớn của nhiệt độ không khí	54
3.3.4	Tầm nhìn xa.....	54
3.4	ĐỊNH LUẬT GIẢM YẾU BỨC XẠ VÀ CÁC ĐẶC TRƯNG CHO ĐỘ VẦN ĐỤC CỦA KHÍ QUYỂN.....	54
3.4.1	Định luật giảm yếu bức xạ.....	55
3.4.2	Hệ số vẩn đục	57
3.5	TỔNG XẠ VÀ BỨC XẠ HẤP THU.....	57
3.5.1	Tổng xạ.....	57

3.5.2	Sự phản hồi bức xạ mặt trời – Albêdo của mặt đất	58
3.5.3	Sự phát xạ của mặt đất.....	59
3.5.4	Bức xạ nghịch.....	59
3.5.5	Bức xạ hữu hiệu.....	60
3.5.6	Phương trình cân bằng bức xạ.....	60
3.5.7	Sự phát xạ từ Trái Đất ra ngoài không gian vũ trụ	61
3.6	PHÂN BỐ BỨC XẠ MẶT TRỜI.....	61
3.6.1	Sự phân bố bức xạ mặt trời ở giới hạn trên của khí quyển.....	61
3.6.2	Phân bố theo đới của bức xạ mặt trời ở mặt đất	63
3.6.3	Phân bố địa lý của tổng xạ.....	64
Chương 4	CHẾ ĐỘ NHIỆT CỦA KHÍ QUYỂN.....	70
4.1	NHỮNG NGUYÊN NHÂN BIẾN ĐỔI CỦA NHIỆT ĐỘ KHÔNG KHÍ.....	70
4.2	CÂN BẰNG NHIỆT CỦA MẶT ĐẤT.....	71
4.3	CHẾ ĐỘ NHIỆT CỦA THỔ NHƯỠNG VÀ VÙNG CHỨA NƯỚC	74
4.3.1	Sự khác biệt trong chế độ nhiệt của thổ nhưỡng và vùng chứa nước	74
4.3.2	Biến trình ngày và năm của nhiệt độ trên mặt thổ nhưỡng.....	75
4.3.3	Ảnh hưởng của lớp phủ thực vật và lớp tuyết phủ đến nhiệt độ bề mặt thổ nhưỡng.....	77
4.3.4	Sự truyền nhiệt vào sâu trong thổ nhưỡng.....	77
4.3.5	Biến trình ngày và năm của nhiệt độ trên mặt vùng chứa nước và những lớp nước trên cùng	79
4.4	BIẾN TRÌNH NGÀY CỦA NHIỆT ĐỘ KHÔNG KHÍ GẦN MẶT ĐẤT	79
4.5	SỰ BIẾN ĐỔI THEO THỜI GIAN CỦA NHIỆT ĐỘ KHÔNG KHÍ	81
4.5.1.	Sự biến đổi biên độ ngày của nhiệt độ theo chiều cao.....	81
4.5.2.	Những biến đổi không có chu kỳ của nhiệt độ không khí	81
4.5.3.	Sương giá.....	83
4.5.4.	Biên độ năm của nhiệt độ không khí	84
4.6	TÍNH LỰC ĐỊA CỦA KHÍ HẬU	85
4.6.1.	Biên độ năm của nhiệt độ và tính lực địa của khí hậu	85
4.6.2.	Những hệ số của tính lực địa	86
4.7	BIẾN TRÌNH NĂM CỦA NHIỆT ĐỘ KHÔNG KHÍ	87
4.7.1.	Các loại biến trình năm của nhiệt độ không khí ở các đới khí hậu.....	87
4.7.2.	Biến thiên của nhiệt độ trung bình tháng.....	90
4.7.3.	Những nhiễu động trong biến trình năm của nhiệt độ không khí	90
4.7.4.	Phân bố địa lý của nhiệt độ không khí ở gần mặt đất.....	91
Chương 5	NƯỚC TRONG KHÍ QUYỂN	95
5.1	Bốc hơi và bão hoà.....	95
5.1.1.	Quá trình bốc hơi.....	95
5.1.2.	Tốc độ bốc hơi.....	97
5.1.3.	Phân bố địa lý của bốc hơi và bốc hơi khả năng	98
5.2	Độ ẩm không khí.....	99
5.2.1	Những đặc trưng độ ẩm (7 đặc trưng)	99
5.2.2	Biến trình ngày và năm của sức trương hơi nước.....	102
5.2.3	Biến trình ngày và năm của độ ẩm tương đối.....	103
5.2.4	Sự phân bố địa lý của độ ẩm không khí.....	103
5.2.5	Sự biến đổi của độ ẩm theo chiều cao	106
5.3	Ngưng kết trong khí quyển.....	107
5.3.1	Quá trình ngưng kết.....	108
5.3.2	Hạt nhân ngưng kết.....	108
5.4	Mây.....	109
5.4.1	Sự hình thành và phát triển của mây	109
5.4.2	Cấu trúc vĩ mô và độ nước của mây	110

5.4.3	Bảng phân loại mây quốc tế	111
5.4.4	Mô tả những loại mây chính	112
5.4.5	Các hiện tượng quang học trong mây	115
5.4.6	Mây đối lưu (mây tích)	118
5.4.7	Mây dạng sóng	120
5.4.8	Mây do chuyển động trượt trên mặt front	121
5.4.9	Lượng mây – Biến trình ngày và năm của lượng mây	124
5.4.10	Phân bố địa lý của mây	125
5.4.11	Thời gian nắng	126
5.4.12	Khói – Sương mù – Mù khói	128
5.5	Giáng thủy	133
5.5.1	Khái niệm chung về giáng thủy	133
5.5.2	Các dạng giáng thủy	133
5.5.3	Sự hình thành giáng thủy	134
5.6	Điện trường của mây, giáng thủy và các hiện tượng liên quan	136
5.6.1	Điện trường của mây và giáng thủy	136
5.6.2	Dông	136
5.6.3	Sấm và chớp	137
5.7	Các thủy hiện tượng trên mặt đất	138
5.8	Những đặc trưng của giáng thủy	140
5.9	Biến trình ngày và năm của giáng thủy	141
5.9.1	Biến trình ngày của giáng thủy	141
5.9.2	Biến trình năm của giáng thủy	142
5.10	Sự phân bố địa lý của giáng thủy	145
5.11	Cân bằng nước trên Trái Đất	149
5.12	Tuần hoàn nội và tuần hoàn ngoại của độ ẩm	150
Chương 6	TRƯỜNG GIÓ VÀ TRƯỜNG ÁP	152
6.1	TRƯỜNG ÁP	152
6.1.1	Trường áp và các hệ thống khí áp	152
6.1.2	Bản đồ hình thể khí áp trên cao	153
6.1.3	Sự biến đổi theo chiều cao của trường khí áp trong xoáy thuận và xoáy nghịch	155
6.1.4	Gradient khí áp ngang	156
6.1.5	Dao động của khí áp	157
6.2	TRƯỜNG GIÓ	159
6.2.1	Tốc độ gió	159
6.2.2	Hướng gió	160
6.2.3	Đường dòng	161
6.2.4	Sự biến đổi của tốc độ gió và hướng gió do chuyển động rối và địa hình	163
6.3	GIÓ ĐỊA CHUYỂN	164
6.4	GIÓ GRADIEN	165
6.5	GIÓ NHIỆT	167
6.6	LỰC MA SÁT	168
6.7	ĐỊNH LUẬT KHÍ ÁP CỦA GIÓ	170
6.8	FRONT TRONG KHÍ QUYỂN	171
Chương 7	HOÀN LƯU KHÍ QUYỂN	176
7.1	KHÁI NIỆM CƠ BẢN	176
7.1.1	Đới khí áp và đới gió mặt đất	176
7.1.2	Đới khí áp và đới gió trên cao	177
7.2	NHỮNG TRUNG TÂM HOẠT ĐỘNG VÀ FRONT KHÍ QUYỂN	178
7.2.1	Những trung tâm hoạt động	178

7.2.2	Các front khí hậu học.....	181
7.3	HOÀN LƯU Ở MIỀN NGOẠI NHIỆT ĐỐI.....	183
7.3.1	Hoạt động của xoáy thuận ngoại nhiệt đới	183
7.3.2	Cấu tạo và hệ thống thời tiết của xoáy thuận front.....	187
7.3.3	Xoáy nghịch front.....	189
7.4	TÍN PHONG	190
7.5	GIÓ MÙA	190
7.5.1	Gió mùa mùa đông	192
7.5.2	Gió mùa mùa hè.....	196
7.6	DẢI HỘI TỤ NHIỆT ĐỐI	197
7.6.1	Định nghĩa, cấu trúc.....	198
7.6.2	Sự dịch chuyển của dải hội tụ nhiệt đới.....	200
7.7	SÓNG ĐÔNG	201
7.8	ÁP THẤP NHIỆT ĐỐI VÀ BÃO	202
7.8.1	Khái niệm chung và phân loại áp thấp và bão	202
7.8.2	Những điều kiện hình thành bão.....	205
7.8.3	Quỹ đạo bão.....	205
7.8.4	Hoạt động của bão ở Việt Nam và Biển Đông	206
7.9	EL NINO VÀ LA NINA	207
7.10	GIÓ ĐỊA PHƯƠNG.....	210
7.10.1	Gió đất – biển.....	211
7.10.2	Gió núi – thung lũng.....	212
7.10.3	Phơn	213
Chương 8	KHÍ HẬU VÀ PHÂN VÙNG KHÍ HẬU TRÁI ĐẤT.....	216
8.1	SỰ HÌNH THÀNH KHÍ HẬU	216
8.1.1	Những quá trình hình thành khí hậu	216
8.1.2	Những nhân tố địa lý của khí hậu	217
8.1.3	Hoạt động của con người.....	220
8.2	CÁC PHƯƠNG PHÁP PHÂN LOẠI VÀ PHÂN VÙNG KHÍ HẬU	221
8.2.1	Các phương pháp phân loại khí hậu	221
8.2.2	Phương pháp phân loại khí hậu của Cöpen	221
8.2.3	Phương pháp phân vùng khí hậu của Alisôp.B.P	224
8.3	CÁC ĐỐI VÀ CÁC VÙNG KHÍ HẬU TRÊN TRÁI ĐẤT	225
8.3.1	Khí hậu miền nhiệt đới	226
8.3.2	Khí hậu cận nhiệt.....	230
8.3.3	Khí hậu miền ôn đới	233
8.3.4	Khí hậu miền cực.....	238
8.4	NHỮNG ĐẶC ĐIỂM CƠ BẢN CỦA KHÍ HẬU VÀ SƠ ĐỒ PHÂN VÙNG KHÍ HẬU VIỆT NAM	242
8.4.1	Đặc điểm khí hậu.....	242
8.4.2	Sơ đồ phân vùng khí hậu	243
Chương 9	BIẾN ĐỔI KHÍ HẬU	249
9.1.	SỰ BIẾN ĐỔI CỦA KHÍ HẬU TRONG THỜI KỲ ĐỊA CHẤT ĐÃ QUA	249
9.2.	NGUYÊN NHÂN BIẾN ĐỔI KHÍ HẬU CỦA THỜI KỲ ĐỊA CHẤT	251
9.3.	SỰ BIẾN ĐỔI CỦA KHÍ HẬU TRONG THỜI KỲ LỊCH SỬ	252
9.4.	SỰ NÓNG LÊN HIỆN ĐẠI.....	253
9.5.	NGUYÊN NHÂN CỦA CÁC DAO ĐỘNG HIỆN NAY CỦA KHÍ HẬU	254
9.6.	VỀ KHẢ NĂNG CẢI TẠO KHÍ HẬU	255

Chương 1

KHÁI NIỆM CƠ BẢN VỀ KHÍ TƯỢNG VÀ KHÍ HẬU HỌC

1.1 MỤC TIÊU, ĐỐI TƯỢNG CỦA KHÍ HẬU VÀ KHÍ TƯỢNG HỌC

1.1.1 Khí tượng và khí hậu học

Khí tượng học là khoa học về khí quyển – vỏ không khí của Trái Đất. Do nghiên cứu các quá trình vật lý đặc trưng cho Trái Đất, nên khí tượng học thuộc khoa học vật lý. Khí hậu học là khoa học về khí hậu – tập hợp các điều kiện khí quyển đặc trưng cho một nơi nào đó và phụ thuộc vào hoàn cảnh địa lý của địa phương. Với ý nghĩa đó, khí hậu ảnh hưởng đến hoạt động kinh tế của con người như: nông nghiệp, sự phân bố địa lý của công nghiệp, giao thông đường bộ, đường thủy, hàng không.

Khí hậu học thực chất là khoa học địa lý và môi trường. Những kiến thức trong lĩnh vực khí hậu rất cần thiết cho việc đào tạo cán bộ địa lý và môi trường thuộc bất kỳ chuyên môn nào.

Khí hậu học liên quan chặt chẽ với khí tượng học. Sự hiểu biết các quy luật khí hậu học chỉ có thể dựa trên cơ sở các quá trình khí quyển. Vì vậy, khi phân tích nguyên nhân xuất hiện của các loại khí hậu và sự phân bố của chúng trên Trái Đất, khí hậu học xuất phát từ những khái niệm và quy luật của khí tượng học.

Trong giáo trình này, chúng tôi cố gắng trình bày kết hợp chứ không riêng lẻ hai môn khí hậu học và khí tượng học. Nhiệm vụ đầu tiên là tìm hiểu nội dung và những phương pháp nghiên cứu của hai môn khoa học này.

1.1.2 Khí quyển

Bề mặt Trái Đất được bao phủ bởi lớp hơi – không khí – khí quyển, cùng tham gia vào chuyển động quay của Trái Đất. Đời sống của chúng ta chủ yếu diễn ra ở phần dưới của khí quyển.

Không khí khác với nước là có thể nén được, vì vậy mật độ của nó giảm theo chiều cao và khí quyển dần dần mất hẳn, không có ranh giới rõ rệt.

Một nửa khí quyển tập trung ở tầng 5km, ba phần tư ở tầng 10km, chín phần mười ở tầng 20km dưới cùng. Không khí càng lên cao càng loãng, song còn phát hiện ở độ cao rất lớn.

Hiện tượng cực quang chứng tỏ sự tồn tại của khí quyển ở độ cao 1000 km hay hơn nữa. Vệ tinh bay ở độ cao vài nghìn km vẫn còn nằm trong khí quyển, mặc dù không khí ở đây hết sức loãng. Căn cứ vào tài liệu quan trắc từ vệ tinh ta có thể kết luận là khí quyển lan tới độ cao hơn 20 nghìn km với mật độ giảm dần.

Chỉ những tên lửa vũ trụ và một số vệ tinh nhân tạo với quỹ đạo bay rất rộng mới có thể bay xuyên qua khí quyển và đi vào khoảng không gian giữa các hành tinh.

1.1.3 Những tầng cao – cao không học

Những quá trình khí quyển xảy ra ở sát mặt đất và ở tầng 10 – 20 km, đặc biệt quan trọng đối với thực tiễn và đã được nghiên cứu nhiều. Những quá trình này sẽ được trình bày trong giáo trình này. Những tầng cao của khí quyển cách xa mặt đất hàng trăm nghìn km trong thời gian gần đây cũng được tiến hành nghiên cứu ngày một mạnh mẽ và có kết quả hơn, nhất là nhờ có tên lửa và vệ tinh vật lý địa cầu.

Khi khí quyển hấp thụ bức xạ cực tím và bức xạ hạt của mặt trời, trong những tầng cao xảy ra những phản ứng quang hoá phân tích các phân tử hơi thành những nguyên tử tích điện. Vì vậy, những tầng không khí nói trên bị ion hoá mạnh và có tính dẫn điện lớn. Ở đây thường quan sát thấy những hiện tượng như cực quang và sự phát sáng liên tục của không khí tạo nên ánh sáng ban đêm của bầu trời, ở đây cũng thường xảy ra những quá trình vi vật lý phức tạp liên quan tới sự phát xạ vũ trụ.

Phương pháp nghiên cứu các quá trình này rất đặc biệt, bản thân việc nghiên cứu đó rất ít liên quan với việc nghiên cứu khí quyển gần mặt đất và trong những tầng không khí dưới thấp, nhưng có liên quan mật thiết với việc nghiên cứu từ trường Trái Đất.

Vì vậy, gần đây người ta qui định chia học thuyết về những quá trình vật lý xảy ra ở tầng cao của khí quyển thành môn khoa học lấy tên là *cao không học*.

Trong giáo trình này một số vấn đề thuộc cao không học chỉ được trình bày với mức hạn chế.

1.1.4 Thời tiết

Trong khí quyển thường xuyên xảy ra những quá trình vật lý, những quá trình này không ngừng làm biến đổi trạng thái của nó. Trạng thái của khí quyển ở gần mặt đất và ở những tầng thấp hơn (thường là trong môi trường hoạt động của hàng không) gọi là thời tiết. Những đặc trưng của thời tiết như: nhiệt độ không khí, khí áp, độ ẩm, lượng mây, giáng thủy, gió và các hiện tượng dông, bão, sương mù, gió tây khô nóng được gọi là những yếu tố khí tượng.

Những sự biến đổi của thời tiết ở gần mặt đất có ý nghĩa lớn đối với nông nghiệp và các lĩnh vực kinh tế khác của con người. Thời tiết ở những tầng khí quyển cao hơn ảnh hưởng đến hoạt động của hàng không. Cần lưu ý là những quá trình khí quyển ở các độ cao khác nhau có liên quan với nhau. Vì vậy, để nghiên cứu thời tiết gần mặt đất một cách toàn diện ta cần nghiên cứu cả các tầng khí quyển ở cao hơn. Trạng thái khí quyển ở tầng cao hơn là đối tượng của cao không học.

1.1.5 Khí hậu

Ở mỗi nơi trên Trái Đất, trong những năm khác nhau, thời tiết diễn ra khác nhau, song trong sự khác biệt của thời tiết hàng ngày, hàng tháng, hàng năm ở mỗi địa phương, ta vẫn có thể phân biệt được một loại khí hậu hoàn toàn xác định.

Ngay từ đầu đã nói, khí hậu là tập hợp của những điều kiện khí quyển đặc trưng cho mỗi địa phương và phụ thuộc hoàn toàn vào hoàn cảnh địa lí của địa phương. Hoàn cảnh địa lí không những chỉ vị trí của địa phương tức là vĩ độ, kinh độ và độ cao trên mực biển mà còn chỉ đặc điểm của mặt đất, địa hình, lớp phủ thổ nhưỡng, lớp phủ thực vật v.v...

Những điều kiện khí quyển ít nhiều biến thiên trong quá trình một năm: từ mùa đông sang mùa hè và từ mùa hè sang mùa đông. Tập hợp những điều kiện khí quyển đó ít nhiều biến đổi từ năm này sang năm khác. Những sự biến đổi này có đặc tính dao động lân cận giá trị trung bình nhiều năm. Như vậy khí hậu có đặc tính ổn định.

Cũng chính vì vậy, khí hậu là một trong những đặc trưng địa lí tự nhiên của địa phương, một trong những thành phần cảnh quan của địa lí. Mặt khác, giữa các quá trình khí quyển và trạng thái mặt đất (kể cả đại dương thế giới) có những mối liên quan chặt chẽ nên khí hậu cũng liên quan với những đặc điểm địa lí và các thành phần cảnh quan địa lí khác.

1.2 NHỮNG MỐI LIÊN QUAN CỦA KHÍ QUYỂN VỚI MẶT TRỜI VÀ MẶT ĐẤT

Những quá trình khí quyển đều chịu ảnh hưởng của vũ trụ ở phía trên cũng như từ mặt đất, từ phía dưới. Nguồn năng lượng chủ yếu của các quá trình khí quyển là bức xạ mặt trời. Bức xạ này truyền tới Trái Đất qua không gian vũ trụ.

Chính bức xạ mặt trời biến thành nhiệt trong khí quyển và trên mặt đất, thành năng lượng của các chuyển động và thành năng lượng khác. Những tia mặt trời đốt nóng mặt đất nhiều hơn là đốt nóng không khí, chỉ sau đó giữa mặt đất và khí quyển mới xảy ra quá trình trao đổi nhiệt cũng như trao đổi nước một cách mạnh mẽ.

Cấu trúc và hình dạng của mặt đất cũng có ảnh hưởng đến chuyển động không khí. Những tính chất quang học và trạng thái điện của khí quyển ở mức độ nhất định cũng chịu ảnh hưởng của mặt đất (hiện tượng đốt nóng, nhiễm bụi).

Sự tồn tại của khí quyển còn là nhân tố quan trọng đối với những quá trình vật lí xảy ra trên mặt đất (trong thổ nhưỡng) và các lớp trên cùng của vùng chứa nước (chẳng hạn như hiện tượng xói mòn do gió, các dòng biển và sóng biển do gió, sự hình thành và tan đi của lớp tuyết phủ và nhiều hiện tượng khác) cũng như đối với cuộc sống trên Trái Đất.

Trong thành phần bức xạ mặt trời có bức xạ cực tím với năng lượng không lớn song gây nên những tác động quang hoá mạnh mẽ nhất trong các tầng cao của khí quyển. Bức xạ hạt của mặt trời, tức là những dòng hạt cơ bản mang điện, phóng ra từ mặt trời cũng ảnh hưởng lớn đến các tầng cao của khí quyển. Bức xạ cực tím và bức xạ hạt biến đổi đáng kể theo thời gian phụ thuộc vào hoạt động của mặt trời, tức là phụ thuộc vào những quá trình vật lí trên Mặt Trời.

Những quá trình đó liên quan với sự biến đổi lượng vết đen mặt trời. Do đó, trạng thái của các tầng cao khí quyển, lượng ozon, tính ion hoá, độ dẫn điện,...cũng biến đổi. Những sự biến đổi này lại ảnh hưởng đến trạng thái của các tầng khí quyển nằm dưới, tức là ảnh hưởng đến thời tiết và khí hậu.

1.3 CÁC NHÂN TỐ HÌNH THÀNH KHÍ HẬU

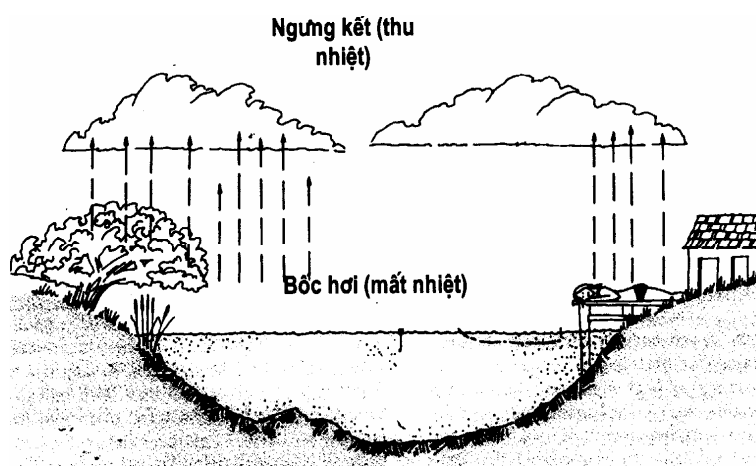
1.3.1 Tuần hoàn nhiệt

Khí hậu được xác định bởi các vòng tuần hoàn cơ bản đó là tuần hoàn nhiệt, tuần hoàn ẩm và hoàn lưu khí quyển gọi là các quá trình hình thành khí hậu. Thực chất của tuần hoàn nhiệt tạo nên chế độ nhiệt của khí quyển như sau:

Khí quyển, hấp thụ một phần các tia mặt trời xuyên qua nó và biến chúng thành nhiệt, một phần khuếch tán và làm biến đổi thành phần quang phổ của chúng.

Nhiệt độ không khí thường gây cảm giác nóng hay lạnh và có tầm quan trọng rất lớn đối với đời sống trên Trái Đất nói chung và đời sống hoạt động kinh tế của con người nói riêng.

Sự biến đổi của nhiệt độ không khí trong quá trình một ngày và trong quá trình một năm phụ thuộc vào sự quay của Trái Đất và sự biến thiên của thông lượng bức xạ mặt trời, liên quan với chuyển động quay đó. Song nhiệt độ không khí biến đổi không điều hoà, không có chu kì do không khí chuyển động không ngừng từ nơi này đến nơi khác trên Trái Đất. Sự phân bố của nhiệt độ không khí trên Trái Đất phụ thuộc chủ yếu vào điều kiện chung theo dõi của thông lượng bức xạ mặt trời, phụ thuộc vào sự phân bố lục địa và biển (vì biển và lục địa hấp thụ bức xạ và được đốt nóng khác nhau). Và cuối cùng, phụ thuộc vào những dòng khí thịnh hành đem không khí từ khu vực này đến khu vực khác của Trái Đất.



Hình 1.1

Chu trình nhiệt ẩm và cân bằng nước

Tuy nhiên, nhiệt độ không khí và nước chỉ được xác định như động năng trung bình (tốc độ trung bình) của tất cả các phân tử khí và nước. Nhiệt độ cho chúng ta biết trạng thái “nóng” hay “lạnh” của vật, nhiệt độ không cho ta biết nội năng của vật có được (bao gồm cả thế năng và động năng). Với cùng nhiệt độ, vật có khối lượng lớn hơn có năng lượng lớn hơn.

Trong khí quyển và đại dương, nhiệt như một dạng năng lượng được vận chuyển trong các quá trình truyền nhiệt phân tử và truyền nhiệt rối và trong quá trình đối lưu. Do nước có nhiệt dung lớn hơn đất 5 lần và không khí 3 lần nên khối nước biển chậm bị đốt nóng và làm lạnh và sự biến đổi nhiệt độ nhỏ hơn so với đất liền và có khả năng tích lũy năng lượng nhiều hơn đất và không khí. Chính vì vậy, biển có tác động rất lớn đến thời tiết và khí hậu. Trên hình 1.1 là sơ đồ mô tả các thành phần trong tuần hoàn nước.

1.3.2 Tuần hoàn ẩm

Ngoài tuần hoàn nhiệt, giữa khí quyển và mặt đất thường xuyên diễn ra tuần hoàn nước hay tuần hoàn ẩm. Nước từ bề mặt đại dương và các vùng chứa nước, từ thổ nhưỡng ẩm và thực vật bốc hơi vào khí quyển. Quá trình này được thổ nhưỡng và các lớp nước trên cùng cung cấp một lượng nhiệt lớn. Hơi nước – nước trong trạng thái hơi, là một thành phần quan trọng của không khí khí quyển. Trong các điều kiện khí quyển hơi nước có thể biến đổi ngược lại, nó ngưng kết, tụ lại, kết quả là mây và sương mù xuất hiện. Do quá trình ngưng tụ, một lượng ẩn nhiệt lớn tỏa ra trong khí quyển, với những điều kiện nhất định, nước sẽ rơi xuống từ mây. Trở về mặt đất, nếu tính chung cho toàn Trái Đất, lượng giáng thủy cân bằng với lượng bốc hơi.

Lượng giáng thủy và sự phân bố của nó theo mùa có ảnh hưởng đến lớp thổ nhưỡng và việc trồng cây. Điều kiện dòng chảy, chế độ sông, mực nước hồ và các hiện tượng thủy văn khác cũng phụ thuộc vào sự phân bố và biến thiên của lượng giáng thủy.

1.3.3 Hoàn lưu khí quyển

Sự phân bố nhiệt không đều trong khí quyển dẫn tới sự phân bố không đều của khí áp. Chuyển động không khí hay các dòng khí lại phụ thuộc vào sự phân bố của khí áp.

Đặc tính của chuyển động không khí tương ứng với mặt đất chịu ảnh hưởng lớn của điều kiện là chuyển động này xảy ra trên Trái Đất quay. Ở những tầng dưới cùng của khí quyển, chuyển động của không khí còn chịu ảnh hưởng của ma sát. Chuyển động của không khí tương ứng với mặt đất gọi là gió.

Toàn bộ hệ thống những dòng khí quy mô lớn trên Trái Đất là hoàn lưu chung khí quyển. Chuyển động xoáy cỡ lớn như xoáy thuận và xoáy nghịch thường xuyên xuất hiện trong khí quyển, làm cho hệ thống hoàn lưu này trở nên rất phức tạp. Những sự biến đổi cơ bản của thời tiết có liên quan với sự di chuyển của không khí trong hoàn lưu chung khí quyển, vì các khối khí di chuyển từ khu vực này sang khu vực khác mang theo những điều kiện mới của nhiệt độ, độ ẩm, lượng mây và các yếu tố khác.

Ngoài hoàn lưu chung, trong khí quyển còn có hoàn lưu địa phương quy mô nhỏ hơn nhiều như gió đất – gió biển (brizo), gió núi – thung lũng và các loại gió khác. Các xoáy mạnh cỡ nhỏ như lốc, vòi rồng cũng thường xuất hiện.

Gió gây sóng trên mặt nước, các dòng chảy đại dương và hiện tượng băng trôi. Gió là nhân tố quan trọng trong quá trình xói mòn và tạo thành địa hình.

1.3.4 Sự hình thành khí hậu

Các quá trình hình thành khí hậu phát triển trong các hoàn cảnh địa lí khác nhau. Do đó, những đặc điểm cụ thể của những quá trình này và các loại khí hậu liên quan với chúng được xác định bởi những nhân tố địa lí của khí hậu như: vĩ độ, sự phân bố lục địa và biển, cấu trúc của bề mặt lục địa (nhất là địa hình qui mô lớn), thổ nhưỡng, lớp phủ thực vật, lớp tuyết phủ, băng biển, dòng biển,... . Sự phân bố của các điều kiện khí hậu trên Trái Đất phụ thuộc vào sự phân bố của các nhân tố địa lí đó.

Những điều kiện đặc biệt, gọi là những điều kiện vi khí hậu, thường quan sát thấy ở tầng không khí dưới cùng gần mặt đất, nơi sinh trưởng của cây trồng. Ở đây, những đặc điểm của chế độ khí quyển chịu ảnh hưởng của các đặc điểm trong cấu trúc và trạng thái của mặt đất.

Khí hậu có những sự biến thiên đáng kể, thậm chí rất lớn qua các thời đại địa chất. Những sự biến thiên này liên quan với sự biến đổi trong cấu trúc của mặt đất và thành phần không khí khí quyển cũng như do những nguyên nhân thiên văn khác như sự biến đổi trong sự quay của Trái Đất xung quanh Mặt Trời, sự biến đổi mật độ của vật chất trong không gian vũ trụ... Cũng có thể chính là do sự biến đổi trong hoạt động của Mặt Trời. Những điều kiện khí hậu cũng dao động ít nhiều trong quá trình hàng nghìn, hàng trăm năm hay trong thời gian ngắn hơn. Hiện tượng nóng lên ở phần lớn Trái Đất thuộc miền vĩ độ cao và vĩ độ trung bình vào đầu thế kỷ 20. Rất có thể là hiện tượng này cũng xảy ra ở Nam bán cầu. Người ta thường liên hệ những dao động hiện tại của khí hậu này chủ yếu với sự biến đổi của hoàn lưu chung khí quyển, còn những sự biến đổi của hoàn lưu chung này, người ta lại liên hệ với sự biến đổi trong hoạt động Mặt Trời.

1.4 CÁC PHƯƠNG PHÁP QUAN TRẮC, THỰC NGHIỆM VÀ XỬ LÝ SỐ LIỆU TRONG KHÍ TƯỢNG VÀ KHÍ HẬU HỌC

1.4.1 Quan trắc và thực nghiệm trong khí tượng học

Những tài liệu về khí quyển, thời tiết và khí hậu thu được do quan trắc. Việc phân tích những kết quả quan trắc trong khí tượng và khí hậu học làm sáng tỏ những mối liên quan nhân quả giữa những hiện tượng nghiên cứu. Trong vật lí đại cương, phương pháp nghiên cứu chính là thực nghiệm. Khi tiến hành thực nghiệm, các nhà nghiên cứu tham gia vào sự phát triển của các quá trình vật lí, đưa vào một số nhân tố này loại trừ các nhân tố khác với mục đích làm sáng tỏ những mối liên quan nhân quả giữa các hiện tượng. Song, con người chưa có khả năng thay đổi một cách đáng kể những hiện tượng khí quyển qui mô lớn như hoàn lưu chung khí quyển hay tuần hoàn nhiệt, xảy ra trong khoảng không gian rộng lớn.

Thậm chí năng lượng của các vụ nổ nguyên tử cũng không lớn lắm so với năng lượng của các quá trình hoàn lưu chung khí quyển, vì những vụ nổ cường độ lớn này xảy ra trong thời gian quá ngắn. Những sự biến đổi trong trạng thái vật lí của khí quyển gây nên do những vụ nổ nhiệt hạch rất hạn chế nếu xét về mặt lan truyền ảnh hưởng, hơn nữa những vụ nổ này không kéo dài. Vì vậy, các nhà khí tượng cũng như các nhà địa vật lí khác phải áp dụng các phương pháp quan trắc, nghĩa là phải đo và đánh giá một cách định tính các quá trình diễn ra trong hoàn cảnh tự nhiên. Quan trắc liên tục các quá trình khí quyển, con người chứng kiến và

ghi lại những thí nghiệm to lớn mà thiên nhiên đã tạo ra trong khí quyển không có sự tham gia của con người.

Trong khí tượng học, do quá trình khí quyển diễn ra trong quy mô lớn nên phương pháp thực nghiệm ít được sử dụng. Chẳng hạn, một trong các thực nghiệm đó là thí nghiệm tạo mưa từ mây và làm tan sương mù bằng những phương pháp tác động lí hoá khác nhau. Các thí nghiệm này phù hợp với những mục đích thực dụng song chúng cũng giúp ta tìm hiểu sâu hơn bản chất của hiện tượng. Việc trồng các dải rừng, xây dựng hồ chứa nước, việc tưới nước từng vùng v.v... cũng gây nên một số biến đổi về trạng thái của lớp không khí sát đất. Do đó, trong chừng mực nhất định chúng cũng là những thực nghiệm khí tượng học (nói đúng hơn, thì chúng là thực nghiệm khí hậu học). Ngoài ra, người ta còn dùng phương pháp mô hình chứa một số quá trình khí quyển trong phòng thí nghiệm, nghĩa là tái lập chúng với qui mô nhỏ và với những điều kiện đã đơn giản hoá. Thậm chí người ta mô hình hoá cả hoàn lưu chung khí quyển. Song khả năng của phương pháp nghiên cứu này còn bị hạn chế.

1.4.2 Phương pháp phân tích thống kê và phân tích toán lí

Những kết quả quan trắc phải được phân tích để tìm ra các quá trình khí quyển. Phương pháp phân tích thống kê khối lượng tài liệu quan trắc lớn, nhất là phương pháp lấy trung bình để loại những chi tiết ngẫu nhiên của hiện tượng và chỉ rõ những đặc điểm cơ bản của các hiện tượng đó có ý nghĩa hàng đầu trong khí tượng học.

Phương pháp này đóng vai trò rất lớn trong khí hậu học. Khí hậu thu thập những kết quả quan trắc khí tượng làm tài liệu gốc để so sánh, đối chiếu chúng theo thời gian và không gian. Song để có thể có hình dung đầy đủ về khí hậu, thì tài liệu quan trắc đồng thời hay quan trắc trong một thời gian dài, cần phải lấy trung bình trong thời kỳ nhiều năm.

Để rút ra các kết luận từ một khối lượng tài liệu quan trắc lớn ta phải phân tích các kết quả quan trắc bằng phương pháp thống kê. Vì vậy, những đặc trưng khí hậu học chính là những kết luận thống kê rút ra từ dãy số liệu.

1.4.3 Ứng dụng bản đồ

Những quá trình khí quyển cơ bản thường phát triển trong không gian rộng lớn còn hậu quả của chúng là những điều kiện thời tiết và khí hậu nhất định cũng thường thấy trên qui mô lớn. Vì vậy, việc đối chiếu những kết quả quan trắc trên các bản đồ địa lí có ý nghĩa quan trọng trong khí tượng và khí hậu học. Việc phân tích các kết quả quan trắc tiếp đó không chỉ tiến hành đối với từng trạm riêng biệt mà đối với cả sự phân bố trong không gian của các đại lượng quan trắc được. Có thể điền lên bản đồ địa lí những kết quả quan trắc ở các nơi khác nhau vào cùng một thời điểm. Bản đồ đó gọi là bản đồ thời tiết. Bản đồ thời tiết giúp ta thấy rõ sự phân bố của những điều kiện thời tiết, đó là các tính chất của khí quyển và đặc tính của các quá trình khí quyển vào cùng thời điểm, trên một lãnh thổ rộng lớn. Đối chiếu các bản đồ synôp lập vào những thời điểm liên tiếp nhau, ta có thể theo dõi được sự phát triển của các quá trình khí quyển và rút ra được những kết luận về thời tiết tương lai. Cũng có thể điền lên bản đồ những kết quả qui toán thống kê tài liệu quan trắc nhiều năm. Khi đó ta có các bản đồ khí hậu học.

Chẳng hạn, có thể lập các bản đồ phân bố trung bình nhiều năm của các đại lượng nhiệt độ hay giáng thủy trên một lãnh thổ nhất định cho một tháng nào đó, bản đồ trung bình ngày hình thành lớp tuyết phủ, bản đồ tần suất đông, bản đồ nhiệt độ cao nhất và thấp nhất quan trắc tại địa phương v.v...

Các bản đồ khí hậu học làm giảm nhẹ việc phân tích các điều kiện khí hậu tiếp đó và cho phép ta rút ra những kết luận về sự phân bố không gian của các đặc điểm khí hậu hay các loại (kiểu) khí hậu v.v...

1.4.4 Quan trắc khí tượng

Quan trắc khí tượng là việc đo và đánh giá một cách định lượng các yếu tố khí tượng. Những yếu tố khí tượng gồm có, trước hết là nhiệt độ và độ ẩm không khí, khí áp, gió, mây, tầm nhìn xa, giáng thủy, các hiện tượng thời tiết như sương mù, bão tuyết, đông.

Hệ thống quan trắc thời tiết hiện đại: vệ tinh từ trên cao nhận và chuyển về các trung tâm thời tiết kết quả quan trắc từ các trạm trôi trên biển, tàu biển, cầu thám không, máy bay, rada, các trạm khí tượng mặt đất cho tất cả các trung tâm khí tượng trên thế giới. Các vệ tinh khác chụp màn mây bao phủ Trái Đất, kiểm soát hoạt động của các cơn bão trên các đại dương (hình trên trang bìa).

Ngoài ra, còn có một số đại lượng không trực tiếp biểu thị tính chất của khí quyển hay những quá trình khí quyển song có liên quan chặt chẽ với chúng chẳng hạn như nhiệt độ của thổ nhưỡng hay của mặt nước, độ bốc hơi, người ta còn tiến hành quan trắc bức xạ mặt trời, bức xạ mặt đất và điện khí quyển. Quan trắc trạng thái khí quyển phía trên lớp sát đất đến độ cao khoảng 40 km gọi là thám trắc. Quan trắc trạng thái các tầng cao hơn của khí quyển khác với thám trắc về mặt phương pháp gọi là quan trắc cao không.

Những quan trắc đầy đủ và chính xác được tiến hành tại các đài trạm khí tượng và cao không trải ra ở tất cả các nước trên thế giới ở các đài trung ương và các đài trạm địa phương, trên các tàu biển, các hải đảo. Hiện nay các ảnh mây chụp từ vệ tinh là tài liệu bổ trợ rất hiệu quả trong nghiệp vụ dự báo thời tiết hàng ngày và nghiên cứu khí hậu (hình 1.2).

Chương 2

KHÔNG KHÍ VÀ KHÍ QUYỂN

2.1 THÀNH PHẦN KHÔNG KHÍ KHÍ QUYỂN Ở MẶT ĐẤT VÀ TRÊN CAO

2.1.1 Thành phần không khí khô ở mặt đất

Khí quyển cấu tạo bởi hỗn hợp một số loại khí gọi là không khí. Ngoài ra, trong khí quyển còn có các loại chất lỏng và chất rắn ở trạng thái lơ lửng. Khối lượng của các hạt này nhỏ so với toàn bộ khối lượng khí quyển. Ở mặt đất, không khí khí quyển thường là không khí ẩm. Điều đó có nghĩa là trong thành phần của nó ngoài các loại khí khác còn có nước trong trạng thái hơi. Khác với các thành phần không khí khác, lượng hơi nước trong không khí biến đổi rất lớn. Ở mặt đất nó biến đổi từ vài phần vạn đến vài phần trăm (khối lượng không khí). Điều đó là do trong điều kiện khí quyển, hơi nước có thể chuyển sang trạng thái rắn hay lỏng, ngược lại nó có thể thâm nhập vào khí quyển do quá trình bốc hơi từ mặt đất và mặt biển. Không khí không chứa hơi nước hay chưa bão hoà hơi nước gọi là không khí khô. Ở mặt đất 99% thể tích không khí khô là nitơ và oxy (76% theo thể tích và 70% theo khối lượng). Trong thành phần không khí ở mặt đất, hai loại khí này tồn tại dưới dạng phân tử hai nguyên tử (N_2 và O_2), Argon (Ar) hầu như chiếm hết 1% còn lại của không khí khô.

Chỉ có 0,03% thể tích không khí khô là khí cacbonic (CO_2). Nhiều loại khí khác trong thành phần không khí khô chỉ chiếm khoảng vài phần chục vạn của thể tích chung hay ít hơn. Đó là các khí Krypton (Kr), Xenon (Xe), Neon (Ne), Heli (He), Hydro (H), Ôzôn (O_3), Iot (I), Radon (Rn), Metan (CH_4), Amoniac (NH_3), nước oxy già (H_2O_2), Oxit nitơ (N_2O) v.v... (Hình 2.1).

Tất cả các khí kể trên trong điều kiện nhiệt độ và khí áp của khí quyển luôn ở trạng thái hơi ở mặt đất cũng như ở các tầng cao. Thành phần phần trăm của không khí khô ở mặt đất rất ổn định và thực tế là không đổi ở mọi nơi. Chỉ có lượng khí cacbonic có thể biến đổi một cách đáng kể. Do quá trình thở và đốt cháy, lượng khí cacbonic trong không khí ở các nơi kém thoáng khí cũng như ở các trung tâm công nghiệp có thể tăng lên vài lần (đến 0,1 – 0,2%).

Do đó, lượng phần trăm của nitơ và oxy tất nhiên sẽ giảm không đáng kể. Sự biến đổi theo thời gian và không gian của lượng cacbonic, iot, radon và các khí khác là do sự thâm nhập vào khí quyển từ mặt thổ nhưỡng hay mặt nước.

2.1.2 Hơi nước trong không khí

Lượng phần trăm của hơi nước trong không khí ẩm ở mặt đất trung bình khoảng từ 0,2% ở miền cực đến 2,5% ở miền xích đạo, trong một số trường hợp, lượng này biến thiên gần như không đến 4%. Do đó, lượng phần trăm của các loại khí khác trong không khí khô cũng biến đổi. Lượng hơi nước trong không khí càng lớn thì phần thể tích không khí của các loại khí chính trong cùng điều kiện khí áp và nhiệt độ sẽ càng nhỏ. Hơi nước thường xuyên thâm nhập vào khí quyển do quá trình bốc hơi từ mặt nước, từ thổ nhưỡng ẩm và do quá trình bốc hơi của thực vật. Vì vậy, lượng hơi nước thâm nhập vào khí quyển ở những nơi và trong những thời gian khác nhau sẽ khác nhau. Từ mặt đất, hơi nước lan truyền lên cao và được không khí vận chuyển từ nơi này đến nơi khác. Trong khí quyển có thể xuất hiện trạng thái bão hoà. Ở trạng thái đó hơi nước chứa trong không khí với lượng tới hạn dưới nhiệt độ nhất định. Hơi nước khi đó gọi là hơi nước bão hoà, còn không khí chứa nó gọi là không khí bão hoà.

Không khí thường đạt tới trạng thái bão hoà khi nhiệt độ của nó giảm. Sau khi đạt tới trạng thái bão hoà nếu nhiệt độ không khí tiếp tục giảm thì một phần hơi nước sẽ thừa và bắt đầu ngưng tụ, chuyển sang trạng thái rắn hay lỏng. Trong không khí xuất hiện các giọt nước và hạt băng cầu tạo nên mây và sương mù. Mây cũng có thể lại bốc hơi, song có trường hợp các giọt nước và hạt băng trong mây lớn lên, khi đó chúng có thể rơi xuống đất dưới dạng giáng thủy. Do đó, lượng hơi nước trong mỗi phần khí quyển thường xuyên biến đổi.

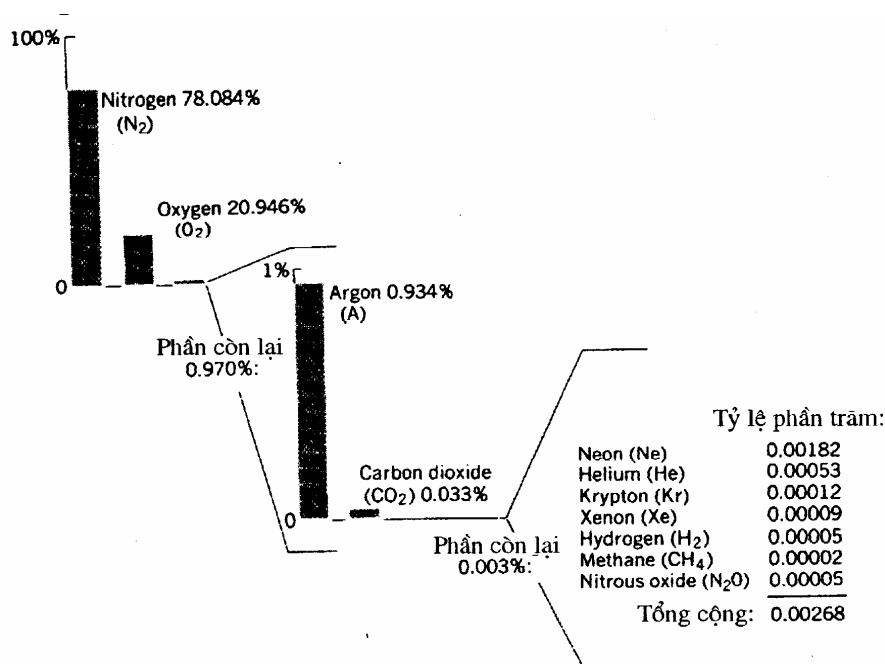
Những quá trình hình thành thời tiết và những đặc điểm khí hậu quan trọng nhất thường liên quan với hơi nước và những biến đổi của nó sang trạng thái lỏng và rắn.

Sự tồn tại của hơi nước trong khí quyển có ảnh hưởng lớn đến những điều kiện nhiệt của khí quyển và mặt đất. Hơi nước hấp thụ mạnh bức xạ sóng dài (bức xạ hồng ngoại) phát ra từ mặt đất.

Bản thân hơi nước cũng phát xạ hồng ngoại, một phần lớn bức xạ này tới mặt đất làm giảm sự lạnh đi ban đêm của mặt đất và do đó làm giảm sự lạnh đi ban đầu của những lớp không khí dưới cùng. Quá trình bốc hơi từ mặt đất được cung cấp một lượng nhiệt lớn, khi hơi nước ngưng kết trong khí quyển lượng nhiệt này lại toả ra đốt nóng không khí.

Mây xuất hiện do quá trình ngưng kết, phản xạ và hấp thụ bức xạ mặt trời trên đường nó đi đến Trái Đất. Giáng thủy rơi từ mây là yếu tố quan trọng nhất của thời tiết và khí hậu. Tất nhiên, sự tồn tại của hơi nước trong khí quyển cũng có ý nghĩa quan trọng đối với các quá trình sinh trưởng của thực vật.

Người ta gọi lượng hơi nước chứa trong không khí là độ ẩm không khí. Những đặc trưng chủ yếu của độ ẩm là sức trương hơi nước và độ ẩm tương đối. Cũng như mọi chất khí, hơi nước có sức trương (áp suất riêng của hơi nước). Sức trương hơi nước tỉ lệ thuận với mật độ (lượng hơi nước chứa trong một đơn vị thể tích không khí) và nhiệt độ tuyệt đối của nó. Sức trương hơi nước cũng được biểu diễn bằng những đơn vị thường dùng để biểu diễn khí áp, nghĩa là bằng milimét chiều cao cột thủy ngân (mmHg) hay bằng miliba.



Hình 2.1

Thành phần không khí khô ở mặt đất (% theo thể tích)

Nếu không khí chứa hơi nước ít hơn lượng cần để bão hoà trong nhiệt độ nhất định, ta có thể lượng tính mức độ gần tới trạng thái bão hoà của nó.

Để xác định mức độ gần tới bão hoà này, người ta tính độ ẩm tương đối. Độ ẩm tương đối r là tỷ số biểu diễn bằng phần trăm giữa sức trương hơi nước thực tế e chứa trong không khí và sức trương hơi nước bão hoà E dưới cùng nhiệt độ:

$$r = \frac{e}{E} 100\% . \quad (2.1)$$

Chẳng hạn với nhiệt độ 20°C, sức trương bão hoà là 23,4 mb. Nếu khi đó sức trương thực tế của hơi nước trong không khí là 11,7 mb, thì độ ẩm tương đối của không khí là: $(11,7 : 23,4) \cdot 100\% = 50\%$.

Đối với trạng thái bão hoà của hơi nước, độ ẩm tương đối là 100%.

Sức trương hơi nước ở mặt đất biến đổi trong giới hạn từ vài phần trăm miliba (dưới nhiệt độ rất thấp vào mùa đông ở Châu Nam Cực và Iacutchi) đến 35 mb hay hơn nữa (ở xích đạo).

Không khí càng nóng càng có thể chứa được nhiều hơi nước mà vẫn chưa đạt tới trạng thái bão hoà, nghĩa là sức trương hơi nước trong đó càng lớn.

Độ ẩm tương đối của không khí có thể có những giá trị từ 0, đối với không khí hoàn toàn khô ($e = 0$) đến 100%, đối với trạng thái bão hoà ($e = E$).

2.1.3 Sự biến đổi của thành phần không khí theo chiều cao

Lượng phần trăm của các thành phần không khí khô trong tầng vài chục km dưới cùng (đến khoảng 100 – 120 km) hầu như không biến đổi theo chiều cao. Không khí khô quyển luôn ở trạng thái chuyển động, xáo trộn theo chiều thẳng đứng, vì vậy những chất khí cấu tạo nên khí quyển không chia thành từng lớp theo mật độ như trong điều kiện khí quyển yên tĩnh (ở đó, thành phần chất khí nhẹ hơn, sẽ tăng theo chiều cao). Song từ độ cao 100km, tính phân lớp của các loại khí theo mật độ bắt đầu xuất hiện và theo chiều cao càng biểu hiện rõ. Đến độ cao chừng 200km, nitơ vẫn là chất khí chiếm ưu thế trong khí quyển. Ở đây, ôxy ở trạng thái nguyên tử, vì dưới tác động của bức xạ cực tím của mặt trời, phân tử hai nguyên tử của nó phân hoá thành các nguyên tử tích điện.

Cao hơn 100km, khí quyển chủ yếu cấu tạo bởi heli và hydro, trong đó hydro cũng ở trạng thái nguyên tử, dưới dạng những nguyên tử tích điện chiếm ưu thế.

Lượng phần trăm của hơi nước chứa trong không khí biến đổi theo chiều cao. Hơi nước dần dần thâm nhập vào khí quyển từ phía dưới. Khi lan truyền lên cao, nó ngưng kết và tụ lại. Vì vậy, sức trương và mật độ hơi nước giảm theo chiều cao nhanh hơn sức trương và mật độ của các loại khí khác. Mật độ chung của không khí ở độ cao 5km nhỏ hơn ở mặt đất hai lần, còn mật độ hơi nước trung bình giảm đi hai lần ở độ cao 1,5 km trong khí quyển tự do và ở độ cao 2 km ở vùng núi. Vì vậy, lượng phần trăm của hơi nước chứa trong không khí cũng giảm theo chiều cao. Ở độ cao 5 km, sức trương hơi nước, tức là lượng hơi nước chứa trong không khí nhỏ hơn ở mặt đất 10 lần, còn ở độ cao 8 km nhỏ hơn 100 lần. Như vậy, từ độ cao 10 – 15 km, lượng hơi nước chứa trong không khí vô cùng nhỏ.

2.1.4 Sự phân bố của ôzôn theo chiều cao

Sự biến đổi của lượng ôzôn trong không khí theo chiều cao rất đáng chú ý. Ở gần mặt đất, lượng ôzôn không đáng kể. Theo chiều cao, lượng ôzôn lớn dần không chỉ về lượng phần trăm mà ngay cả giá trị tuyệt đối. Lượng ôzôn cực đại thường quan trắc ở độ cao 25 – 30 km; ở cao hơn nữa, lượng ôzôn giảm và ở độ cao khoảng 60km, không còn ôzôn.

Quá trình tạo thành ôzôn xảy ra khi ôzôn hấp thụ bức xạ cực tím của mặt trời. Phân tử hai nguyên tử ôxy một phần phân hoá thành các nguyên tử, nguyên tử này kết hợp với phân tử chưa phân hoá tạo nên phân tử ôxy ba nguyên tử. Đồng thời trong khí quyển cũng xảy ra quá trình ngược lại biến ôzôn thành oxy.

Do quá trình xáo trộn của không khí, ôzôn được vận chuyển từ các tầng cao xuống các tầng thấp hơn 15km.

Sự tăng của lượng ôzôn theo chiều cao thực tế không ảnh hưởng đến thành phần oxy và nitơ, vì so với chúng, lượng ôzôn, ngay cả ở tầng cao cũng rất nhỏ. Nếu như có thể tập trung được toàn bộ ôzôn của không khí dưới áp suất chuẩn thì có thể tạo nên được một lớp dày chừng 3mm (độ dày của lớp ôzôn đã được ghi lại). Mặc dù chiếm một lượng không đáng kể như vậy, song ôzôn vẫn quan trọng, vì khi hấp thụ rất mạnh bức xạ mặt trời, ôzôn làm tăng nhiệt độ của tầng khí quyển chứa nó. Ôzôn hấp thụ toàn bộ bức xạ cực tím của mặt trời có bước sóng từ 0,15 đến 0,29 micron (1 micron bằng một phần nghìn milimet). Bức xạ này gây tác động có hại cho sự sống, vì vậy khi hấp thụ bức xạ cực tím, ôzôn bảo vệ các cơ thể sống trên mặt đất.

2.2 CÁC ĐẶC TRƯNG CƠ BẢN CỦA TRẠNG THÁI KHÍ QUYỂN

2.2.1 Phương trình trạng thái của chất khí

Những đặc trưng cơ bản (những thông số) của trạng thái vật lý của chất khí là áp suất, nhiệt độ và mật độ. Ba đặc trưng này không phụ thuộc vào nhau. Chất khí có thể nén được nên mật độ của nó biến đổi rất lớn. Sự biến đổi này phụ thuộc vào áp suất và nhiệt độ. Phương trình trạng thái đối với chất khí lý tưởng trong vật lý học biểu diễn mối liên quan giữa áp suất, nhiệt độ và mật độ. Phương trình đó viết như sau:

$$pv = RT \quad (2.2)$$

ở đây:

p : áp suất

v : thể tích riêng của chất khí

T : nhiệt độ tuyệt đối

R : hằng số chất khí, phụ thuộc bản chất của chất khí

Phương trình trạng thái của chất khí cũng có thể viết như sau:

$$p = \rho RT \text{ hay } \rho = \frac{p}{RT} \quad (2.3)$$

ở đây: ρ – mật độ chất khí là đại lượng nghịch đảo của thể tích riêng v .

Phương trình trạng thái của chất khí cũng có thể áp dụng gần đúng đối với không khí khô, hơi nước và không khí ẩm. Trong mỗi trường hợp có đại lượng hằng số R riêng tương ứng. Đối với không khí ẩm R biến đổi phụ thuộc vào sức trương của hơi nước chứa trong không khí.

Ta hãy xét những đặc trưng trạng thái cơ bản kể trên đối với không khí.

2.2.2 Khí áp

Mọi loại khí đều gây áp suất lên thành bình chứa nó, nghĩa là tác dụng lên thành bình một áp lực nào đó hướng vuông góc với thành bình. Người ta gọi trị số của áp lực này trên một đơn vị diện tích là áp suất. Áp suất của chất khí gây nên do chuyển động của các phân tử khí và do sự va chạm của các phân tử khí vào thành bình. Khi nhiệt độ tăng và thể tích chất khí vẫn giữ nguyên thì tốc độ chuyển động của các phân tử khí tăng lên và vì thế áp suất tăng. Nếu ta tách trong tưởng tượng một thể tích nào đó của khí quyển thì không khí trong thể tích này chịu áp suất từ không khí xung quanh tác động vào các thành tưởng tượng giới hạn thể tích này. Mặt khác, không khí bên trong thể tích cũng gây áp suất đối với không khí xung quanh.

Thể tích mà chúng ta lấy có thể nhỏ bao nhiêu tùy ý và cuối cùng có thể nhỏ dần tới một điểm. Như vậy, tại mỗi điểm của khí quyển đều có một đại lượng áp suất khí quyển (gọi tắt là khí áp) nhất định. Không khí trong phòng kín điều hoà áp suất với không khí bên

ngoài một cách dễ dàng qua các lỗ và các khe hở của tường, cửa sổ... Sự chênh lệch giữa khí áp trong phòng kín với khí áp ngoài trời (cùng trên một mực – độ cao) thông thường rất nhỏ. Không khí trong phòng bị nén cùng mức độ như không khí ngoài trời trên cùng một mực. Vì vậy, ở các trạm khí tượng khí áp biểu diễn không cần đề ngoài trời, người ta thường đặt nó trong phòng. Ta có thể biểu diễn khí áp bằng gam hay kg trọng lượng trên diện tích 1cm^2 hay 1m^2 . Trên mặt biển khí áp gần bằng $1\text{kg}/1\text{cm}^2$. Song trong khí tượng học, người ta biểu diễn khí áp bằng những đơn vị khác. Từ lâu, người ta đã quy ước biểu diễn khí áp bằng mm chiều cao cột thủy ngân. Điều đó có nghĩa là người ta so sánh áp suất của khí quyển với áp lực của cột thủy ngân tương đương với nó. Chẳng hạn, khi người ta nói khí áp gần mặt đất tại một nơi nào đó bằng 750 mmHg, có nghĩa là khi đó không khí nén lên mặt đất một lực bằng lực nén của cột thủy ngân cao 750mmHg. Việc biểu diễn khí áp đo bằng mmHg trong khí tượng học không phải ngẫu nhiên. Điều này liên quan tới cấu tạo của dụng cụ chính để đo khí áp – khí áp biểu thủy ngân kiểu Torisely. Dụng cụ này được nói trong giáo trình vật lý cơ sở. Trong khí áp biểu áp suất không khí cân bằng với áp suất cột thủy ngân, theo sự biến đổi chiều cao cột thủy ngân này ta có thể suy ra được sự biến đổi của khí áp.

Một nguyên lý khác xác định khí áp là căn cứ vào sự biến dạng của hộp kim khí rỗng, đàn hồi khi có sự biến đổi của áp lực từ bên ngoài. Nguyên tắc này hiện nay đang áp dụng rộng rãi để chế tạo các dụng cụ đo khí áp.

Trên mực biển, khí áp trung bình gần bằng 760mmHg, trong từng trường hợp khí áp trên mặt biển biến đổi trong giới hạn 150 mmHg. Khí áp giảm nhanh theo chiều cao.

Hiện nay, người ta thường biểu diễn khí áp bằng đơn vị tuyệt đối mb: 1mb là áp lực 1000 din¹ tác động lên một đơn vị diện tích 1cm^2 . Khí áp trên mặt biển trung bình là 760 mmHg, gần bằng 1013mb, còn 750mmHg tương đương 1000mb.

Như vậy, để chuyển đổi đại lượng khí áp đo bằng mmHg sang mb ta cần nhân khí áp tính bằng mmHg với 4/3.

Mối liên quan giữa hai đơn vị khí áp kể trên được xác định như sau:

Khối lượng của cột thủy ngân cao 760mm với thiết diện bằng 1cm^2 ở nhiệt độ 0°C và tỷ trọng của thủy ngân bằng 13,595 sẽ bằng 1033,2 gam. Ta có thể tính được trọng lượng biểu diễn bằng din mà khối lượng này có, nếu nhân khối lượng với gia tốc trọng trường (g) ở mực biển và ở vĩ độ 45° có giá trị bằng $980,6\text{ mm/s}^2$.

Từ đó, ta có khí áp trên 1cm^2 bằng 1013,250 din. Gọi mb là áp lực bằng 1000 din/ cm^2 , ta tìm được áp lực của cột thủy ngân cao 760 mm bằng 1013,2 mb với những giá trị gia tốc trọng trường và nhiệt độ chuẩn kể trên. Còn khí áp 750 mmHg bằng 1000mb.

¹ din là lực tác động lên vật có khối lượng 1g gia tốc 1cm/s^2

Gần đây người ta còn dùng đơn vị khí áp bằng hecto pascal (1hPa = 1mb).

2.2.3 Nhiệt độ không khí

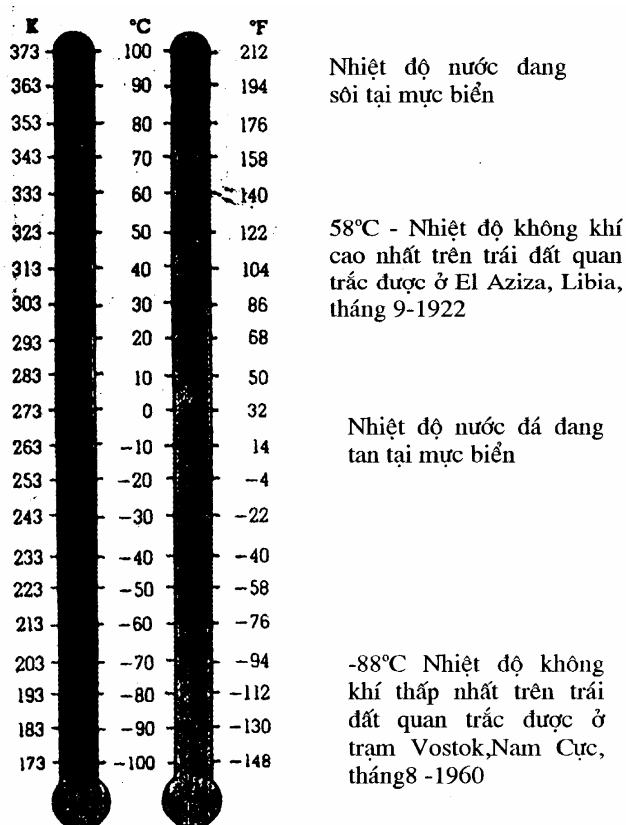
Cũng như mọi vật thể, không khí có nhiệt độ khác với độ không tuyệt đối. Nhiệt độ không khí ở mỗi điểm của khí quyển thường xuyên biến đổi trong cùng một điểm ở những nơi khác nhau trên Trái Đất, nhiệt độ cùng nhau. Ở mặt đất nhiệt độ không khí biến thiên rất lớn. Những đại lượng cực trị đã quan trắc được đến nay gần 60°C (ở sa mạc miền nhiệt đới) và gần -90°C (ở châu Nam Cực). Theo chiều cao, nhiệt độ không khí biến đổi, ở những tầng khác nhau và trong những trường hợp khác nhau, nhiệt độ biến đổi khác nhau. Tính trung bình, nhiệt độ giảm đến độ cao 10 – 15km; sau đó tăng đến 50 – 60km, sau đó lại giảm.

Ở phần lớn các nước, nhiệt độ của không khí cũng như của thổ nhưỡng và nước được biểu diễn bằng độ theo bảng nhiệt độ quốc tế (Selsi: $^{\circ}\text{C}$) quy định chung trong đo lường vật lý. Điểm 0°C của bảng này là nhiệt độ băng tan, còn $+100^{\circ}\text{C}$ là nhiệt độ của nước đang sôi (đều trong điều kiện khí áp chuẩn 1000mb, khí áp trên mực biển). Nhưng ở Mỹ và ở nhiều nước trong khối liên hiệp Anh, đến nay vẫn sử dụng nhiệt độ Faranet trong đời sống cũng như ngay trong khí tượng lý thuyết. Trong bảng này, khoảng giữa điểm tan của băng và điểm sôi của nước chia làm 180°F ở điểm tan của băng, trên bảng ghi giá trị $+32^{\circ}\text{F}$. Như vậy, nhiệt độ Faranet bằng $5/9^{\circ}\text{C}$ còn 0°C ứng với $+32^{\circ}\text{F}$, còn 100°C bằng $+212^{\circ}\text{F}$.

Ngoài ra, trong khí tượng học lý thuyết, người ta còn dùng bảng nhiệt độ tuyệt đối (bảng Kenvanh K). Không độ của bảng này tương ứng với sự ngừng hoàn toàn chuyển động nhiệt của phân tử, nghĩa là nhiệt độ thấp nhất có thể có. Theo bảng Selsi đại lượng đó bằng $-273,18 + 0,03^{\circ}\text{C}$. Nhưng trong thực tế, người ta thường lấy độ không tuyệt đối đúng bằng -273°C ; độ chia của bảng nhiệt độ tuyệt đối bằng độ chia của bảng Selsi. Vì vậy, 0°C của bảng Selsi tương ứng với $+273^{\circ}\text{K}$ của bảng nhiệt độ tuyệt đối.

Có thể so sánh ba thang nhiệt độ phân tử Selsi ($^{\circ}\text{C}$), nhiệt độ Farenet ($^{\circ}\text{F}$) và nhiệt độ tuyệt đối Kenvanh (K) (Hình 2.2).

$$K = (C + 273) ^{\circ}\text{K} . \quad (2.4)$$



Hình 2.2.

Ba thang nhiệt độ °C, °F và K và các giá trị cực trị của nhiệt độ trên Trái Đất (C.Donald Ahrens)

Từ đây về sau, ta sẽ biểu thị nhiệt độ theo bảng tuyệt đối bằng chữ K còn nhiệt độ theo bảng Selsi sẽ bằng chữ °C và nhiệt độ Faranet bằng chữ °F. Trong các công thức nhiệt độ tuyệt đối được biểu thị bằng chữ T còn nhiệt độ theo bảng Selsi sẽ được biểu diễn bằng chữ t.

Để chuyển nhiệt độ theo bảng Faranet sang nhiệt độ theo bảng Selsi ta có công thức:

$$C = \frac{5}{9}(F - 32)^{\circ}\text{C} . \quad (2.5)$$

Để chuyển từ nhiệt độ theo bảng Selsi sang nhiệt độ tuyệt đối ta có công thức gần đúng:

$$K = ^{\circ}\text{C} + 273.$$

2.2.4 Mật độ không khí

Mật độ không khí trong khí tượng không đo trực tiếp mà tính thông qua giá trị nhiệt độ, độ ẩm và khí áp đo được.

Khi sử dụng phương trình trạng thái đối với không khí khô ta cần đưa vào trị số của hằng số chất khí đối với không khí khô ($R_d = 2,87 \cdot 10^6$ nếu khí áp và mật độ được lấy trong hệ quốc tế CGS: khí áp bằng đin/cm², mật độ bằng g/cm³). Khi đó, phương trình (2.3) sẽ cho biết mật độ không khí khô với nhiệt độ T, khí áp p và sức trương hơi nước e. Ta có thể coi không khí ẩm như là hỗn hợp của không khí và hơi nước.

Nếu áp suất chung của không khí là p , áp suất của không khí khô là $p - e$. Như vậy đối với thành phần này của hỗn hợp, tức là đối với không khí khô, phương trình trạng thái viết như sau:

$$\rho_d = \frac{p - e}{R_d T}.$$

Đối với hơi nước chứa trong hỗn hợp, phương trình trạng thái đối với hơi nước có dạng:

$$\rho_w = \frac{e}{R_w T} = \frac{0,623e}{R_d T}.$$

ở đây, số nhân 0,623 là tỷ lệ giữa hằng số chất khí đối với không khí khô (R_d) đối với hơi nước (R_w). Vì vậy, mật độ chung của không khí ẩm bằng tổng mật độ của không khí khô và mật độ của hơi nước $\rho_d + \rho_w$ nên phương trình trạng thái đối với không khí ẩm cuối cùng được viết như sau:

$$\rho' = \frac{p}{R_d T} \left(1 - 0,377 \frac{e}{p} \right). \quad (2.6)$$

Đây chính là công thức tính mật độ không khí ẩm. Nên nhớ, ở đây R_d là hằng số đối với không khí khô. Do tỷ lệ e/p rất nhỏ, nên với độ chính xác tương đối ta có thể viết gần đúng:

$$\rho' = \frac{p}{R_d T \left(1 + 0,377 \frac{e}{p} \right)}. \quad (2.7)$$

Gọi hàm của nhiệt độ, khí áp và sức trương hơi nước $T [(1 + 0,377(e/p))]$ là nhiệt độ ảo T_v . Khi đó, ta có thể viết:

$$\rho' = \frac{p}{R_d T_v}$$

nghĩa là có thể biểu thị mật độ không khí ẩm bằng phương trình trạng thái đối với không khí khô nhưng phải thay thế nhiệt độ thực T bằng nhiệt độ ảo T_v .

Từ đó ta có thể phát biểu: “Nhiệt độ ảo T_v của không khí ẩm là nhiệt độ của không khí khô cần có để mật độ của nó bằng mật độ của không khí ẩm với nhiệt độ là T , áp suất là p và sức trương hơi nước là e .” Nhiệt độ ảo bao giờ cũng lớn hơn nhiệt độ thực của không khí ẩm một ít.

Từ phương trình (2.7), ta thấy rằng với cùng giá trị khí áp và nhiệt độ, mật độ của không khí ẩm nhỏ hơn mật độ của không khí khô. Điều đó là do mật độ của hơi nước nhỏ hơn mật độ của không khí khô. Nếu ta lấy một thể tích không khí khô nào đó và thay thế một phần phân tử của chất khí không đổi bằng những phân tử hơi nước nhẹ hơn với cùng một lượng và cùng tốc độ chuyển động sao cho nhiệt độ và áp suất không đổi, mật độ của khối khí nhận được sẽ nhỏ hơn mật độ của không khí khô. Đó chính là ý nghĩa của phương trình (2.7). Tuy nhiên, sự khác biệt này không lớn lắm, chỉ khoảng 3g/m^3 .

Mật độ không khí ở mỗi nơi không ngừng biến đổi theo thời gian. Ngoài ra, mật độ biến đổi rất nhanh theo chiều cao, vì theo chiều cao khí áp và nhiệt độ cũng biến đổi.

Theo chiều cao khí áp luôn giảm, mật độ cũng giảm theo. Nhiệt độ theo chiều cao phần lớn giảm, ít nhất là trong tầng khí quyển 10 – 15km dưới cùng. Tuy nhiên, sự giảm của nhiệt độ thường kèm theo sự tăng của mật độ.

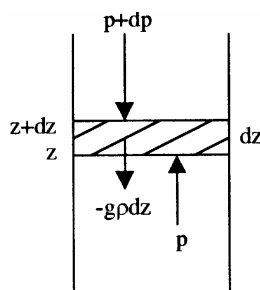
Do sự biến đổi chung của khí áp và nhiệt độ, mật độ theo chiều cao thường giảm nhưng không giảm nhiều như khí áp.

Nếu như mật độ không khí không biến đổi theo chiều cao, ở tất cả các tầng vẫn giữ nguyên giá trị như ở mặt đất thì khí quyển chỉ có chiều cao 8000m để gây ra áp suất như cột thủy ngân cao 760mm (1033g/cm^3). Chiều cao vừa nêu (8000m) gọi là chiều cao khí quyển đồng nhất. Thực tế, mật độ không khí giảm theo chiều cao, không khí càng lên cao càng loãng, vì vậy chiều cao thực của khí quyển đạt tới gần 20000km như đã nêu trên.

2.2.5 Phương trình tĩnh học cơ bản của khí quyển

Bây giờ ta hãy đặt câu hỏi: Theo chiều cao khí áp biến đổi theo định luật nào? Chẳng hạn, ta biết khí áp trên một mực, vậy khí áp ở mực cao hơn hay thấp hơn vào cùng một thời điểm là bao nhiêu?

Để trả lời câu hỏi này ta tìm phương trình xác định sự biến đổi của khí áp theo chiều cao. Ta hãy lấy một cột không khí thẳng đứng với thiết diện ngang bằng đơn vị và lấy trong cột không khí đó một lớp mỏng vô hạn, giới hạn phía dưới là mặt phẳng ở độ cao z_1 , giới hạn phía trên mặt phẳng có độ cao $z + dz$, như vậy chiều dày của lớp không khí là dz (Hình 2.3).



Hình 2.3

Lực tác động lên thể tích nguyên tố của không khí

Không khí hỗn hợp tác động lên mặt phẳng phía dưới của thể tích nguyên tố đã tách một áp lực hướng từ dưới lên trên, đại lượng của lực này tác động lên mặt phẳng được xét với diện tích bằng một đơn vị, chính là áp suất không khí p trên mặt phẳng đó. Trên mặt phẳng phía trên của thể tích đơn giản không khí hỗn hợp tác động một áp lực hướng từ trên xuống dưới.

Đại lượng bằng số của lực này, $p + dp$ là áp suất ở giới hạn trên, có giá trị lớn hơn hay nhỏ hơn so với áp suất phía dưới một đại lượng vô cùng nhỏ dp . Hơn nữa, ta không biết trước dấu là dương hay âm, nghĩa là áp suất ở giới hạn trên lớn hơn hay nhỏ hơn áp suất ở giới hạn dưới.

Đối với áp lực tác động lên thành bên của thể tích, ta giả thiết áp suất theo chiều nằm ngang không biến đổi. Điều đó có nghĩa là áp lực tác động lên mọi phía của thành bên cân bằng với nhau; tổng hợp lực bằng 0. Từ đó, ta thấy không khí theo chiều nằm ngang không có gia tốc và không khí không di chuyển.

Ngoài ra, không khí trong thể tích nguyên tố còn chịu tác động của trọng lực hướng xuống phía dưới và bằng gia tốc trọng trường g , (gia tốc của vật rơi tự do) nhân với khối lượng không khí trong thể tích này bằng đơn vị, thể tích bằng ρdz , ở đây ρ là mật độ không khí, còn trọng lực sẽ bằng $g\rho dz$.

Giả sử trong khí quyển theo chiều thẳng đứng cũng có sự cân bằng, có nghĩa là thể tích không khí đã chọn cũng không có gia tốc theo chiều thẳng đứng và như vậy khối lượng này được giữ lại trên một mực, mặc dù nó có trọng lượng. Điều đó có nghĩa là trọng lực và áp lực cân bằng với nhau. Khí áp $p+dp$ và trọng lực $g\rho dz$ hướng xuống dưới; ta viết nó với dấu âm. Khí áp p hướng lên trên, ta viết với dấu dương. Tổng toàn bộ ba lực này bằng 0, như vậy ta có:

$$-g\rho dz - (p+dp) + p = 0 \quad (2.8)$$

$$\text{hay} \quad dp = -g\rho dz. \quad (2.9)$$

Từ đó, ta thấy khi dz dương, thì dp âm, nghĩa là theo chiều cao khí áp giảm. Trong đó hiệu áp suất ở giới hạn dưới và giới hạn trên của thể tích nguyên tố được xét bằng trọng lượng không khí trong thể tích nguyên tố.

Phương trình (2.9) là phương trình tĩnh học cơ bản của khí quyển. Phương trình vi phân này biểu diễn sự biến đổi của khí áp khi độ cao tăng lên một đại lượng vô cùng nhỏ. Hai phương trình tĩnh học cơ bản còn có thể viết như sau:

$$-\frac{1}{\rho} \frac{dp}{dz} - g = 0 \quad (2.10)$$

Đại lượng dp/dz là sự giảm của khí áp trên một đơn vị số gia chiều cao, nó được gọi là gradien khí áp theo chiều thẳng đứng (gradien thẳng đứng của khí áp).

Đó là đại lượng cân bằng với áp lực hướng từ phía trên và từ phía dưới lên một đơn vị thể tích. Chia đại lượng này cho mật độ ρ ta được $-1/\rho(dp/dz)$ là lực gradien khí áp thẳng đứng tương ứng với một đơn vị khối lượng và hướng lên phía trên.

Số hạng thứ hai là trọng lực tác động lên cùng một đơn vị khối lượng đó và hướng xuống dưới. Lực này bằng lực gradien khí áp nhưng hướng ngược lại. Như vậy phương trình tĩnh học cơ bản biểu diễn điều kiện cân bằng giữa hai lực tác động lên một đơn vị khối lượng không khí theo chiều thẳng đứng, sự cân bằng giữa lực gradien khí áp thẳng đứng và trọng lực.

Để tìm công thức biểu diễn sự biến đổi của khí áp theo chiều cao ta tích phân phương trình (2.10) từ độ cao z_1 với khí áp p_1 đến giới hạn trên z_2 với khí áp p_2 .

Khi đó mật độ không khí đo trực tiếp được, vì vậy ta biểu diễn qua nhiệt độ và khí áp nhờ phương trình trạng thái của chất khí $\rho = p/RT$. Thay giá trị này của ρ vào phương trình (2.10) ta có:

$$dp = -\frac{\rho g}{RT} dz \quad (2.11)$$

hay:

$$\frac{dp}{p} = -\frac{g}{RT} dz. \quad (2.12)$$

Lấy tích phân xác định cho hai vế của phương trình (2.12) trong giới hạn từ p_1 đến p_2 và từ z_1 đến z_2 . Các đại lượng g và R là hằng số, nên có thể đưa chúng ra ngoài dấu tích phân:

$$\int_{p_1}^{p_2} \frac{dp}{p} = -\frac{g}{R} \int_{z_1}^{z_2} \frac{dz}{T}. \quad (2.13)$$

hay

$$\ln p_2 - \ln p_1 = -\frac{g}{R} \int_{z_1}^{z_2} \frac{dz}{T}. \quad (2.14)$$

Nhiệt độ T là đại lượng biến thiên và là hàm của chiều cao. Tuy nhiên, đặc tính của hàm này trong những trường hợp khác nhau thì khác nhau và nói chung không thể biểu diễn chúng bằng phương pháp toán học.

Song ta có thể xác định giá trị trung bình của nhiệt độ T_m giữa các độ cao z_1 và z_2 từ số liệu quan trắc và như vậy ta có thể đưa nó ra ngoài dấu tích phân. Ta có thể xác định T_m với độ gần đúng tương đối sau khi đo được nhiệt độ không khí ở độ cao z_1 và z_2 , sau đó lấy trung bình đại số của hai giá trị này. Khi đó

$$\ln p_2 - \ln p_1 = -\frac{g}{RT_m} \int_{z_1}^{z_2} dz. \quad (2.15)$$

$$\ln \frac{p_2}{p_1} = -\frac{g}{RT_m} (z_2 - z_1). \quad (2.16)$$

$$p_2 = p_1 e^{-\frac{g}{RT_m}(z_2 - z_1)}. \quad (2.17)$$

Phương trình (2.16) hay (2.17) là tích phân của phương trình tĩnh học của khí quyển. Người ta còn gọi phương trình này là công thức khí áp theo độ cao. Công thức này chỉ rõ áp suất khí quyển biến đổi như thế nào theo chiều cao trong sự phụ thuộc vào nhiệt độ không khí.

Trong phần trên đã chỉ rõ hiệu khí áp vô cùng nhỏ chính bằng trọng lượng của thể tích nguyên tố của không khí với chiều dày là dz . Như vậy là hiệu khí áp rất nhỏ giữa hai mực trên và dưới bằng trọng lượng của cột không khí giữa những mực đo. Nếu lấy mực phía trên là giới hạn trên cùng của khí quyển, ở đó khí áp thực tế bằng 0, thì rõ ràng khí áp ở mực bất kỳ sẽ là trọng lượng của toàn bộ cột không khí thẳng đứng nằm trên mực đã cho.

Phương trình tĩnh học cơ bản của khí quyển được tìm ra với giả thiết về sự cân bằng của không khí theo chiều thẳng đứng. Thực tế, tổng hợp lực giữa trọng lực và lực gradien khí áp theo chiều thẳng đứng có thể khác không. Song thông thường tổng hợp lực này không đáng kể và do đó gia tốc truyền cho không khí nhỏ. Phương trình tĩnh học cơ bản khi đó sẽ không đúng tuyệt đối nhưng gần đúng với độ chính xác cao.

2.2.6 Ứng dụng công thức khí áp

Dùng công thức khí áp, ta có thể giải ba bài toán sau:

1/ Biết khí áp ở hai mực và nhiệt độ trung bình của cột không khí tính hiệu hai mực (cao đặc áp kế).

2/ Biết khí áp ở một mực và nhiệt độ trung bình của cột không khí, tìm khí áp ở mực khác.

3/ Biết hiệu độ cao hai mực và đại lượng khí áp ở đó tìm nhiệt độ trung bình của cột không khí.

Để có thể ứng dụng trong thực tiễn, công thức khí áp được đưa về dạng thông dụng bằng cách chuyển logarit tự nhiên sang logarit thập phân, chuyển nhiệt độ tuyệt đối sang dạng nhiệt độ Selsi và thay vào đó những giá trị của R và g .

Trong trường hợp không khí ẩm, ta lấy giá trị R_d đối với không khí khô nhân với $(1+0,377e/p)$. Nói cách khác, ta lấy giá trị R_d cho không khí khô, nhưng thay thế nhiệt độ thực bằng nhiệt độ ảo.

Ngoài ra, gia tốc trọng trường g không phải là đại lượng không đổi tuyệt đối, nó biến đổi theo vĩ độ địa lý và độ cao trên mực biển mặc dù biến đổi rất ít. Giá trị gia tốc trọng trường này cũng phải hiệu chỉnh. Một loại quan trọng của bài toán thứ hai nêu trên là việc quy khí áp về mực biển khi biết khí áp và nhiệt độ ở trạm khí tượng nào đó. Đầu tiên người ta tính nhiệt độ trung bình suy diễn giữa trạm đó và mực biển (thực tế giữa trạm và mực biển không có cột khí quyển).

Đối với mực trạm ta lấy nhiệt độ thực, còn đối với mực biển, ta cũng lấy nhiệt độ thực đó, nhưng tăng một đại lượng với mức độ mà nhiệt độ không khí biến đổi trung bình theo chiều cao.

Ta lấy gradien thẳng đứng trung bình của nhiệt độ ở tầng đối lưu bằng $0,6^\circ\text{C}/100\text{m}$, như vậy nếu trạm có độ cao 200m và nhiệt độ ở đó là 16°C thì đối với mực biển nhiệt độ sẽ là $+17,2^\circ\text{C}$, còn nhiệt độ trung bình giữa trạm và mực biển là $16,6^\circ\text{C}$, sau đó từ khí áp tại trạm và theo nhiệt độ trung bình ta xác định khí áp trên mực biển.

Trên các bản đồ synôp mặt đất bao giờ cũng điền khí áp đã quy về mực biển. Bằng phương pháp này ta loại trừ được ảnh hưởng do sự khác biệt về độ cao đối với đại lượng khí áp và tạo điều kiện làm sáng tỏ sự phân bố khí áp theo chiều ngang.

2.2.7 Bậc khí áp

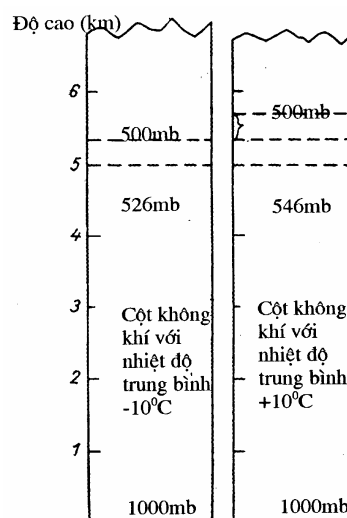
Ta có thể dùng bậc khí áp để tính một cách nhanh chóng sự biến đổi của khí áp theo chiều cao. Viết phương trình tĩnh học cơ bản như sau:

$$\frac{dz}{dp} = -\frac{RT}{gp} \quad (2.18)$$

Biểu thức dz/dp là bậc khí áp. Bậc khí áp là đại lượng nghịch đảo của gradien khí áp theo chiều thẳng đứng dp/dz . Rõ ràng, bậc khí áp chỉ số gia của chiều cao khi khí áp giảm một đơn vị.

Từ (2.18) ta thấy bậc khí áp phụ thuộc vào nhiệt độ cột khí: với cùng khí áp mực dưới bậc khí áp lớn trong không khí nóng và nhỏ trong không khí lạnh. Trong điều kiện chuẩn (khí áp 1000mb và nhiệt độ 0°C) bậc khí áp là 8m/1mb, nghĩa là ở gần mặt đất cứ lên cao 8m khí áp giảm 1mb.

Với cùng nhiệt độ 0°C tại mực 5km, nơi khí áp gần bằng 500mb, bậc khí áp tăng gấp đôi (tới 16m/1mb) do khí áp chỉ bằng 1/2 so với khí áp mặt đất.



Hình 2.4

Sự giảm của khí áp theo chiều cao phụ thuộc vào nhiệt độ của cột khí

Từ hình 2.4 ta thấy với cùng khí áp ở mặt đất là 1000mb nhưng nhiệt độ hai cột khí khác nhau khí áp 500mb trong cột khí nóng quan trắc thấy ở độ cao lớn hơn 350m so với khí áp 500mb trong cột khí lạnh trên hình 2.4 biểu diễn sự biến đổi đoạn nhiệt của trạng thái khí quyển.

Trong khí quyển nhiệt độ không khí thường xuyên biến đổi và có thể biến đổi đoạn nhiệt, nghĩa là phần tử khí không có sự trao đổi nhiệt với khí quyển xung quanh với mặt đất và không gian vũ trụ. Quá trình này được gọi là quá trình biến đổi đoạn nhiệt, nó đóng một vai trò rất quan trọng trong các quá trình khí quyển.

Trong khí quyển những quá trình đoạn nhiệt tuyệt đối không thể có được vì không một khối lượng không khí nào có thể hoàn toàn cách biệt khỏi ảnh hưởng nhiệt của môi trường xung quanh.

Tuy nhiên, nếu quá trình khí quyển xảy ra tương đối nhanh và sự trao đổi xảy ra trong thời gian ngắn, thì sự biến đổi trạng thái có thể coi là đoạn nhiệt với độ gần đúng tương đối.

Nếu một khối lượng không khí nào đó trong khí quyển dẫn nở đoạn nhiệt thì khí áp trong đó giảm và cùng với khí áp, nhiệt độ cũng giảm. Ngược lại nếu nén đoạn nhiệt khối không khí, khí áp và nhiệt độ tăng. Những sự biến đổi nhiệt độ này không liên quan với sự trao đổi nhiệt mà do quá trình biến đổi nội năng của chất khí (thế năng và động năng của phân tử)

thành công hay quá trình chuyển công thành nội năng. Khi giãn nở, khối khí sinh công chống lại áp lực bên ngoài, công giãn nở và đòi hỏi cung cấp nội năng.

Song nội năng của chất khí tỷ lệ thuận với nhiệt độ tuyệt đối của nó, vì vậy trong quá trình giãn nở, nhiệt độ không khí giảm. Ngược lại khi nén khối không khí, công nén được sinh ra do đó nội năng tốc độ của chuyển động phân tử tăng, nhiệt độ không khí tăng.

2.3 ĐỊNH LUẬT BIẾN ĐỔI ĐOẠN NHIỆT CỦA NHIỆT ĐỘ KHÔNG KHÍ

Định luật biến đổi đoạn nhiệt của trạng thái đối với chất khí lý tưởng với mức độ chính xác tương đối có thể áp dụng cho không khí khô cũng như cho không khí ẩm chưa bão hòa. Định luật đoạn nhiệt khô này được biểu diễn bằng phương trình đoạn nhiệt khô hay còn gọi là phương trình Poisson.

Giả sử trong một đơn vị khối lượng chất khí, nhiệt lượng Q biến đổi một đại lượng dQ . Khi đó đối với đại lượng này, ta có thể viết phương trình định luật thứ nhất của nhiệt động học trong vật lý (phương trình nhập lượng nhiệt) dưới dạng

$$dQ = c_v dT + p dv \quad (2.19)$$

ở đây, $c_v dT$ là sự biến đổi nội năng

$p dv$ là công giãn nở hay công nén

Đối với quá trình đoạn nhiệt, phương trình đó viết như sau:

$$c_v dT = -p dv \quad (2.20)$$

nghĩa là công chống lại áp lực bên ngoài (công giãn nở) sinh ra nội năng, còn công do áp lực bên ngoài (công nén) làm tăng nội năng.

Phương trình (2.19) không thuận tiện để tính toán do thể tích riêng của không khí không đo trực tiếp được. Cần phải loại đại lượng này ra khỏi phương trình.

Đầu tiên, ta thay vào phương trình (2.20) đại lượng $p dv$ rút từ phương trình trạng thái chất khí. Theo phương trình trạng thái ta có:

$$\begin{aligned} p dv + v dp &= R dT, \\ p dv + \frac{RT}{p} dp &= R dT, \\ p dv &= R dT - \frac{RT}{p} dp. \end{aligned} \quad (2.21)$$

Thay đại lượng $p dv$ từ công thức này vào phương trình (2.21), ta có:

$$(R + c_v) dT - RT \frac{dp}{p} = 0. \quad (2.22)$$

Ngoài ra, từ vật lý ta đã biết nhiệt dung đẳng tích và nhiệt dung đẳng áp liên hệ với nhau bằng công thức:

$$R + C_v = C_p. \quad (2.23)$$

Từ đó, ta viết lại phương trình (2.22)

$$c_p dT - RT \frac{dp}{p} = 0 \quad (2.24)$$

hay

$$\frac{dT}{T} = \frac{R}{c_p} \frac{dp}{p}. \quad (2.25)$$

Phương trình biểu diễn quá trình đoạn nhiệt này có thể tích phân trong giới hạn từ những giá trị nhiệt độ và áp suất ban đầu T_0, p_0 đến những giá trị T, P và cuối quá trình, ta có:

$$\frac{T}{T_0} = \left(\frac{p}{p_0} \right)^{\frac{R}{c_p}}. \quad (2.26)$$

Với khí áp không đổi $p = \text{const}$ ta có

Phương trình (2.26) là phương trình Poisson biểu diễn quá trình biến đổi của nhiệt độ theo quá trình đoạn nhiệt khô dưới dạng tích phân. Chỉ số $\frac{R}{c_p}$ bằng 0,288. Đối với không khí ẩm chưa bão hoà, cần thay nhiệt độ T bằng nhiệt độ ảo T_v .

Phương trình Poisson có nghĩa: Nếu từ đầu đến cuối quá trình biến đổi nhiệt độ đoạn nhiệt, khí áp trong khối không khí khô hay khối khí chưa bão hoà biến đổi từ p_0 đến p , nhiệt độ trong khối khí này biến đổi từ T_0 đến T ; những giá trị nhiệt độ và khí áp liên quan với nhau như biểu diễn trong phương trình trên.

2.3.1 Sự biến đổi đoạn nhiệt khô của nhiệt độ trong chuyển động thẳng đứng

Trong khí quyển quá trình dân nở, sự biến đổi của khí áp và nhiệt độ liên quan với nó, phần lớn xảy ra khi không khí chuyển động đi lên (chuyển động thẳng).

Chuyển động thẳng đứng của không khí xảy ra dưới hình thức dòng thẳng trong chuyển động của các khối khí rất lớn dọc theo mặt front hay không khí bốc lên theo sườn núi. Quá trình nén của không khí kèm theo sự tăng khí áp và tăng nhiệt độ xảy ra khi không khí hạ xuống thấp trong khí quyển đi xuống. Từ đó, ta rút ra kết luận quan trọng: Không khí nâng lên cao sẽ lạnh đi đoạn nhiệt, không khí hạ xuống thấp sẽ nóng lên đoạn nhiệt.

Ta dễ dàng tính được khoảng cách không khí phải nâng lên hay hạ xuống để nhiệt độ của nó giảm hay tăng 1°C .

Ta viết phương trình (2.25) dưới dạng:

$$c_p dT_i - RT_i \frac{dp}{p} = 0. \quad (2.27)$$

Chữ i ở đây chỉ rằng nhiệt độ ứng với phần tử khí cá thể chuyển động thẳng đứng. Theo phương trình tĩnh học cơ bản (2.9)

$$\frac{dp}{p} = -\frac{g}{RT_a} dz,$$

Chữ a chỉ nhiệt độ trong cột không khí quyển, môi trường xung quanh của phần tử khí được ký hiệu bằng chữ i . Từ đó ta viết lại phương trình (2.25) như sau:

$$\frac{dT_i}{dz} = -\frac{g}{c_p} \left(\frac{T_i}{T_a} \right). \quad (2.28)$$

Dấu trừ trước về thứ hai chỉ khi không khí đi lên đoạn nhiệt, nhiệt độ giảm; khi không khí khô hạ xuống đoạn nhiệt, nhiệt độ tăng.

Tỉ số trong ngoặc gần bằng 1 vì nhiệt độ tuyệt đối của không khí chuyển động thẳng đứng ít khác biệt với nhiệt độ của không khí xung quanh $T_i \cong T_a$.

Cho tỉ số này bằng 1, ta sẽ được công thức biểu diễn sự biến đổi của nhiệt độ trong không khí chuyển động thẳng đứng, ứng với một đơn vị chiều cao

$$\frac{dT_i}{dz} = -\frac{g}{c_p}. \quad (2.29)$$

Đại lượng g/c_p bằng $0,98^\circ\text{C}/100\text{m}$. Tóm lại, không khí khô hay không khí ẩm chưa bão hoà chuyển động đoạn nhiệt lên cao 100m nhiệt độ giảm gần 1°C . Khi hạ thấp xuống 100m, nhiệt độ cũng tăng một đại lượng tương tự.

Đại lượng $1^\circ\text{C}/100\text{m}$ gọi là gradien đoạn nhiệt khô. Cần nhớ là ta đang xét sự biến đổi nhiệt độ theo chiều cao trong hạt không khí chuyển động thẳng đứng. Không nên lẫn lộn từ gradien trong ý nghĩa này với gradien thẳng đứng của nhiệt độ trong cột khí quyển sẽ nói ở mục sau.

2.3.2 Sự biến đổi đoạn nhiệt ẩm của nhiệt độ

Quá trình nâng lên đoạn nhiệt làm nhiệt độ không khí ẩm chưa bão hoà giảm. Nếu ở mực sát đất không khí chưa bão hoà (độ hụt bão hoà $d = E - e(\text{mb})$ lớn, trong đó E là sức trương hơi nước bão hoà chỉ phụ thuộc vào nhiệt độ và e là sức trương hơi nước thực tế) lớn, thì khi nâng lên cao cũng với giá trị sức trương hơi nước thực tế như ở mực dưới nhưng do nhiệt độ giảm sức trương hơi nước bão hoà E giảm. Nâng lên tới độ cao nào đó $E = e$ trong không khí xảy ra hiện tượng bão hoà và ngưng kết. Độ cao xảy ra hiện tượng này đối với các phần tử khí bất kỳ gọi là mực ngưng kết (Hình 2.5). Nhưng khi lên cao nhiệt độ không khí giảm, sức trương hơi nước bão hoà cũng giảm, tới độ cao nào đó không khí đạt tới trạng thái bão hoà khi đó $d = E - e = 0$. Độ cao đó gọi là mực ngưng kết như minh hoạ trên giản đồ thiên khí

hiệt hoá hơi và vì vậy sự tăng của nhiệt độ không khí khi hạ xuống thấp sẽ giảm bớt, kết quả là không khí vẫn bão hoà cho đến khi toàn bộ sản phẩm ngưng kết chưa chuyển sang trạng thái hơi. Nhiệt độ không khí sẽ tăng theo định luật đoạn nhiệt ẩm, nghĩa là không tăng $1^{\circ}\text{C}/100\text{m}$, mà tăng một đại lượng nhỏ hơn.

Thông thường, sự biến đổi nhiệt độ có thể coi gần đúng đoạn nhiệt và trong trường hợp đó quá trình biến đổi nhiệt độ ở khu vực mây sẽ gần đúng như trên hình 2.5.

Từ mặt đất đến mực ngưng kết ở chân mây nhiệt độ của khối khí khô chưa bão hoà sẽ giảm theo định luật đoạn nhiệt khô, nghĩa là giảm $1^{\circ}\text{C}/100\text{m}$, tương tự như theo đường đoạn nhiệt khô trên giản đồ đoạn nhiệt. Mực ngưng kết là mực tại đó không khí bão hoà rồi ngưng kết do di chuyển lên cao nhiệt độ không khí giảm. Trên giản đồ thiên khí (Hình 2.5) mực ngưng kết là mực đường đoạn nhiệt khô đi từ điểm ban đầu tại mặt đất có nhiệt độ T gặp đường độ ẩm riêng cực đại đi qua điểm có điểm sương T_D ở mặt đất. Từ mực ngưng kết (chân mây) đến đỉnh mây nhiệt độ giảm theo định luật và đoạn nhiệt ẩm nghĩa là giảm khoảng $0,66^{\circ}\text{C}/100\text{m}$. Từ đỉnh mây lên cao hơn mực dưới 0°C do không còn hơi nước trong không khí nhiệt độ lại giảm gần theo định luật đoạn nhiệt khô, nghĩa là giảm gần $1^{\circ}\text{C}/100\text{m}$. Quá trình chuyển động thẳng làm giảm nhiệt độ của không khí thường xảy ra do không khí gặp các khối núi hay trên front, mặt ngăn cách giữa các khối khí nóng và lạnh trên các sườn núi đón gió và là cơ chế chủ yếu hình thành mây.

2.3.3 Quá trình đoạn nhiệt giả

Do ảnh hưởng của địa hình không khí thổi ngang các dãy núi có thể chịu một quá trình biến đổi nhiệt độ đoạn nhiệt đặc biệt gọi là quá trình đoạn nhiệt giả. Ta hãy hình dung ban đầu khối không khí ẩm chưa bão hoà bốc lên cao ở sườn đón gió từ mặt đất đến mực ngưng kết và tiếp tục bốc lên cao, trong không khí tạo nên mây (tập hợp các sản phẩm ngưng kết, các giọt nước). Nếu ta giả thiết rằng toàn bộ nước tạo ra do ngưng kết rơi hết khỏi khối không khí xuống mặt đất dưới dạng giáng thủy và khối khí lại trở thành khối khí khô chưa bão hoà hơi nước. Khi chuyển động đi xuống sang phía sườn khuất gió, nhiệt độ trong khối khí lại tăng theo quá trình đoạn nhiệt khô, nghĩa là tăng gradien thẳng đứng của nhiệt độ là $1^{\circ}\text{C}/100\text{m}$. Tại sườn khuất gió không khí có nhiệt độ lớn hơn so với sườn đón gió rất nhiều và độ ẩm trong không khí nhỏ gây nên thời tiết khô nóng. Quá trình này xảy ra ở nhiều nơi trên thế giới và được gọi là hiện tượng phơn, như được mô tả chi tiết hơn trong phần gió địa phương (Chương 6). Hiện tượng này cũng thường xảy ra ở Việt Nam liên quan với sự tương tác của các dãy núi Tây Bắc và Trường Sơn với gió tây và tây nam vào đầu mùa hè và được gọi là gió tây khô nóng.

2.3.4 Nhiệt độ thế vị

Giả thiết rằng ở độ cao nào đó trong khí quyển phần tử khí có khí áp là p và nhiệt độ là T . Nếu như phần tử khí này hạ xuống theo quá trình đoạn nhiệt khô đến mực có khí áp p_0 thì nhiệt độ của nó cũng biến đổi theo phương trình Poisson. Nhiệt độ tại mực phần tử khí hạ tới sẽ tính theo công thức Poisson dưới dạng

$$\theta = T (p_0/p)^{R/C_p}. \quad (2.30)$$

ở đây T là nhiệt độ phân tử còn z là độ cao của hạt khí tính bằng hectomet vì cứ xuống thấp mỗi 100m nhiệt độ không khí tăng lên 1°C .

Nhiệt độ thế vị là nhiệt độ có được khi phần tử khí hạ đoạn nhiệt tới mực 1000mb, như vậy nó là đại lượng phụ thuộc vào khí áp. Dùng nhiệt độ thế vị ta có thể so sánh trạng thái nhiệt của các khối khí ở các độ cao khác nhau. Khi tính nhiệt độ thế vị đường như ta đã hạ chúng xuống cùng một mực 1000mb.

Nếu không khí biến đổi trạng thái theo định luật đoạn nhiệt khô, thì nhiệt độ thế vị không đổi và như vậy đường đoạn nhiệt khô chính là đường đẳng nhiệt độ thế vị. Chỉ khi bắt đầu có hiện tượng ngưng kết và toả ẩn nhiệt, nhiệt độ thế vị mới tăng.

2.3.5 Sự phân bố thẳng đứng của nhiệt độ

Trong (2.30) ta đã mô tả sự biến đổi nhiệt độ trong một khối khí nhất định khi nâng lên hay hạ xuống đoạn nhiệt. Cần phân biệt sự biến đổi nhiệt độ “cá thể” này với sự phân bố thẳng đứng của nhiệt độ trong khí quyển sẽ nói dưới đây.

Nhiệt độ trong khí quyển có thể phân bố khác nhau theo chiều cao. Sự phân bố này không theo một quy luật đơn giản nào và đường biểu diễn sự phân bố nhiệt độ trong khí quyển có chiều dày nào đó không phải là đường cong hình học đơn giản. Chỉ trong một số trường hợp ta có thể so sánh gần đúng đường biểu diễn này với các đường cong đó. Gradient thẳng đứng của nhiệt độ $-dT/dz$, nghĩa là sự biến đổi của nhiệt độ trong khí quyển ứng với một đơn vị độ cao, thường là 100m, cho ta khái niệm về sự phân bố nhiệt độ theo chiều cao. Vì trước đạo hàm có dấu âm, nên trong trường hợp nhiệt độ giảm thông thường theo chiều cao, nghĩa là với giá trị dT âm và dz dương, gradient sẽ là đại lượng dương.

Gradient thẳng đứng của nhiệt độ có thể biến đổi trong giới hạn tương đối lớn. Trong phần dưới tầng đối lưu nghĩa là ở tầng 10km dưới cùng thuộc miền ôn đới và 15km dưới cùng thuộc miền nhiệt đới, gradient thẳng đứng của nhiệt độ trung bình bằng $0,6^{\circ}\text{C}/100\text{m}$, trong lớp không khí vài trăm mét sát mặt đất được đốt nóng gradient có thể tăng lên $1^{\circ}\text{C}/100\text{m}$, còn trong lớp mỏng trên mặt thổ nhưỡng được đốt quá nóng có thể lớn hơn nhiều lần (tới $500^{\circ}\text{C}/100\text{m}$) hay hơn nữa đó là gradient siêu đoạn nhiệt. Có những trường hợp nhiệt độ không khí không giảm theo chiều cao mà lại tăng, người ta gọi sự phân bố như vậy của nhiệt độ là nghịch nhiệt, còn gradient thẳng đứng của nhiệt độ khi đó rõ ràng sẽ có dấu âm. Hiện tượng nghịch nhiệt này thường thấy vào ban đêm trong lớp không khí sát mặt đất, song nó cũng thường thấy ở những độ cao khác nhau trong khí quyển tự do. Nếu nhiệt độ trong lớp không khí theo chiều cao không biến đổi, nghĩa là gradient thẳng đứng của nhiệt độ bằng 0, người ta gọi trạng thái của lớp khí quyển là trạng thái đẳng nhiệt. Trong tầng không khí từ 10 – 15km, đến khoảng 50km, sự phân bố thẳng đứng của nhiệt độ tính trung bình có đặc tính đẳng nhiệt hay nghịch nhiệt.

Nếu nhiệt độ phân tử biến đổi theo chiều cao, thì nói chung nhiệt độ thế vị cũng biến đổi, song trong trường hợp nhiệt độ phân tử theo chiều cao giảm $1^{\circ}\text{C}/100\text{m}$, thì nhiệt độ thế vị theo chiều cao không đổi.

Trong trường hợp gradient nhiệt độ phân tử nhỏ hơn $1^{\circ}\text{C}/100\text{m}$, hiện tượng này thường thấy, nhiệt độ thế vị theo chiều cao sẽ tăng.

Chỉ trong những trường hợp đặc biệt khi gradien nhiệt độ thẳng đứng của phân tử lớn hơn $1^\circ\text{C}/100\text{m}$ thì nhiệt độ thế vị sẽ giảm theo chiều cao. Nhiệt độ thế vị sẽ giảm nhanh khi gradien nhiệt độ thế vị càng lớn hơn $1^\circ\text{C}/100\text{m}$. Trong lớp đẳng nhiệt, nhiệt độ thế vị theo chiều cao tăng $1^\circ\text{C}/100\text{m}$. Trong lớp nghịch nhiệt nơi nhiệt độ phân tử tăng theo chiều cao, nhiệt độ thế vị còn tăng nhanh hơn nữa.

2.4 GIA TỐC ĐỐI LƯU

Chuyển động đối lưu trong khí quyển chủ yếu có tính rối, đó là sự xáo trộn không có trật tự của không khí. Tuy nhiên, khi gradien nhiệt độ thẳng đứng gần bằng gradien đoạn nhiệt thì chuyển động trở nên có sắp xếp hơn, trở thành đối lưu tập hợp dòng khí theo chiều thẳng đứng, tốc độ có thể kể tới $10 - 20 \text{ m/s}$, trong mây cho mưa đá tốc độ dòng khí có thiết diện lớn hơn, dòng thẳng đứng trong mây đối lưu thậm chí có thể tới $30 - 50 \text{ m/s}$.

Tuy nhiên, cũng không thể khẳng định được sự có mặt của dòng khí liên tục giữa mặt đất và các tầng cao của khí quyển. Quá trình này vẫn có tính rối xong kích thước của các yếu tố này rất lớn và tăng theo chiều cao. Theo chiều thẳng đứng đối lưu ngày càng cuốn không khí xung quanh vào làm phức tạp thêm cơ chế đối lưu.

Ta hãy xem xét đối lưu dưới dạng lý tưởng đơn giản nhất. Ta coi tham gia vào chuyển động đối lưu là một lượng không khí nhất định phần tử khí thăng lên hay giáng xuống mà không xáo trộn với không khí xung quanh. Ta hãy tìm phương trình tính gia tốc của phần tử khí này.

Tác động lên phần tử khí di chuyển theo chiều thẳng đứng là trọng lực hướng xuống phía dưới, lực gradien khí áp theo chiều thẳng đứng hướng lên trên. Ta viết phương trình chuyển động thẳng đứng của phần tử khí bằng cách cân bằng lực quán tính thể hiện qua gia tốc $\frac{d^2z}{dt^2}$ và tổng của hai lực nói trên tương ứng với một đơn vị khối lượng

$$\frac{d^2z}{dt^2} = -g - \frac{1}{\delta_i} \frac{dp}{dz}. \quad (2.31)$$

Trong khí quyển xung quanh tuân theo phương trình tĩnh học cơ bản

$$g = -\frac{1}{\delta_a} \frac{dp}{dz} ; \quad \frac{dp}{dz} = -g\delta_a ,$$

ở đây δ_a là mật độ không khí, khác với mật độ của phần tử không khí đang di chuyển thẳng đứng δ_i

$$\text{Từ đó,} \quad \frac{d^2z}{dt^2} = g \frac{\delta_a - \delta_i}{\delta_i}, \quad (3.32)$$

khi thế mật độ thông qua phương trình trạng thái của chất khí

$$\frac{d^2z}{dt^2} = g - \frac{T_i - T_a}{T_i}.$$

Ta thấy gia tốc của chuyển động thẳng đứng của phân tử khí – gia tốc đối lưu phụ thuộc vào hiệu nhiệt độ tuyệt đối của không khí chuyển động và của môi trường xung quanh. Khi nhiệt độ gần bằng 273°K nghĩa là 0°C và khi hiệu nhiệt độ $T_i - T_a = 1^{\circ}\text{C}$, gia tốc đối lưu gần bằng 3 cm/s .

Nếu hiệu $T_i - T_a$ dương gia tốc đối lưu cũng dương và phân tử khí thẳng lên.

Thực tế, cần đánh giá khả năng phát triển trong trường hợp phân bố thẳng đứng của nhiệt độ khí quyển bảo đảm sự duy trì hiệu $T_i - T_a$. Nếu ban đầu có hiệu $T_i - T_a$ để duy trì hiệu này theo chiều cao với gradien $\gamma = \gamma_d = 1^{\circ}\text{C} / 100\text{m}$. Đối lưu khi đó duy trì theo chiều cao nhưng không tăng cường theo chiều cao khí quyển khi đó có tầng kết phiếm định.

Nếu gradien thẳng đứng của nhiệt độ không khí nhỏ hơn gradien đoạn nhiệt khô ($\gamma < \gamma_d$) thì hiệu nhiệt độ ban đầu ($T_i - T_a$) theo chiều cao sẽ giảm. Khi đó gia tốc đối lưu giảm, đến độ cao nào đó $(T_i - T_a) = 0$, chuyển động thẳng đứng của phân tử khí dừng lại khí quyển có tầng kết ổn định. Nếu $\gamma > \gamma_d$ thì trong chuyển động thẳng đứng, thẳng hay giáng hiệu nhiệt độ ($T_i - T_a$) sẽ tăng và gia tốc đối lưu tăng, khí quyển có tầng kết bất ổn định.

Đối với không khí bão hoà hơi nước, do hơi nước trong phân tử khí ngưng kết sẽ giải phóng tiềm nhiệt 600cal/g , lượng nhiệt này đốt nóng phân tử khí nên làm giảm gradien nhiệt độ theo chiều thẳng đứng, nghĩa là giảm nhiệt độ không phải $1^{\circ}\text{C} / 100\text{m}$ mà chỉ giảm $0.8^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ chẳng hạn. Lượng ẩm trong phân tử khí càng lớn sự giảm nhiệt độ khi lên cao 100 gradien đoạn nhiệt ẩm càng nhỏ hơn gradien đoạn nhiệt khô.

Tương tự, đối với quá trình đoạn nhiệt ẩm ta có tầng kết phiếm định ẩm khi $\gamma = \gamma_w$, tầng kết bất ổn định khi $\gamma > \gamma_w$ và cuối cùng, tầng kết ổn định khi $\gamma < \gamma_w$.

Như vậy, đối lưu phát triển mạnh khi khí quyển có tầng kết bất ổn định khô (dưới mực ngưng kết) và bất ổn định ẩm (phía trên mực ngưng kết) tạo điều kiện cho mây đối lưu phát triển. Đối lưu bị cản trở trong trường hợp tầng kết ổn định khô hay ẩm và đối lưu duy trì trong tầng kết phiếm định. Thực tế, các đám mây tích luôn là hệ thống biến đổi, một phần mây bốc hơi và tan đi, phần mây khác lại hình thành. Nếu quá trình hình thành mạnh hơn, mây phát triển và ngược lại.

2.5 TRAO ĐỔI RỐI

Chuyển động rối (còn gọi là loạn lưu) kể cả đối lưu có sắp xếp gây nên sự xáo trộn không khí mạnh, nhất là theo chiều thẳng đứng. Sự xáo trộn này lớn gấp ngàn lần sự xáo trộn phân tử do khuếch tán.

Ta đã biết, trong quá trình rối không phải từng phân tử riêng biệt, mà là những yếu tố loạn lưu lớn hơn nhiều, chuyển động và xáo trộn.

Sự xáo trộn không khí trong quá trình rối dẫn tới sự lan truyền nhiệt và ẩm trong khí quyển, đặc biệt là sự trao đổi nhiệt và ẩm theo chiều thẳng đứng. Động lượng Vm (m là khối

lượng, V là tốc độ) cũng tham gia vào quá trình trao đổi loạn lưu, vì vậy trong quá trình trao đổi rối cũng xảy ra sự điều hoà tốc độ gió theo chiều thẳng đứng. Kết quả là trong khí quyển ngoài ma sát phân tử (nhớt phân tử), còn có ma sát rối mạnh hơn gấp ngàn lần. Trong chương 6 sẽ nói rõ hơn vấn đề này.

Trong quá trình trao đổi rối, mỗi thực thể (tạp chất thâm nhập vào không khí hay tính chất của chúng) được lan truyền theo hướng giảm nghĩa là theo hướng gradien thẳng đứng của chúng. Lượng hơi nước và bụi thông thường giảm theo chiều cao, vì vậy sự vận chuyển rối của những thực thể này thường hướng lên trên. Động lượng truyền xuống dưới vì tốc độ gió tăng theo chiều cao.

Những điều kiện trao đổi rối có thể biểu diễn bằng công thức:

$$S = -A(ds/dz), \quad (2.33)$$

ở đây S là dòng thẳng đứng của thực thể s nào đó ứng với một đơn vị diện tích – nghĩa là lượng thực thể được chuyển qua một đơn vị diện tích trong một đơn vị thời gian; ds/dz là gradien thẳng đứng của thực thể, nghĩa là sự biến đổi của nó trên một đơn vị độ dài theo chiều thẳng đứng về phía giảm của đại lượng này. A là hệ số trao đổi rối chung cho tất cả mọi thực thể, nó phụ thuộc vào các điều kiện khí quyển và đặc tính mặt đất.

Vấn đề vận chuyển rối đối với nhiệt độ thể vị xảy ra phức tạp hơn. Do tính nén được của không khí và những sự biến đổi đoạn nhiệt của nhiệt độ trong chuyển động thẳng đứng, nên ta không thể suy đoán hướng vận chuyển nhiệt theo hướng của gradien nhiệt độ phân tử. Nhiệt độ thể vị là đặc trưng bảo thủ của trạng thái không khí trong quá trình đoạn nhiệt khô. Vì vậy phương trình trao đổi nhiệt viết như sau:

$$Q = -Ac_p(\delta\theta/\delta z), \quad (2.34)$$

ở đây c_p là tỷ nhiệt đẳng áp của không khí, còn θ là nhiệt độ thể vị.

Theo công thức này, dòng nhiệt thẳng đứng bằng 0 nếu $(\delta\theta/\delta z) = 0$, nghĩa là $(\delta T/\delta z) = 1^\circ\text{C}/100\text{m}$.

Nếu nhiệt độ thể vị tăng theo chiều cao, nghĩa là khi gradien nhiệt độ phân tử nhỏ hơn gradien đoạn nhiệt thì dòng nhiệt này hướng xuống dưới.

Nếu nhiệt độ thể vị giảm theo chiều cao, nghĩa là khi gradien nhiệt độ phân tử lớn hơn gradien đoạn nhiệt, thì dòng nhiệt sẽ hướng lên trên. Nhưng trong điều kiện thực của khí quyển nhiệt độ thể vị thường tăng theo chiều cao, nghĩa là gradien nhiệt độ phân tử nhỏ hơn gradien đoạn nhiệt. Từ đó, ta rút ra kết luận là phần lớn sự vận chuyển nhiệt rối hướng từ trên xuống dưới, nghĩa là từ khí quyển xuống mặt đất. Tuy vậy thực tế ta thấy mặt đất nói chung nóng hơn không khí nằm trên nó nên thường nhiệt phải truyền từ dưới đất lên trên cao vào khí quyển hơn là từ khí quyển xuống mặt đất. Điều đó có nghĩa là sự truyền nhiệt lên trên chỉ bắt đầu khi gradien thẳng đứng của nhiệt độ nhỏ hơn $1^\circ\text{C}/100\text{m}$. Gradien cân bằng của nhiệt độ tương ứng với sự đổi hướng của vận chuyển nhiệt rối không phải bằng $1^\circ\text{C}/100\text{m}$ mà trung bình bằng $0,6^\circ\text{C}/100\text{m}$.

Tất nhiên vào những thời gian khác nhau trong ngày, trong năm, hướng vận chuyển nhiệt có thể khác nhau. Song nhìn chung hướng của quá trình truyền nhiệt từ mặt đất vào khí quyển vẫn chiếm ưu thế.

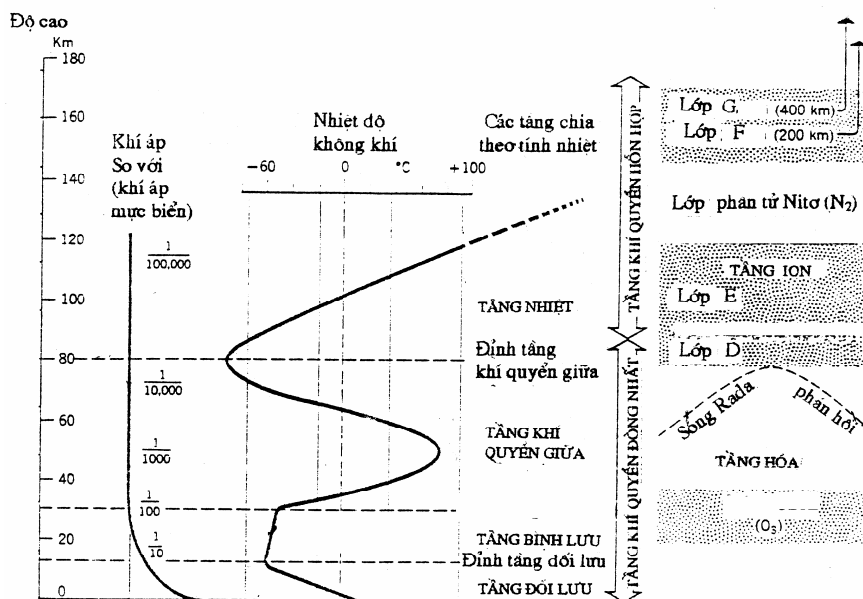
Ta không xét chi tiết nguyên nhân của hiện tượng này. Rất có thể nguyên nhân cơ bản là do sự phân bố không đồng đều của nhiệt độ theo chiều nằm ngang, do vậy quá trình loạn lưu cũng chịu ảnh hưởng của lực Acsimet, kết quả là khối khí bốc lên cao phần lớn nóng hơn không khí xung quanh, còn khối khí lạnh hơn không khí xung quanh thường hạ xuống.

Điều đó dẫn đến sự vận chuyển nhiệt lên cao, thậm chí trong trường hợp gradien nhiệt độ nhỏ hơn gradien đoạn nhiệt khô.

2.6 CÁC TẦNG KHÍ QUYỂN

Khí quyển thành tạo bởi một số tầng dạng cầu có cùng tâm, khác biệt nhau theo điều kiện nhiệt và những điều kiện khác. Trên hình 2.6 là các tầng khí quyển phân chia theo khí áp, nhiệt độ và theo tính ion hoá.

Theo tính nhiệt khí quyển có thể chia thành 4 tầng từ dưới lên trên: tầng đối lưu, tầng bình lưu, tầng trung lưu, tầng nhiệt. Giữa các tầng đó là các lớp trung gian; đỉnh tầng đối lưu, đỉnh tầng bình lưu, đỉnh tầng khí quyển giữa. Từ mặt đất đến đỉnh tầng bình lưu (khoảng 30km) khí áp giảm rõ rệt đến mức khí áp chỉ còn bằng 1% khí áp ở mặt đất. Tính theo phân bố ion và phân tử khí quyển chia thành tầng đồng nhất và trên đó là tầng hỗn hợp.



Hình 2.6

Phân tầng khí quyển theo tính nhiệt và các tầng điện ly

2.6.1 Tầng đối lưu

Tầng đối lưu là tầng nằm ở 10 – 15km dưới cùng của khí quyển, trong đó tập trung 4/5 khối lượng không khí khí quyển. Tầng đối lưu được đặc trưng bởi sự giảm nhiệt độ theo chiều

cao trung bình $0,6^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ (trong từng trường hợp sự phân bố nhiệt độ theo chiều thẳng đứng biến đổi rất lớn). Trong tầng đối lưu tập trung hầu như toàn bộ lượng hơi nước của khí quyển và xuất hiện hầu như toàn bộ mây. Trong tầng này, loạn lưu cũng phát triển mạnh, đặc biệt là ở gần mặt đất cũng như trong các dòng chảy xiết ở phần trên tầng đối lưu.

Độ cao của tầng đối lưu ở mỗi nơi trên Trái Đất biến đổi từ ngày này sang ngày khác, thậm chí độ cao trung bình cũng khác nhau ở những vĩ độ khác nhau và qua các mùa trong năm. Tính trung bình năm, độ cao tầng đối lưu ở cực khoảng 9km. Ở miền ôn đới là 10 – 12km, ở miền nhiệt đới và xích đạo là 16 – 17km.

Nhiệt độ trung bình trong năm của không khí gần mặt đất khoảng $+26^{\circ}\text{C}$ ở xích đạo và -26°C ở Bắc cực. Nhiệt độ ở tầng đối lưu cực vào mùa đông khoảng -65°C , còn vào mùa hè khoảng -45°C . Trên xích đạo nhiệt độ đỉnh tầng đối lưu -80°C nghĩa là ở độ cao này xích đạo lạnh hơn cực. Khí áp ở giới hạn trên của tầng đối lưu tương ứng với độ cao của nó nhỏ hơn khí áp ở mặt đất chừng 5 – 8 lần. Như vậy là khối lượng chính của không khí khí quyển tập trung ở tầng đối lưu. Những quá trình xảy ra trong tầng đối lưu có ý nghĩa trực tiếp và quyết định đối với thời tiết và khí hậu ở mặt đất.

Lớp không khí mỏng dưới cùng của tầng đối lưu với chiều dày từ vài mét đến vài chục mét tiếp xúc trực tiếp với mặt đất là lớp không khí sát đất. Do ở sát mặt đất, nên quá trình vật lý xảy ra trong lớp này rất đặc biệt. Tại đây sự biến đổi của nhiệt độ trong quá trình ngày đêm đặc biệt rõ nét, nhiệt độ ban ngày giảm rất nhanh theo chiều cao, ban đêm nhiệt độ tăng theo chiều cao do mặt đất bị phát xạ mất nhiệt nên có nhiệt độ thấp hơn nhiệt độ không khí.

Tầng từ mặt đất đến độ cao 1 – 1,5km gọi là tầng ma sát, trong tầng này gió yếu so với tầng nằm trên nó – càng gần mặt đất gió càng yếu.

2.6.2 Tầng bình lưu và tầng khí quyển giữa

Trên tầng đối lưu đến độ cao 50 – 60km là tầng bình lưu. Đặc trưng của tầng này là nhiệt độ trung bình tăng theo chiều cao. Lớp chuyển tiếp giữa tầng đối lưu và tầng bình lưu gọi là đỉnh tầng đối lưu.

Trong mục trên ta đã dẫn ra những số liệu về nhiệt độ đỉnh tầng đối lưu, những số liệu ấy cũng đặc trưng cho lớp dưới của tầng bình lưu. Như vậy, nhiệt độ không khí trong phần dưới tầng bình lưu ở xích đạo bao giờ cũng rất nhỏ, nhất là mùa hè nhiệt độ ở đây nhỏ hơn cực nhiều.

Phần dưới tầng bình lưu ít nhiều có tính đẳng nhiệt. Song từ độ cao khoảng 25km nhiệt độ trong tầng bình lưu bắt đầu tăng nhanh theo chiều cao, tới độ cao khoảng 50 km thì nhiệt độ đạt tới giá trị cực đại và là giá trị dương (từ 10°C đến 30°C). Do nhiệt độ tăng theo chiều cao nên loạn lưu ở đây xảy ra rất yếu và chuyển động không khí chủ yếu xảy ra theo chiều ngang, cũng vì vậy tầng này được gọi là tầng bình lưu.

Lượng hơi nước trong tầng bình lưu rất nhỏ. Tuy vậy, ở miền vĩ độ cao đôi khi quan trắc thấy mây sà cù rất mỏng ở độ cao 20 – 25km. Ban ngày mây này không rõ, nhưng ban đêm chúng sáng lên vì được chiếu bởi mặt trời nằm dưới đường chân trời. Những đám mây thành tạo bởi các hạt nước quá lạnh.

Một đặc trưng nữa của tầng bình lưu là ở đây tập trung phần lớn lượng ôzôn của khí quyển. Với ý nghĩa đó, ta còn có thể gọi tầng bình lưu là tầng ôzôn. Sự tăng nhiệt độ theo chiều cao trong tầng bình lưu chính là do sự hấp thụ bức xạ mặt trời của ôzôn.

Trên tầng bình lưu là tầng khí quyển giữa nằm ở độ cao khoảng 80km. Ở đây nhiệt độ theo chiều cao giảm đến vài chục độ dưới 0.

Do nhiệt độ giảm nhanh theo chiều cao, trong tầng khí quyển giữa hiện tượng loạn lưu phát triển mạnh. Tại giới hạn trên của tầng khí quyển giữa, người ta còn quan trắc thấy mây bạc, một dạng đặc biệt của mây được mặt trời chiếu sáng ban đêm. Rất có thể chúng tạo thành bởi những hạt băng. Khí áp ở đỉnh tầng khí quyển giữa nhỏ hơn ở mặt đất khoảng 200 lần như vậy trong tầng đối lưu, tầng bình lưu và tầng khí quyển giữa đến độ cao khoảng 80 km tính chung chứa hơn 99.5% toàn bộ khối lượng khí quyển.

2.6.3 Tầng ion

Phần trên cùng của khí quyển, nằm trên tầng khí quyển giữa được đặc trưng bởi nhiệt độ rất cao nên được gọi là tầng nhiệt. Song tầng nhiệt chia làm hai phần: tầng ion (điện ly) tính từ tầng khí quyển giữa đến độ cao khoảng vài nghìn km và tầng khí quyển ngoài là tầng chuyển tiếp tới “tán” của Trái Đất. Không khí trong tầng ion loãng vô cùng. Như phần trên đã nói, ở độ cao 3000 – 7500km, mật độ trung bình của không khí khoảng $10^{-8} - 10^{-10} \text{ g/cm}^3$. Song với mật độ đó, trong mỗi cm^3 không khí ở độ cao 300km còn chứa khoảng 1 tỷ phân tử hay nguyên tử, còn ở độ cao 600km lượng này lớn hơn 10 triệu lần lượng hơi trong không gian giữa các hành tinh nhiều bậc đại lượng.

Tầng ion như tên gọi, được đặc trưng bởi quá trình ion hoá của không khí rất mạnh. Như đã nói ở trên, lượng ion trong tầng ion lớn hơn ở những tầng dưới mặc dù không khí ở đây rất loãng. Phần lớn các ion này là những nguyên tử oxy và nitơ, những phân tử oxy nitơ tích điện và các điện tử tự do. Lượng ion ở độ cao 100 – 400km có khoảng $10^{15+} - 10^6$ trong 1cm^3 .

Trong tầng ion có một số lớp hay một số khu vực ion hoá cực đại, đặc biệt ở độ cao 100 – 120km (lớp E) và 200 – 400km (lớp F). Tuy vậy ở khoảng giữa của các lớp này độ ion hoá của khí quyển còn rất lớn. Vị trí của các lớp ion hoá trong chúng luôn biến đổi theo thời gian. Những tập hợp ion với mật độ rất lớn được gọi là những đám mây ion. Tính dẫn điện của khí quyển phụ thuộc vào mức độ ion hoá. Vì vậy, trong tầng ion tính dẫn điện của không khí nói chung lớn hơn ở gần mặt đất khoảng 10^{12} lần. Trong tầng ion sóng vô tuyến điện bị hấp thụ, khúc xạ và phản hồi. Những sóng có bước sóng lớn hơn 20m nói chung không xuyên được qua tầng ion vì chúng bị phản hồi lại bởi những lớp điện tử có mật độ không lớn lắm ở phần dưới cùng (ở độ cao 70 – 80km). Những sóng trung bình và sóng ngắn bị các lớp ion nằm cao hơn nữa phản hồi. Chính sự phản hồi do tầng ion tạo ra khả năng liên lạc từ xa bằng sóng ngắn. Sự phản hồi nhiều lần từ tầng điện ly và mặt đất cho các sóng ngắn có thể lan truyền theo hình chữ chi trên những khoảng cách lớn và bao quanh Trái Đất. Do vị trí và độ tập trung của các lớp ion thường xuyên biến đổi nên điều kiện hấp thụ, phản hồi và lan truyền của các sóng vô tuyến cũng biến đổi. Vì vậy, để đảm bảo một cách chắc chắn việc thông tin liên lạc ta phải theo dõi liên tục trạng thái của tầng ion. Quan trắc sự phân bố của lớp sóng vô tuyến cũng là một phương pháp tiến hành việc nghiên cứu đó. Trong tầng ion còn quan sát thấy hiện tượng cực quang và hiện tượng gần giống cực quang về bản chất – hiện tượng chiếu sáng ban

đêm hay là chiều sáng liên tục của không khí khí quyển, cũng như sự biến thiên rất lớn của từ trường hay bão từ trong tầng ion.

Quá trình ion hoá trong tầng ion xảy ra dưới tác động của bức xạ cực tím của mặt trời. Sự hấp thụ bức xạ cực tím của mặt trời do những phân tử chất khí khí quyển đặc biệt là oxy dẫn tới sự xuất hiện các nguyên tử mang điện và các điện tử tự do như trên đã nói. Sự biến thiên của từ trường trong tầng ion và hiện tượng cực quang phụ thuộc vào sự biến thiên của hoạt động mặt trời. Sự biến thiên trong luồng bức xạ hạt từ mặt trời tới khí quyển Trái Đất có liên quan với hoạt động mặt trời. Chính sự bức xạ hạt có ý nghĩa chủ yếu đối với những hiện tượng kể trên trong tầng ion.

Nhiệt độ khí quyển trong tầng ion tăng theo chiều cao và đạt tới những giá trị rất lớn, ở độ cao khoảng 800km nhiệt độ đạt tới 1000°C. Khi nói về nhiệt độ cao bất thường của tầng ion, người ta muốn lưu ý đến tốc độ chuyển động rất lớn của các hạt khí. Tuy nhiên, mật độ không khí trong tầng ion nhỏ, vì vậy các vật nằm trong tầng ion chẳng hạn như vệ tinh không bị đốt nóng do quá trình trao đổi nhiệt với không khí. Khi đó, chế độ nhiệt của vệ tinh phụ thuộc vào sự hấp thụ trực tiếp bức xạ mặt trời, sự phản xạ ra ngoài không gian xung quanh và bản thân vệ tinh.

2.6.4 Tầng khí quyển ngoài

Những lớp khí quyển ở cao hơn 800 – 1000km gọi là tầng khí quyển ngoài. Trong tầng này tốc độ chuyển động của các hạt khí, nhất là của các hạt nhẹ có thể đạt tốc độ rất lớn do không khí ở độ cao này hết sức loãng và các hạt khí có thể bay vòng Trái Đất theo quỹ đạo hình bầu dục mà không va chạm với nhau. Các hạt khí không tích điện có thể đạt tốc độ tới hạn là 11,2 km/s. Một số trong chúng có thể chuyển động theo quỹ đạo hypebol và bay khỏi khí quyển, khuếch tán và “biến mất” vào không gian vũ trụ. Vì vậy, người ta còn gọi tầng khí quyển ngoài là tầng khuếch tán.

Quá trình biến mất vào không gian vũ trụ này phần lớn xảy ra với các nguyên tử hydro, là chất khí chiếm ưu thế ở những lớp trên cùng của tầng khí quyển ngoài.

Nhưng tài liệu quan trắc từ vệ tinh cho thấy rằng hydro bay ra khỏi tầng khí quyển ngoài tạo nên xung quanh Trái Đất “tán” Trái Đất ở độ cao khoảng hơn 20000km. Tất nhiên, mật độ chất khí trong “tán Trái Đất” nhỏ không đáng kể ở đây tính trung bình trong mỗi cm^3 chỉ có khoảng vài nghìn hạt. Trong không gian giữa các hành tinh, độ tập trung của các hạt (phần lớn là proton và điện tử) nhỏ hơn ít nhất hàng chục lần.

Bằng tên lửa và vệ tinh vật lý địa cầu, người ta đã xác định được sự tồn tại trong phần trên của khí quyển cũng như trong không gian vũ trụ gần mặt đất, dải bức xạ Trái Đất lan từ độ cao vài trăm km tới độ cao vài vạn km. Dải bức xạ này hình thành bởi các hạt tích điện proton và điện tử bị thu hút bởi các trường Trái Đất và chuyển động với tốc độ rất lớn, năng lượng của chúng khoảng vài chục vạn điện tử volt. Dải bức xạ thường xuyên chuyển các hạt vào khí quyển Trái Đất và thường xuyên được bổ sung nhờ các luồng bức xạ hạt của Mặt Trời.

2.7 CÁC KHỐI KHÍ VÀ FRONT

Trong hoàn lưu chung khí quyển (chuyển động của các dòng khí quy mô lớn cỡ lục địa và biển) không khí tầng đối lưu chia thành các khối khí ít nhiều có đặc tính riêng và di chuyển từ khu vực này sang khu vực khác của Trái Đất. Kích thước theo chiều ngang của các khối khí đến vài nghìn km.

Khối khí với nhiệt độ và các thuộc tính như độ ẩm, lượng bụi và các thuộc tính khác thường mang dấu ấn ở các trung tâm phát sinh ra chúng, khu vực mà ở đó khối khí hình thành như một khối khí toàn vẹn dưới tác động của mặt đất đồng nhất. Tiếp đó, khi chuyển động đến các khu vực khác chúng mang tới đó chế độ thời tiết riêng. Sự xuất hiện nhiều lần của khối khí thuộc một hay nhiều loại nào đó tạo nên một chế độ khí hậu đặc trưng cho khu vực.

Có 4 khối khí cơ bản với trung tâm phát sinh ở các đới địa lý khác nhau; đó là khối khí địa lý: Bắc và Nam Băng Dương, khối khí cực (hay khối khí miền ôn đới), khối khí nhiệt đới và khối khí xích đạo. Mỗi loại trong các khối khí kể trên được đặc trưng bởi những giá trị nhiệt độ ở mặt đất và trên cao, cũng như những giá trị độ ẩm, bụi, tầm nhìn xa,...

Tất nhiên, các thuộc tính của các khối khí, trước hết là nhiệt độ không ngừng biến đổi khi nó chuyển động từ khu vực này sang khu vực khác, khi đó chúng biến đổi tính chất (quá trình biến tính tương đối). Quá trình biến tính tuyệt đối xảy ra khi khối khí địa lý này chuyển biến thành khối khí địa lý khác, chẳng hạn như khối khí cực chuyển biến thành khối khí nhiệt đới khi di chuyển xuống miền vĩ độ thấp.

Người ta gọi những khối khí chuyển động từ trên mặt đất lạnh hơn đến mặt đất nóng hơn (thường từ vĩ độ cao xuống vĩ độ thấp) là khối khí lạnh. Trên đường đi khối khí lạnh gây các đợt lạnh ở những nơi nó đi qua. Mặt khác, trên đường đi khối khí lạnh cũng nóng lên chủ yếu là từ phía dưới – từ mặt đất, vì vậy trong khối khí lạnh gradien thẳng đứng của nhiệt độ lớn, quá trình đối lưu phát triển kèm theo sự hình thành mây tích và mây vũ tích cho giáng thủy rào. Người ta gọi những khối khí chuyển động tới mặt đất lạnh hơn (tới những vĩ độ cao hơn) là những khối khí nóng. Những khối khí này gây hiện tượng nóng lên, song bản thân chúng lạnh đi từ phía dưới, do đó tạo nên ở những lớp dưới cùng gradien nhiệt độ thẳng đứng nhỏ. Hiện tượng đối lưu không phát triển, mây tầng và sương mù chiếm ưu thế.

Ngoài ra, người ta còn phân biệt các khối khí địa phương tồn tại lâu ở địa phương nào đó. Tính chất của các khối khí địa phương cũng được xác định bởi sự nóng lên và lạnh đi do mặt đất tùy thuộc vào mùa.

Chương 3

BỨC XẠ KHÍ QUYỂN

3.1 VỀ BỨC XẠ NÓI CHUNG

Bức xạ điện từ mà sau đây ta gọi tắt là bức xạ, là hình thức đặc biệt của vật chất, khác với vật chất thường thấy. Trường hợp riêng của nó là ánh sáng thấy được, song trong bức xạ còn có tia gamma, tia ronghen, tia cực tím, tia hồng ngoại, sóng vô tuyến điện không thấy được.

Bức xạ lan truyền theo nhiều phương từ nguồn phát xạ dưới dạng sóng điện từ với tốc độ gần bằng 300 000km/s. Sóng điện từ là những dao động truyền trong không gian hay sự biến thiên có chu kỳ của điện và từ lực, chúng tạo nên do chuyển động của điện tích trong nguồn phát xạ.

Tất cả mọi vật thể có nhiệt độ lớn hơn không độ tuyệt đối đều phát xạ khi có sự biến đổi cấu trúc mạng điện trở của nguyên tử và phân tử, cũng như khi có sự biến đổi của hạt nhân nguyên tử và sự quay của phân tử. Trong khí tượng người ta thường đề cập tới bức xạ nhiệt. Đó là bức xạ được xác định bởi nhiệt độ và khả năng phát xạ của vật phát xạ. Trái Đất nhận bức xạ nhiệt từ Mặt Trời, đồng thời mặt đất và khí quyển cũng phát ra bức xạ nhiệt nhưng với bước sóng dài. Ta đã biết, sóng vô tuyến do các máy phát vô tuyến điện tạo nên thường có bước sóng từ vài mm đến vài km. Bức xạ nhiệt có bước sóng từ vài trăm micron đến vài phần nghìn micron, tức là từ vài phần chục đến vài phần triệu mm. Tia gamma và tia ronghen còn có bước sóng ngắn hơn nữa, chúng không phải là bức xạ nhiệt (bức xạ này liên quan với các quá trình bên trong hạt nhân). Người ta đo bước sóng của bức xạ với độ chính xác lớn và vì vậy chúng được biểu diễn bằng đơn vị nhỏ hơn micron nhiều đó là mili micron (mμ) (1 mili micron bằng một phần nghìn micron) và ăngstron ($\text{\AA}$) (bằng một phần vạn micron).

Người ta gọi bức xạ nhiệt với bước sóng từ 0,002 – 0,4μ là bức xạ cực tím. Bức xạ này không thấy được, nghĩa là mắt thường không nhận biết. Bức xạ với bước sóng từ 0,4 – 0,75μ là ánh sáng mắt ta nhìn thấy được (gọi tắt là ánh sáng nhìn thấy). Tia sáng với bước sóng khoảng 0,4mμ là tia tím. Tia sáng có bước sóng khoảng 0,75μ là tia đỏ, các tia khác trong quang phổ có bước sóng trung gian.

Bức xạ có bước sóng từ 0,75μ đến vài phần trăm m là bức xạ hồng ngoại, cũng như bức xạ cực tím, bức xạ hồng ngoại không nhìn thấy được.

Trong khí tượng, người ta qui định chia bức xạ sóng ngắn và bức xạ sóng dài. Bức xạ sóng ngắn là bức xạ có bước sóng trong khoảng 0,14μ. Ngoài ánh sáng thấy được, bức xạ sóng ngắn còn bao gồm bức xạ hồng ngoại và bức xạ cực tím có bước sóng gần bằng bước sóng của ánh sáng thấy được. Khoảng 99 % bức xạ mặt trời là bức xạ sóng ngắn. Bức xạ sóng dài bao gồm bức xạ mặt đất và bức xạ khí quyển với bước sóng từ 4 đến 100 – 200μ.

Vật thể phát ra bức xạ sẽ lạnh đi, nhiệt năng của nó chuyển thành năng lượng bức xạ. Khi truyền đến vật thể khác, năng lượng bức xạ bị vật thể đó hấp thụ và chuyển thành các

dạng năng lượng khác, chủ yếu là thành nhiệt. Như vậy bức xạ nhiệt đốt nóng vật mà nó truyền tới. Trong vật lý học có các định luật về bức xạ nhiệt như các định luật phát xạ của Kirsof, Stephan - Boltzmann, Planck, Vin. Chẳng hạn, theo định luật Stephan - Boltzmann năng lượng phát xạ tăng tỉ lệ thuận với lũy thừa bậc bốn nhiệt độ tuyệt đối của nguồn phát xạ. Theo định luật Planck, sự phân bố năng lượng trong phổ của bức xạ nghĩa là theo bước sóng, phụ thuộc vào nhiệt độ của vật phát xạ.

Theo định luật Vin, bước sóng ứng với năng lượng cực đại tỉ lệ nghịch với nhiệt độ tuyệt đối của vật phát xạ. Điều đó có nghĩa là cùng với sự tăng của nhiệt độ giá trị cực đại của năng lượng càng chuyển dịch về phía bức xạ có bước sóng ngắn.

Những định luật vừa nêu đều áp dụng cho vật đen tuyệt đối, là vật hấp thụ hoàn toàn bức xạ và bản thân nó phát bức xạ cực đại dưới nhiệt độ nhất định. Song chúng có thể áp dụng gần đúng đối với tất cả mọi vật với những giá trị hiệu đính nhất định.

Một số vật trong trạng thái đặc biệt phát ra bức xạ với năng lượng lớn và với bước sóng không tương ứng với nhiệt độ của chúng. Chẳng hạn, ánh sáng thấy được có thể phát xạ dưới nhiệt độ thấp mà dưới nhiệt độ đó vật chất thường không phát sáng. Bức xạ không tuân theo định luật phát xạ nhiệt, nó được gọi là sự phát sáng liên tục. Để có thể phát sáng liên tục, đầu tiên vật phải hấp thụ một năng lượng nhất định và chuyển sang trạng thái kích động giàu năng lượng hơn trạng thái bình thường của vật chất. Khi vật chất trở về trạng thái bình thường từ trạng thái kích động, sự phát sáng liên tục xuất hiện.

Hiện tượng cực quang và phát sáng ban đêm của bầu trời có thể do sự phát sáng liên tục này.

Danh từ bức xạ cũng dùng chỉ hiện tượng hoàn toàn khác đó là bức xạ hạt, đó là các dòng hạt vật chất tích điện, phần lớn là proton và điện tử chuyển động với tốc độ lớn đến vài trăm km/s, song còn nhỏ hơn tốc độ ánh sáng nhiều.

Năng lượng của bức xạ hạt trung bình nhỏ hơn năng lượng của bức xạ mặt trời 10^7 lần, nó biến thiên rất lớn theo thời gian tùy thuộc vào trạng thái vật lý của Mặt Trời, tức là phụ thuộc vào hoạt động của Mặt Trời.

Bức xạ hạt hầu như không lan xuống dưới độ cao 90 km. Tiếp sau trong chương này chủ yếu nói đến bức xạ nhiệt.

3.2 CÁC THÀNH PHẦN CÂN BẰNG NHIỆT VÀ CÂN BẰNG BỨC XẠ CỦA TRÁI ĐẤT

Bức xạ mặt trời là nguồn năng lượng bức xạ chính và thực tế là nguồn nhiệt duy nhất của mặt đất và khí quyển. Bức xạ phát ra từ các vì sao và mặt trăng không đáng kể so với bức xạ mặt trời. Lượng nhiệt phát ra từ lòng Trái Đất về phía mặt đất và khí quyển cũng không đáng kể.

Một phần bức xạ mặt trời là ánh sáng thấy được. Như vậy, mặt trời không những là nguồn nhiệt, mà còn là nguồn ánh sáng cần thiết cho đời sống trên Trái Đất. Bức xạ mặt trời một phần biến thành nhiệt trong khí quyển nhưng chủ yếu là biến thành nhiệt ở mặt đất. Lượng nhiệt này đốt nóng những lớp thổ nhưỡng và lớp nước trên cùng, còn không khí trên bề mặt thì được đốt nóng bởi những lớp thổ nhưỡng và lớp nước này. Mặt đất và khí quyển

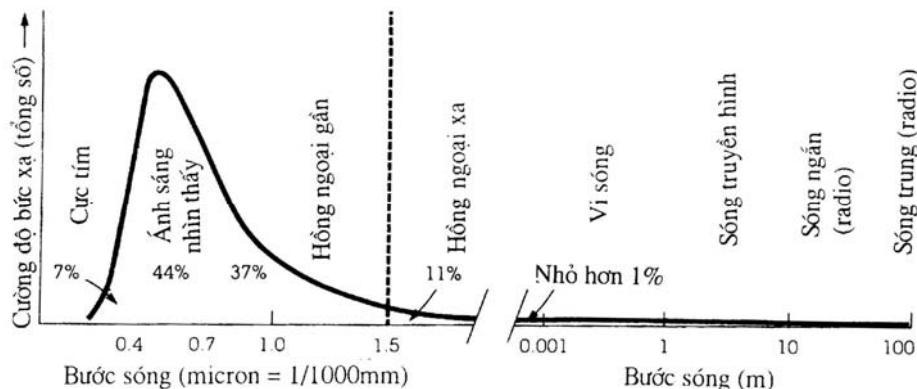
được đốt nóng lại phát bức xạ hồng ngoại (bức xạ sóng dài không nhìn thấy được). Khi phát bức xạ hồng ngoại ra ngoài không gian vũ trụ, mặt đất và khí quyển lạnh đi.

Thực tế cho thấy rằng nhiệt độ trung bình năm của mặt đất và khí quyển ở một điểm bất kỳ trên Trái Đất từ năm này qua năm khác ít biến thiên. Qua thời kỳ lịch sử, trong những sự biến thiên rất nhỏ này rõ ràng là có xu thế tăng hay giảm nhưng chúng chỉ dao động gần trị số trung bình. Như vậy, nếu xét trong một khoảng thời gian tương đối dài, ta có thể nói Trái Đất ở trong trạng thái cân bằng nhiệt, tức là lượng nhiệt thu được cân bằng với lượng nhiệt mất đi. Nhưng vì Trái Đất (bao gồm cả khí quyển) nhận nhiệt lượng bằng cách hấp thụ bức xạ mặt trời và mất nhiệt do phát xạ, nên ta có thể kết luận là Trái Đất ở trong trạng thái cân bằng bức xạ, nghĩa là bức xạ đến Trái Đất cân bằng với bức xạ mất ra ngoài không gian vũ trụ.

3.2.1 Thành phần phổ của bức xạ mặt trời

Trên hình 3.1 là phân bố năng lượng trong phổ của bức xạ mặt trời ở giới hạn trên của khí quyển. Phần phổ với bước sóng từ 0,1 đến $4\mu\text{m}$ bao gồm 99% toàn bộ năng lượng bức xạ mặt trời. Bức xạ với bước sóng nhỏ hơn hay lớn hơn kể cả những tia rơnghen và sóng vô tuyến điện chỉ chiếm 1% năng lượng còn lại. Phần ánh sáng thấy được chiếm khoảng phổ hẹp có bước sóng từ 0,4 đến $0,75\mu\text{m}$.

Song ở đây bao gồm gần một nửa toàn bộ năng lượng của bức xạ mặt trời (44%). Các tia hồng ngoại (hồng ngoại gần và hồng ngoại xa) chiếm năng lượng gần bằng (trên 48%) còn lại 7% năng lượng là tia cực tím, các tia khác chỉ chiếm dưới 1%.



Hình 3.1

Phân bố năng lượng trong phổ bức xạ mặt trời trước khi tới khí quyển và các sóng khác (vi sóng, sóng radio, sóng truyền hình). Số dưới đường cong là phần trăm so với năng lượng mặt trời tại mỗi khoảng phổ

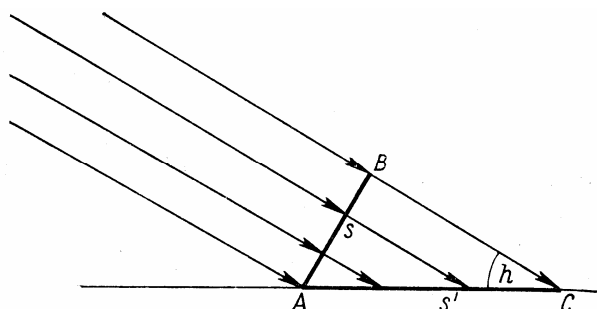
Ta có thể xác định sự phân bố năng lượng trong phổ năng lượng mặt trời trước khi tới khí quyển bằng cách ngoại suy những kết quả quan sát trên mặt đất. Gần đây, người ta cũng thu được những kết quả quan trọng nhờ dùng tên lửa và vệ tinh

Sự phân bố này tương đối phù hợp với sự phân bố lý thuyết của năng lượng trong phổ của vật đen tuyệt đối với nhiệt độ 6000°K , nhiệt độ của Mặt Trời. Như vậy, nói một cách chặt chẽ, Mặt Trời không phải là vật đen tuyệt đối. Song có thể coi nhiệt độ gần 6000°K gần đúng với nhiệt độ thực trên bề mặt Mặt Trời.

3.2.2 Cường độ trực xạ mặt trời

Người ta gọi bức xạ tới mặt đất trực tiếp từ đĩa Mặt Trời là bức xạ trực tiếp – trực xạ của Mặt Trời, khác với bức xạ khuếch tán – tán xạ là bức xạ truyền từ Mặt Trời tới khí quyển bị khí quyển khuếch tán và tới mặt đất theo nhiều hướng từ toàn thể bầu trời.

Do kích thước Trái Đất rất nhỏ so với khoảng cách từ Trái Đất đến Mặt Trời nên trực xạ tới mặt đất dưới dạng chùm những tia song song, dường như xuất phát từ vô cùng (Hình 3.2).



Hình 3.2

Tia bức xạ thẳng đứng và xiên so với mặt đất

Thông lượng bức xạ trực tiếp tới mặt đất hay tới mực bất kỳ trong khí quyển được đặc trưng bởi cường độ bức xạ I , là năng lượng bức xạ tới trong một đơn vị thời gian (1 phút) trên 1 đơn vị diện tích (1 cm^2) đặt vuông góc với các tia.

Đại lượng này được gọi là thông lượng bức xạ hay mật độ thông lượng bức xạ.

Các tia Mặt Trời nhận được lượng bức xạ cực đại trong điều kiện nhất định. Một đơn vị diện tích trên mặt ngang nhận được lượng bức xạ mặt trời nhỏ hơn:

$$I' = I \sin h, \quad (3.1)$$

ở đây h là độ cao Mặt Trời. Thực vậy, diện tích nằm ngang nhận được lượng bức xạ $I's'$ bằng lượng bức xạ Is đi tới diện tích s đặt vuông góc với tia sáng:

$$I's' = Is. \quad (3.2)$$

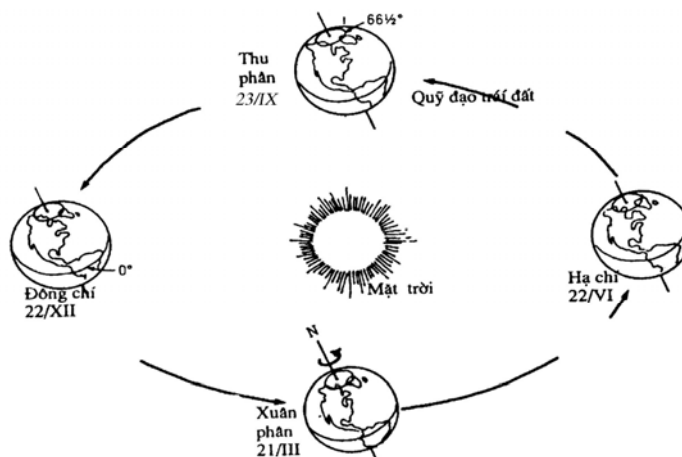
Nhưng diện tích s liên quan với diện tích s' như AC liên quan với AB ; từ đó

$$\begin{aligned} I' &= I \frac{AB}{AC} \\ I' &= I \sin h. \end{aligned} \quad (3.3)$$

Rõ ràng là $I' = I$ chỉ khi mặt trời ở thiên đỉnh, còn trong các trường hợp khác, I' nhỏ hơn I . Người ta thường gọi thông lượng trực xạ Mặt Trời trên mặt ngang là cường độ nắng hay nắng.

3.2.3 Hằng số mặt trời và thông lượng chung của bức xạ mặt trời tới Trái Đất

Người ta gọi cường độ bức xạ mặt trời trước khi tới khí quyển (người ta còn nói: "ở giới hạn trên của khí quyển" hay "khi không có khí quyển") là hằng số mặt trời. Từ "hằng số" ở đây có ý nói đại lượng này không phụ thuộc vào sự hấp thụ và khuếch tán trong khí quyển, nói cách khác, hằng số mặt trời là bức xạ không chịu ảnh hưởng của khí quyển. Như vậy, hằng số mặt trời chỉ phụ thuộc vào khả năng phát xạ của mặt trời và khoảng cách giữa Trái Đất và Mặt Trời.



Hình 3.3

Quỹ đạo quay của Trái Đất xung quanh Mặt Trời trong một năm
và các tia mặt trời tới Trái Đất

Trái Đất quay quanh Mặt Trời theo một quỹ đạo bầu dục ít kéo dài và Mặt Trời nằm trên một trong những tiêu cự của quỹ đạo này (Hình 3.3).

Trên hình 3.3 biểu diễn vị trí của Trái Đất trên quỹ đạo chuyển động của Mặt Trời xung quanh Trái Đất trong một năm và góc nghiêng của tia Mặt Trời trên các phần Trái Đất trong năm và trong quá trình ngày đêm. Vào đầu tháng 1, Trái Đất gần Mặt Trời nhất (với khoảng cách là 147 triệu km) vào đầu tháng 7 Trái Đất xa Mặt Trời nhất (với khoảng cách là 152 triệu km).

Vì cường độ bức xạ mặt trời biến thiên tỉ lệ nghịch với bình phương của khoảng cách, nên trị số của hằng số mặt trời trong một năm biến đổi khoảng +3,5%. Theo kết quả xác định mới nhất bằng vệ tinh với khoảng cách trung bình từ Trái Đất đến Mặt Trời, hằng số mặt trời gần bằng $2,00 \pm 0,04 \text{ cal/cm}^2 \text{ phút}$. Song theo qui định quốc tế giá trị của hằng số mặt trời là $1,98 \text{ cal/cm}^2 \text{ phút}$.

Hằng số mặt trời trong thời đại lịch sử, thời đại địa chất chỉ biến đổi không vượt quá 3% và chỉ bằng độ chính xác khi xác định hằng số mặt trời.

Tại giới hạn trên của khí quyển, phần nửa Trái Đất được chiếu sáng trong một phút nhận được một lượng bức xạ mặt trời bằng tích của hằng số mặt trời với diện tích của vòng lớn Trái Đất, tính bằng cm^2 . Nếu lấy bán kính Trái Đất trung bình là 6371 km, thì diện tích này bằng $12,75 \cdot 10^{17} \text{ cm}^2$. Như vậy, trong một phút phần Trái Đất này thu được một lượng bức xạ mặt trời bằng $25 \cdot 10^{17} \text{ cal}$. Trong một năm, Trái Đất nhận được $1,37 \cdot 10^{24} \text{ cal}$.

Trung bình mỗi một centimet vuông mặt đất trong một năm nhận được $2,6 \cdot 10^{15}$ cal. Để nhận được một lượng nhiệt như vậy, bằng phương pháp nhân tạo ta phải đốt 400 nghìn tấn than đá. Toàn bộ trữ lượng than đá hiện có ở trên Trái Đất chỉ bằng thông lượng bức xạ mặt trời tới Trái Đất trong 30 năm. Trong 1,5 ngày đêm mặt trời cung cấp cho Trái Đất năng lượng bằng năng lượng của tất cả các nhà máy điện trên thế giới cung cấp trong suốt một năm.

Tuy vậy, bức xạ mặt trời tới Trái Đất nhỏ hơn một phần hai tỉ của toàn bộ bức xạ phát ra từ Mặt Trời.

Mặc dù thường xuyên mất một năng lượng bức xạ rất lớn, rõ ràng nhiệt độ mặt trời vẫn không giảm. Điều đó là do lượng bức xạ mất đi được bù lại bằng năng lượng được giải phóng do những phản ứng nhiệt phân biến hydro thành hêli xảy ra ở trung tâm Mặt Trời dưới nhiệt độ và áp suất rất cao.

3.2.4 Sự biến đổi bức xạ mặt trời trong khí quyển và trên mặt đất

Khi đi qua khí quyển bức xạ mặt trời bị các chất khí trong khí quyển và các tạp chất khuếch tán một phần và chuyển thành tán xạ. Một phần bức xạ mặt trời được các phân tử chất khí khí quyển và tạp chất hấp thụ và biến nó thành nhiệt đốt nóng khí quyển.

Phần trực xạ không bị khuếch tán và hấp thụ trong khí quyển đi thẳng tới mặt đất, một phần bị mặt đất phản hồi còn phần lớn bị mặt đất hấp thụ và đốt nóng nó; một phần tán xạ cũng tới mặt đất, trong đó một phần lại phản hồi và một phần đốt nóng mặt đất. Một phần khác của tán xạ đi lên phía trên và mất vào khoảng không gian giữa các hành tinh. Do quá trình hấp thụ và khuếch tán bức xạ trong khí quyển, trực xạ tới mặt đất đã biến đổi so với khi tới giới hạn trên của khí quyển. Cường độ của bức xạ giảm đi, thành phần phổ của nó cũng biến đổi, do những tia bức xạ có bước sóng khác nhau bị khí quyển hấp thụ và khuếch tán khác nhau.

Trong điều kiện thuận lợi nhất, nghĩa là khi Mặt Trời lên cao nhất và không khí trong sạch nhất, ta có thể đo được cường độ trực xạ trên mặt biển khoảng $1,5 \text{ cal/cm}^2$ phút. Ở vùng núi trên độ cao 4 – 5km, cường độ trực xạ đạt tới $1,7 \text{ cal/cm}^2$ phút hay hơn nữa. Mặt Trời càng gần đường chân trời và độ dày của tầng không khí mà tia bức xạ đi qua càng lớn, cường độ trực xạ càng gần tới không.

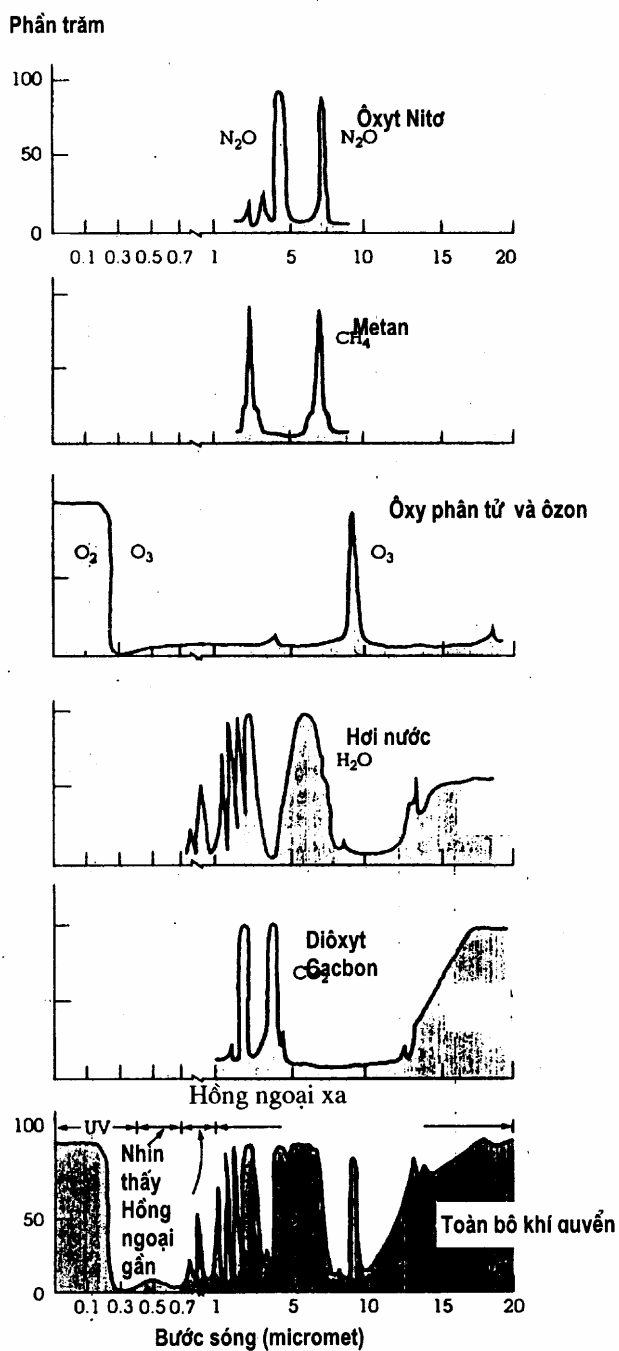
3.2.5 Sự hấp thụ bức xạ mặt trời trong khí quyển

Mặt đất liên tục hấp thụ bức xạ mặt trời sóng ngắn và liên tục phát bức xạ hồng ngoại. Nếu phần hấp thụ bức xạ mặt trời bằng phần bức xạ hồng ngoại thì Trái Đất đạt trạng thái cân bằng bức xạ và nhiệt độ trung bình trong trạng thái đó là nhiệt độ cân bằng bức xạ. Nhiệt độ cân bằng bức xạ của Trái Đất (được coi là vật đen tuyệt đối) là -18°C , thấp hơn rất nhiều so với nhiệt độ mặt đất trung bình quan trắc được là 15°C . Sự khác biệt lớn này là do khí quyển Trái Đất hấp thụ và phát bức xạ hồng ngoại một cách có chọn lọc. Do khí quyển không phải là vật đen tuyệt đối nên hấp thụ bức xạ trong một khoảng phổ và không hấp thụ bức xạ trong các khoảng phổ khác.

Theo định luật Kirsop, chất khí hấp thụ và phát bức xạ với cùng cường độ trên cùng khoảng bước sóng. Trong khí quyển chỉ có một lượng bức xạ mặt trời không lớn lắm bị hấp thụ (chỉ khoảng 15%), chủ yếu là trong phần hồng ngoại của phổ. Quá trình hấp thụ này có tính chất chọn lọc; các chất khí khác nhau hấp thụ bức xạ với mức độ khác nhau và trong những phần khác nhau của phổ (Hình 3.4).

Nitơ chỉ hấp thụ bức xạ với bước sóng rất ngắn trong phần cực tím của phổ. Năng lượng bức xạ mặt trời trong phần phổ này rất nhỏ và vì vậy sự hấp thụ của nitơ trong thực tế không ảnh hưởng đến cường độ bức xạ mặt trời. Phân tử oxy hấp thụ tia cực tím của bức xạ mặt trời với bước sóng nhỏ hơn $0,2\mu\text{m}$.

Ôzôn hấp thụ bức xạ mặt trời mạnh hơn. Mặc dù lượng ôzôn trong khí quyển rất nhỏ, song nó hấp thụ bức xạ cực tím của Mặt Trời (chủ yếu trong khoảng bước sóng $0,2 - 0,3\mu\text{m}$, cũng như bức xạ hồng ngoại với bước sóng $9,5\mu\text{m}$) mạnh đến mức làm giảm trị số của hằng số mặt trời đến vài phần trăm. Do sự hấp thụ bức xạ trong tầng điện ly (tầng ion) và tầng bình lưu ở mặt đất trong phổ mặt trời không còn thấy bức xạ với bước sóng ngắn hơn $0,29\mu\text{m}$. Phân tử oxy và ôzôn hấp thụ bức xạ này ở độ cao trên 10km.



Hình 3.4

Sự hấp thụ bức xạ của các chất khí trong khí quyển

Phía dưới độ cao này bức xạ hồng ngoại được hấp thụ bởi nước và khí cacbonic (CO_2), hai chất khí này rất ít hấp thụ bức xạ nhìn thấy. Hơi nước hấp thụ bức xạ hồng ngoại trong khoảng bước sóng 1 – 8 μm và 12 μm , cacbonic (CO_2) hấp thụ bức xạ hồng ngoại gần bước sóng 4 μm và ở bước sóng dài hơn 13 μm . Cả hơi nước và khí cacbonic (CO_2) đều không hấp thụ bức xạ ở khoảng bước sóng 8 – 11 μm , bức xạ trong khoảng bước sóng này phát xạ xuyên qua bầu khí quyển và mất vào không gian vũ trụ. Vì vậy khoảng phổ này được gọi là "cửa sổ" khí quyển.

Trái Đất có nhiệt độ trung bình 288°K phát bức xạ sóng dài trong phần phổ hồng ngoại với bước sóng $4 - 25\mu\text{m}$. Phần lớn lượng bức xạ này phát ra được hơi nước và CO_2 có rất nhiều trong phần dưới tầng khí quyển hấp thụ. Những chất khí này chuyển năng lượng này thành động năng và chia sẻ động năng cho các chất khí xung quanh ít hấp thụ bức xạ hồng ngoại như khí nitơ và ôxy. Kết quả là năng lượng này có thể làm tăng nhiệt độ lớp không khí dưới cùng. Nếu không có hơi nước và CO_2 thì nhiệt độ cân bằng bức xạ (nhiệt độ chỉ phụ thuộc vào cân bằng bức xạ của địa phương) của Trái Đất là 18°C và 33°C thấp hơn nhiệt độ hiện nay. Đặc tính của hơi nước và CO_2 và các khí khác như metan, oxide nitơ (N_2O) tương tự như tính chất kính của nhà kính. Nhà kính cho bức xạ nhìn thấy đi vào và ngăn bức xạ hồng ngoại mất ra ngoài. Chính vì vậy người ta gọi hiệu ứng ngăn giữ bức xạ hồng ngoại của hơi nước và CO_2 và các chất khí nêu trên là hiệu ứng nhà kính của khí quyển.

Mây ban đêm tăng cường hiệu ứng nhà kính của khí quyển do hấp thụ bức xạ hồng ngoại nhưng ít hấp thụ bức xạ nhìn thấy. Mây còn hấp thụ bức xạ có bước sóng $8 - 11\mu\text{m}$ và do đó đóng cửa sổ khí quyển. Kết quả là mây làm cho nhiệt độ lớp không khí sát đất tăng lên vào ban đêm và giảm đi vào ban ngày.

3.2.6 Sự khuếch tán bức xạ mặt trời trong khí quyển

Ngoài sự hấp thụ, trực xạ trên đường xuyên qua khí quyển còn giảm yếu do bị khuếch tán và sự giảm yếu này lớn hơn sự giảm yếu do hấp thụ. Quá trình khuếch tán là sự biến đổi từng phần trực xạ có một hướng lan truyền nhất định thành bức xạ lan theo mọi hướng.

Quá trình khuếch tán xảy ra trong môi trường không đồng nhất về mặt quang học, nghĩa là trong môi trường mà chỉ số khúc xạ biến đổi từ điểm này tới điểm khác. Không khí khí quyển chứa những hạt tạp chất nhỏ ở thể rắn và thể lỏng như giọt nước, hạt băng hay nhân ngưng kết, hạt bụi là một môi trường không đồng nhất. Ngay cả không khí sạch không có tạp chất cũng là môi trường quang học không đồng nhất. Vì trong không khí do chuyển động nhiệt của các phân tử, nên luôn luôn xảy ra quá trình dẫn ra, nén lại và biến đổi nhiệt độ.

Vì vậy, khi gặp các phân tử và các hạt vật chất trong khí quyển, tia mặt trời bị lệch khỏi hướng lan truyền thẳng và bị khuếch tán. Bức xạ lan truyền từ các hạt khuếch tán như lan truyền từ các nguồn phát xạ.

Trong khí quyển, khoảng 25% năng lượng bức xạ mặt trời chuyển thành tán xạ. Thực ra khoảng $2/3$ lượng tán xạ cũng đi đến mặt đất. Song đó sẽ là dạng bức xạ đặc biệt, khác nhiều so với trực xạ.

Một là tán xạ tới mặt đất không phải từ đĩa mặt trời mà toàn bộ từ bầu trời. Vì vậy, người ta không đo tán xạ trên mặt phẳng ngang. Ta gọi cường độ tán xạ là thông lượng tán xạ tính bằng calo đến một cm^2 diện tích mặt phẳng ngang trong một phút. Hai là tán xạ khác với trực xạ về thành phần phổ vì các tia bức xạ có bước sóng khác nhau trong tán xạ biến đổi lệch về phần các tia có bước sóng ngắn. Kích thước hạt khuếch tán càng nhỏ thì các tia sóng ngắn càng bị khuếch tán mạnh hơn so với các tia sóng dài.

Theo định luật Rolây, trong không khí sạch, quá trình khuếch tán chỉ do các phân tử chất khí với kích thước của các phân tử này lớn gấp 10 lần độ dài bước sóng ánh sáng, quá trình khuếch tán tỉ lệ nghịch bậc bốn độ dài bước sóng của tia bị khuếch tán.

$$i_{\lambda} = \left(\frac{a}{\lambda^4} \right) I_{\lambda}, \quad (3.4)$$

ở đây I_{λ} là cường độ trực xạ với bước sóng λ

i_{λ} là cường độ tán xạ có cùng bước sóng,

a là hệ số tỉ lệ.

Do bước sóng tia đỏ dài gần gấp đôi bước sóng tia tím nên phân tử khí khuếch tán yếu hơn 16 lần so với các tia tím. Các tia hồng ngoại bị khuếch tán với mức độ không đáng kể, vì vậy những tia sóng ngắn trong phần phổ thấy được của tán xạ, tức là các tia tím và xanh, có năng lượng lớn hơn so với các tia màu da cam, tia đỏ cũng như tia hồng ngoại.

Trong phổ của trực xạ ở mặt đất phần tia vàng, xanh lá mạ của phần nhìn thấy được (thị phổ) có năng lượng cực đại, còn trong tán xạ năng lượng phần cực đại ở phần tia xanh. Cần nói thêm là khác với trực xạ, tán xạ phân cực từng phần và mức độ phân cực đối với bức xạ đến từ các phần bầu trời khác nhau không đều.

Nếu các hạt có đường kính lớn hơn $1,2\mu\text{m}$ thì không còn xảy ra hiện tượng khuếch tán mà chỉ xảy ra hiện tượng phản hồi. Khi đó bức xạ bị phản hồi bởi các hạt như bị phản hồi từ các gương nhỏ theo nhiều hướng khác nhau (theo định luật góc phản xạ bằng góc tới) và không có sự biến đổi thành phần phổ.

3.3 NHỮNG HIỆN TƯỢNG LIÊN QUAN VỚI SỰ KHUẾCH TÁN BỨC XẠ

3.3.1 Sự biến đổi màu của bầu trời

Màu của bầu trời là màu của chính không khí gây nên bởi sự khuếch tán của những tia mặt trời xuyên qua nó: cũng như hơi nước, không khí trong suốt nếu nhìn qua một lớp mỏng.

Song với độ dày của toàn bộ khí quyển, không khí có màu xanh da trời, cũng như nước với độ dày vài mét sẽ có màu xanh lá mạ, màu xanh của không khí thấy được khi ta nhìn lên bầu trời và cả khi nhìn những vật ở xa. Những vật này dường như được bao phủ bằng làn khói màu xanh da trời. Theo chiều cao cùng với sự giảm của mật độ không khí, tức là sự giảm của lượng hạt khuếch tán, màu của bầu trời trở nên tối hơn và biến dần thành màu xanh thẫm, còn ở trong tầng bình lưu thành màu tím đen.

Không khí vàng có nhiều tạp chất với kích thước lớn hơn so với các phân tử không khí, thành phần tia sóng dài trong phổ mặt trời càng lớn và màu của bầu trời càng trở nên sáng trắng. Những hạt sương mù, mây và bụi lớn có đường kính lớn hơn $1,2\mu\text{m}$ phản hồi các tia với mọi bước sóng một cách đồng đều. Vì vậy, các vật trong sương mù và mù khô được phủ

bằng lớp mù màu trắng hay xám chứ không xanh da trời. Mây vì được các tia sáng mặt trời chiếu nên có màu trắng.

Quá trình khuếch tán biến đổi màu của tia sáng đi thẳng từ mặt trời. Do bị khuếch tán, năng lượng của các tia mặt trời có bước sóng ngắn nhất trong phần thấy được của phổ, tức là các tia xanh và tím, giảm đi nhiều, vì vậy tia sáng mặt trời trực tiếp không bị khuếch tán, trở nên có màu hơi vàng. Địa mặt trời sáng trở nên vàng hơn khi nó càng xuống gần đường chân trời, nghĩa là khi đường của tia sáng đi qua khí quyển càng dài và sự khuếch tán càng lớn.

Sự khuếch tán bức xạ mặt trời trong khí quyển tạo nên ánh sáng khuếch tán ban ngày. Nếu không có khí quyển thì trên Trái Đất chỉ có ánh sáng ở những nơi có tia sáng trực tiếp từ mặt trời hay những tia mặt trời bị mặt đất và các vật trên nó phản hồi.

Song do có ánh sáng khuếch tán, toàn bộ khí quyển ban ngày là nguồn phát sáng. Vì vậy ban ngày, những nơi tia mặt trời không trực tiếp và ngay cả khi mặt trời bị lấp sau mây cũng vẫn có ánh sáng. Do chứa nhiều lượng tia xanh, nên ánh sáng khuếch tán trắng hơn ánh sáng trực tiếp từ đĩa mặt trời.

3.3.2 Hoàng hôn và bình minh

Buổi chiều sau khi Mặt Trời lặn, trời không tối ngay. Khi đó bầu trời, nhất là phần đường chân trời nơi Mặt Trời lặn còn sáng và toả ra bức xạ khuếch tán tới mặt đất với cường độ yếu dần. Tương tự như vậy buổi sáng bầu trời sáng dần và toả ánh sáng khuếch tán trước khi Mặt Trời mọc.

Hiện tượng chưa tối hẳn này gọi là hoàng hôn và bình minh. Nguyên nhân của hiện tượng này là do Mặt Trời chiếu sáng các tầng cao của khí quyển, khi nó nằm dưới đường chân trời.

Hoàng hôn thiên văn vẫn tiếp tục đến khi Mặt Trời hạ xuống quá đường chân trời một góc 18° , khi đó trời tối đến mức có thể quan sát được các vì sao mờ nhất. Bình minh bắt đầu từ khi Mặt Trời có vị trí dưới đường chân trời tương tự như trên. Phần đầu của hoàng hôn hay phần cuối của bình minh thiên văn bắt đầu khi Mặt Trời không xuống quá đường chân trời một góc 18° gọi là hoàng hôn và bình minh theo ý nghĩa thông dụng.

Thời gian kéo dài của hoàng hôn và bình minh thiên văn biến đổi theo vĩ độ và thời gian trong năm. Ở miền ôn đới, bình minh và hoàng hôn kéo dài đến hai giờ, ở miền nhiệt đới ngắn hơn, ở xích đạo kéo dài hơn 1 giờ.

Mùa hè ở những miền vĩ độ cao, Mặt Trời có thể hoàn toàn không hạ xuống dưới đường chân trời hay hạ xuống không nhiều. Nếu Mặt Trời hạ xuống dưới đường chân trời một góc hơn 18° , trời không tối hoàn toàn và hoàng hôn nối liền với bình minh. Hiện tượng này gọi là đêm trắng.

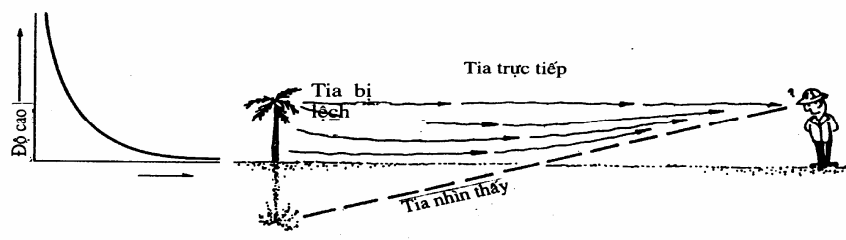
Hoàng hôn và bình minh thường kèm theo những sự thay đổi màu của bầu trời ở hướng có Mặt Trời rất đẹp đôi khi rất rõ nét. Những sự biến đổi này bắt đầu ngay sau khi Mặt Trời lặn hay tiếp tục sau khi Mặt Trời mọc. Chúng có đặc tính tương đối có qui luật và được gọi là rạng đông. Đặc trưng cho rạng đông là màu đỏ thắm và vàng, nhưng cường độ và đặc tính của những màu rạng đông biến đổi rất lớn tùy thuộc vào lượng tạp chất trong không khí. Áng mây lúc bình minh và hoàng hôn cũng nhiều vẻ khác nhau; ở phần bầu trời đối diện với mặt trời

thường quan sát thấy hiện tượng đối rạng đông có kèm theo sự biến đổi màu chủ yếu là đỏ thẫm và tím pha đỏ.

Sau khi Mặt Trời lặn, ở đây thường xuất hiện bóng của Trái Đất, bóng này lớn dần theo chiều cao và về các phía thành hình quạt màu xám pha xanh da trời. Hiện tượng rạng đông xảy ra do ánh sáng bị khúc tán bởi các hạt nhỏ và bị nhiễu xạ bởi các hạt lớn.

3.3.3 Sự biến đổi lớn của nhiệt độ không khí

Theo chiều cao, trong lớp sát đất có thể tạo thành các lớp khí với mật độ khác nhau. Tia sáng đi qua và bị phản hồi bởi các lớp không khí này và có thể gây nên hiện tượng ảo ảnh. Cây trên hình 3.5 không thể mọc ngược. Tia sáng phản chiếu khi qua lớp không khí nóng trên mặt cát sa mạc làm cho ta có cảm tưởng là nó đi từ phía dưới đất và vì vậy, ta thấy cây lộn ngược, khác với khi nhìn trực tiếp



Hình 3.5

Ảo ảnh cây lộn ngược trên sa mạc cát nóng

3.3.4 Tầm nhìn xa

Những vật ở xa không nhìn rõ bằng những vật ở gần không chỉ vì kích thước thấy được của chúng giảm đi. Thậm chí ngay cả những vật rất lớn ở khoảng cách nào đó so với người quan sát cũng trở nên khó phân biệt, vì khí quyển qua đó các vật hiện rõ thường là vẩn đục, sự vẩn đục này do quá trình khúc tán ánh sáng trong khí quyển gây nên. Dễ hiểu là độ vẩn đục tăng nếu lượng tạp chất trong không khí càng lớn. Nhiều khi ta rất cần biết khoảng cách từ đó hình dạng của các vật, nhìn qua lớp không khí sẽ không còn phân biệt được với nền xung quanh. Khoảng cách đó gọi là tầm nhìn xa khí tượng, hay gọi tắt là tầm nhìn xa.

Tầm nhìn xa thường được xác định bằng mắt theo các vật chọn trước (vật đen trên bầu trời). Khoảng cách tới các vật đo được xác định trước. Ngoài ra, để xác định tầm nhìn xa còn có nhiều dụng cụ quang học.

Trong không khí thật trong sạch, chẳng hạn như trong không khí Bắc Băng Dương, tầm nhìn xa có thể tới vài trăm km. Sự khúc tán ánh sáng trong loại không khí này xảy ra do các phân tử chất khí khí quyển. Trong không khí có chứa nhiều bụi và sản phẩm ngưng kết, tầm nhìn xa có thể giảm tới vài km, hay vài mét. Ví dụ trong sương mù nhẹ, tầm nhìn xa khoảng 500 m đến 1000m, nhưng trong sương mù dày đặc hay bão cát mạnh tầm nhìn xa có thể giảm tới vài chục mét hay vài mét.

3.4 ĐỊNH LUẬT GIẢM YẾU BỨC XẠ VÀ CÁC ĐẶC TRƯNG CHO ĐỘ VẤN ĐỤC CỦA KHÍ QUYỂN

Quá trình hấp thụ và khuếch tán ánh sáng của khí quyển làm giảm thông lượng bức xạ mặt trời. Ta hãy tìm định luật giảm yếu bức xạ.

3.4.1 Định luật giảm yếu bức xạ

Bức xạ giảm yếu trong khí quyển do quá trình hấp thụ và khuếch tán. Sự giảm yếu này tỉ lệ thuận trước hết với cường độ bức xạ (bức xạ càng mạnh càng bị mất đi nhiều trong cùng những điều kiện như nhau), và với lượng những hạt hấp thụ và khuếch tán ánh sáng trên đường đi của tia bức xạ. Chính lượng các hạt này lại phụ thuộc vào độ dài quãng đường của các tia bức xạ qua khí quyển và phụ thuộc vào mật độ không khí. Đối với mỗi bước sóng sẽ có hệ số tỉ lệ riêng do quá trình hấp thụ có tính chất chọn lọc, còn quá trình khuếch tán ánh sáng cũng phụ thuộc vào độ dài bước sóng. Để đơn giản chúng tôi chỉ xét toàn bộ thông lượng bức xạ và lấy hệ số tỉ lệ trung bình.

Vì mật độ không khí biến đổi theo chiều cao nên đầu tiên ta viết phương trình vi phân mô tả sự giảm yếu bức xạ với cường độ I một đại lượng là dI trong lớp khí quyển mỏng vô cùng với mật độ không khí là ρ , trong đó đường đi của tia bức xạ cũng là một đại lượng vô cùng nhỏ ds (Hình 3.6)

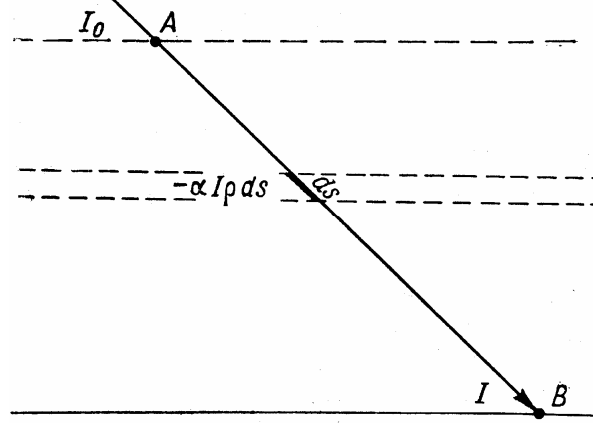
ta có:

$$dI = -aI\rho ds, \quad (3.5)$$

ở đây a là hệ số tỷ lệ hay còn gọi là hệ số giảm yếu. Tích phân biểu thức này từ giới hạn trên của khí quyển từ điểm A với cường độ I_0 là hằng số mặt trời tới điểm B với cường độ trực xạ tại mặt đất, ta có:

$$\begin{aligned} \int_A^B \frac{dI}{I} &= -a \int_A^B \rho ds \\ \ln I &= \ln I_0 - a \int_A^B \rho ds. \\ I &= I_0 e^{-a \int_A^B \rho ds}. \end{aligned} \quad (3.6)$$

Biểu thức $\int_A^B \rho ds$ là khối lượng không khí mà tia bức xạ đi qua nếu thiết diện thẳng của thông lượng bức xạ bằng đơn vị.

**Hình 3.6**

Đường đi của tia mặt trời qua khí quyển

Biểu thị khối lượng quang học khí quyển này là m , ta có

$$I = I_0 e^{-am}, \quad (3.7)$$

ở đây, a là hệ số giảm yếu, hay nếu ký hiệu. $e^{-a} = p$ thì

$$I = I_0 p^m, \quad (3.8)$$

ở đây p là hệ số trong suốt (cũng tính trung bình cho các tia với những bước sóng khác nhau). Công thức (3.8) được gọi là công thức Bughê. Ta coi khối lượng quang học khí quyển mà các tia đi qua Mặt Trời ở thiên đỉnh là đơn vị. Khi đó với $m = 1$, nghĩa là khi Mặt Trời ở thiên đỉnh thì:

$$\begin{aligned} I &= I_0 p \\ p &= \frac{I}{I_0}. \end{aligned} \quad (3.9)$$

Như vậy là hệ số trong suốt chỉ phần hằng số mặt trời tới Trái Đất khi các tia mặt trời chiếu thẳng đứng so với mặt đất. Tất nhiên, khối lượng quang học khí quyển phụ thuộc vào độ cao hay khoảng cách tới thiên đỉnh của Mặt Trời. Với khoảng cách tới thiên đỉnh của Mặt Trời z nhỏ hơn 60° khối lượng khí quyển gần đúng bằng $\sec z$ ($\sec z = \frac{1}{\cos z}$), công thức (3.8) có thể viết lại như sau:

$$I = I_0 p^{\sec z}. \quad (3.10)$$

Công thức này liên hệ cường độ bức xạ với hằng số mặt trời, hệ số trong suốt và khoảng cách tới thiên đỉnh của Mặt Trời. Với những giá trị z lớn hơn 60° ta không thể thay m bằng $\sec z$ do khí quyển có dạng cầu, cũng như do hiện tượng nhiễu xạ, khi đó sự phụ thuộc của m vào z sẽ phức tạp hơn. Với $z = 90^\circ$, nghĩa là khi Mặt Trời nằm ở đường chân trời, m không phải là giá trị vô cùng lớn mà chỉ bằng 35.

Do hằng số mặt trời đã được xác định, nên sau khi đo được cường độ bức xạ ở mặt đất với khoảng cách tới thiên đỉnh của Mặt Trời nào đó, ta có thể tìm được giá trị trung bình (cho

toàn thông lượng bức xạ) của hệ số trong suốt vào thời điểm nhất định theo công thức (3.6). Bằng phương pháp lý thuyết, ta có thể xác định hệ số trong suốt trung bình của khí quyển lý tưởng không chứa hơi nước và tạp chất. Đối với khí quyển lý tưởng hệ số trong suốt trung bình khoảng 0,9; trong khí quyển thực, ở miền đồng bằng, hệ số này biến đổi từ 0,70 – 0,85 vào mùa đông hơi lớn hơn vào mùa hè. Sức trương hơi nước trong không khí tăng, hệ số trong suốt giảm đi ít nhiều. Hệ số trong suốt tăng theo vĩ độ do lượng hơi nước và lượng bụi trong khí quyển giảm nhỏ. Tại xích đạo, giá trị này trung bình bằng 0,72, còn ở vĩ độ 75°N bằng 0,82.

3.4.2 Hệ số vẩn đục

Toàn bộ sự giảm yếu bức xạ do hấp thụ và khuếch tán ánh sáng có thể chia làm hai thành phần: sự giảm yếu do chất khí cố định (khí quyển lý tưởng) và sự giảm yếu do hơi nước và tạp chất. Hệ số giảm yếu a trong công thức (3.4) biểu thị cả hai thành phần đó.

Song ta có thể tách từ hệ số này thành phần giảm yếu do chất khí không đổi. Hệ số giảm yếu A của chất khí lý tưởng được xác định tương đối chính xác. Ta có thể lập tỉ số giữa hệ số giảm yếu của khí quyển thực a với hệ số giảm yếu của khí quyển lý tưởng A .

Tỉ số a/A này được gọi là hệ số vẩn đục.

$$T = \frac{a}{A}, \quad (3.11)$$

thay $a = AT$ vào công thức (3.7) ta có

$$I = I_0 e^{-AmT}. \quad (3.12)$$

Từ đó ta thấy sự giảm yếu bức xạ trong khí quyển thực có thể biểu diễn bằng công thức (3.12) trong đó có hệ số giảm yếu của khí quyển lý tưởng; còn khối lượng khí quyển tăng lên T lần.

Nói cách khác hệ số vẩn đục chỉ số khí quyển lý tưởng cần lấy để có được sự giảm yếu bức xạ do khí quyển thực gây ra.

Giá trị trung bình của hệ số vẩn đục ở miền đồng bằng thuộc miền ôn đới gần bằng 3. Trong những thành phố lớn, nơi không khí có nhiều tạp chất, giá trị này có thể lớn hơn 4. Ở miền nhiệt đới T gần bằng 4 hay lớn hơn, ở vùng núi giá trị T giữa khoảng 2 và 3. Mùa đông, giá trị này nhỏ nhất, mùa hè lớn nhất phụ thuộc vào biến trình năm của lượng bụi và hơi nước chứa trong không khí. Khi không khí Bắc Băng Dương xâm nhập, phần dưới cùng của tầng đối lưu ít bụi và hơi nước, ở các trạm đồng bằng T giảm đến 2 hay nhỏ hơn.

3.5 TỔNG XẠ VÀ BỨC XẠ HẤP THU

3.5.1 Tổng xạ

Người ta gọi toàn bộ bức xạ mặt trời tới mặt đất gồm cả trực xạ và tán xạ là tổng xạ. Cường độ tổng xạ là năng lượng trong một phút tới một cm^2 trên mặt phẳng ngang đặt ngoài trời không bị che khuất khỏi tia trực xạ. Như vậy cường độ tổng xạ bằng:

$$I_s = (I \sin h + i), \quad (3.13)$$

ở đây: I là cường độ trực xạ

i là cường độ tán xạ

h là độ cao Mặt Trời.

Khi trời quang mây, tổng xạ có biến trình ngày đơn giản với cực đại vào giữa trưa và với biến trình năm đơn giản với cực đại vào mùa hè. Mây từng phần không che khuất Mặt Trời làm tổng xạ tăng so với khi không có mây; ngược lại, mây toàn phần làm giảm tổng xạ. Tính trung bình mây làm giảm tổng xạ, vì vậy vào mùa hè tính trung bình lượng tổng xạ vào những giờ trước buổi trưa lớn hơn vào những giờ sau buổi trưa và vào nửa năm đầu lớn hơn vào nửa năm sau.

3.5.2 Sự phản hồi bức xạ mặt trời – Albêdo của mặt đất

Khi tới mặt đất, phần lớn tổng xạ bị hấp thụ trong lớp mỏng nằm trên cùng của thổ nhưỡng hay vùng chứa nước và biến thành nhiệt, còn một phần bị phản hồi. Lượng bức xạ mặt trời bị mặt đất phản hồi phụ thuộc vào đặc tính của mặt đất. Tỉ số giữa lượng bức xạ phản hồi (phản xạ) với thông lượng bức xạ tới trên bề mặt đó (tổng xạ) gọi là albêdo của bề mặt. Tỉ số này thường được biểu thị bằng phần trăm.

Như vậy, trong tổng xạ $(I \sin h + i)$, một phần $(\sin h + i)A$, ở đây A là albêdo của mặt đất. Phần còn lại của tổng xạ $(I \sin h + i)(1 - A)$ được mặt đất hấp thụ và đốt nóng lớp trên cùng của thổ nhưỡng và mặt nước, bức xạ này gọi là bức xạ hấp thụ.

Albêdo của mặt thổ nhưỡng nói chung biến đổi trong khoảng từ 10 đến 30 %, đối với đất đen ướt albêdo giảm đến 5%, đối với cát khô màu xám albêdo có thể tăng đến 45 %. Độ ẩm của thổ nhưỡng tăng, albêdo giảm. Albêdo của lớp phủ thực vật, của rừng, đồng cỏ, ruộng, cây biến đổi trong khoảng 10 đến 25 %. Đối với tuyết rơi đã lâu, albêdo khoảng 50 % hay nhỏ hơn. Albêdo của mặt nước phẳng đối với trực xạ biến đổi từ vài trăm với độ cao mặt trời lớn, đạt tới 70 % với độ cao mặt trời nhỏ, đại lượng này cũng phụ thuộc vào mức độ sóng biển: albêdo lớn khi sóng nhỏ. Tính trung bình albêdo của mặt đại dương thế giới bằng 5 – 20 %. Albêdo của đỉnh mây biến đổi từ 70 đến 80 %, tùy thuộc vào loại và độ dày của mây, tính trung bình giá trị này bằng 50 – 60 %.

Những số dẫn ra ở trên không những chỉ đối với bức xạ nhìn thấy mà cho toàn bộ phổ của bức xạ mặt trời.

Ngoài ra, người ta còn dùng các dụng cụ quang học để đo albêdo của riêng bức xạ nhìn thấy, tất nhiên giá trị albêdo này không hoàn toàn trùng với albêdo của toàn bộ thông lượng bức xạ mặt trời.

Phần lớn bức xạ bị mặt đất và đỉnh mây phản hồi đi khỏi khí quyển vào không gian vũ trụ. Một phần tán xạ (khoảng 1/3) cũng mất vào không gian vũ trụ.

Tỉ số giữa phần phản xạ và tán xạ mất vào vũ trụ so với thông lượng bức xạ chung tới khí quyển được gọi là albêdo của Trái Đất.

Albêdo của Trái Đất khoảng 35 – 40% chủ yếu do mây phản hồi bức xạ mặt trời gây nên.

3.5.3 Sự phát xạ của mặt đất

Bản thân những lớp trên cùng của thổ nhưỡng và nước, lớp tuyết phủ và lớp phủ thực vật cũng phát ra bức xạ sóng dài. Người ta gọi bức xạ này là bức xạ mặt đất. Ta có thể tính được bức xạ mặt đất nếu biết nhiệt độ tuyệt đối của nó. Theo định luật Stephan – Boltzmann, cường độ bức xạ từ 1cm^2 bề mặt của vật đen tuyệt đối tính bằng calo trong một phút với nhiệt độ tuyệt đối T bằng:

$$E = \sigma T^4, \quad (3.14)$$

ở đây hằng số $\sigma = 8,2 \cdot 10^{-11} \text{cal/cm}^2$. Mặt đất phát xạ gần như vật đen tuyệt đối và cường độ bức xạ E_d có thể xác định theo công thức (3.14). Với nhiệt độ 15°C hay 288°K ; $E_d = 0,6 \text{cal/cm}^2$ phút. Lượng bức xạ lớn như vậy phát ra từ mặt đất sẽ dẫn tới quá trình làm mặt đất lạnh đi nhanh chóng, nếu như mặt đất không hấp thụ bức xạ mặt trời và bức xạ khí quyển.

Nhiệt độ tuyệt đối của mặt đất ở khoảng $180 - 350^\circ\text{K}$. Với nhiệt độ đó, bức xạ phát ra có bước sóng trong giới hạn từ $4 - 120\mu\text{m}$, còn năng lượng cực đại của nó ứng với bước sóng $10 - 15\mu\text{m}$. Như vậy, toàn bộ bức xạ này là bức xạ hồng ngoại, mắt thường không thấy được.

3.5.4 Bức xạ nghịch

Khí quyển nóng lên khi trực tiếp hấp thụ bức xạ mặt trời (mặc dù với lượng không lớn, khoảng 15% toàn bộ bức xạ mặt trời tới Trái Đất) cũng như hấp thụ bức xạ mặt đất.

Ngoài ra, khí quyển cũng thu nhiệt từ mặt đất do quá trình truyền nhiệt cũng như do quá trình bốc hơi và ngưng kết hơi nước. Bị đốt nóng, khí quyển cũng phát xạ. Cũng như mặt đất, khí quyển phát bức xạ hồng ngoại không nhìn thấy với những bước sóng tương tự.

Phần lớn bức xạ khí quyển (70%) tới mặt đất, phần còn lại mất vào không gian vũ trụ. Người ta gọi phần bức xạ khí quyển tới mặt đất là bức xạ nghịch bởi vì nó hướng ngược với bức xạ mặt đất. Mặt đất hầu như hấp thụ hoàn toàn (90 – 99%) bức xạ nghịch.

Như vậy, đối với mặt đất, bức xạ nghịch là nguồn nhiệt lớn quan trọng làm tăng thêm lượng hấp thụ bức xạ chung.

Bức xạ khí quyển tăng khi lượng mây tăng vì chính mây cũng phát xạ mạnh. Đối với những trạm đồng bằng, cường độ bức xạ khí quyển (trên diện tích 1cm^2 mặt đất nằm ngang trong một phút) trung bình khoảng $0,3 - 0,4 \text{cal}$, ở trạm vùng núi, giá trị này khoảng $0,1 - 0,2 \text{cal}$. Bức xạ khí quyển giảm theo chiều cao do lượng hơi nước giảm. Giá trị cực đại quan sát thấy ở vùng xích đạo nơi khí quyển bị đốt nóng mạnh nhất và ở đây giàu hơi nước, giá trị

trung bình năm của bức xạ khí quyển khoảng $0,5 - 0,6 \text{ cal/cm}^2$ phút, còn ở vùng cực giá trị này giảm tới $0,3 \text{ cal/cm}^2$ phút.

Thực thể chủ yếu trong khí quyển hấp thụ bức xạ mặt đất và phát ra bức xạ khí quyển là hơi nước. Hơi nước hấp thụ bức xạ hồng ngoại trong phần lớn của phổ với bước sóng từ $4,5 - 80\mu\text{m}$ trừ phần phổ giữa $8,5 - 11\mu\text{m}$. Với lượng hơi nước trung bình trong khí quyển, bức xạ với bước sóng từ $5,5 - 7\mu\text{m}$ hay lớn hơn, hầu như bị hấp thụ hoàn toàn. Bức xạ có bước sóng khác chỉ bị hấp thụ từng phần.

3.5.5 Bức xạ hữu hiệu

Bức xạ nghịch bao giờ cũng nhỏ hơn bức xạ mặt đất một ít. Vì vậy, ban đêm khi không còn bức xạ mặt trời tới mặt đất chỉ còn bức xạ nghịch, mặt đất mất một lượng nhiệt bằng hiệu giữa bức xạ mặt đất và bức xạ nghịch, người ta gọi hiệu số này là bức xạ hữu hiệu E_h :

$$E_h = E_d + E_{kq} . \quad (3.15)$$

Bức xạ hữu hiệu là phần nhiệt lượng mặt đất mất đi vào ban đêm. Nó được đo bằng dụng cụ đặc biệt gọi là thụ xạ kế. Biến đổi bức xạ mặt đất có thể xác định theo định luật Stephan – Bonsmann khi biết nhiệt độ của mặt đất, còn bức xạ nghịch tính theo công thức (3.15). Thường bức xạ mặt đất lớn hơn bức xạ khí quyển nên mặt đất mất nhiệt, do đó thường $E_h < 0$.

Cường độ bức xạ mặt đất trong những đêm quang mây đạt tới $0,10 - 0,15 \text{ cal/cm}^2$ phút ở các trạm đồng bằng thuộc miền ôn đới và tới $0,2 \text{ cal/cm}^2$ phút ở những trạm miền núi (nơi bức xạ nghịch nhỏ hơn). Lượng mây tăng làm bức xạ nghịch tăng, bức xạ hữu hiệu giảm. Khi trời nhiều mây, bức xạ hữu hiệu lớn hơn nhiều so với lúc trời quang mây, kết quả là sự lạnh đi của mặt đất ban đêm cũng giảm.

Ban ngày, bức xạ hữu hiệu tất nhiên vẫn có song nó bị làm mờ đi hay được bù lại bởi bức xạ hấp thụ. Vì vậy, ban ngày mặt đất nóng hơn ban đêm, do đó bức xạ hữu hiệu ban ngày cũng lớn hơn. Khí quyển hấp thụ bức xạ mặt đất và phát bức xạ nghịch của mặt đất vào ban đêm.

3.5.6 Phương trình cân bằng bức xạ

Người ta gọi hiệu giữa bức xạ hấp thụ và bức xạ hữu hiệu:

$$R = (I \sin h + i)(1 - A) - E_h , \quad (3.16)$$

là cân bằng bức xạ của mặt đất hay bức xạ dư (còn gọi là cán cân bức xạ). Cân bằng bức xạ có giá trị dương ban ngày sau khi mặt trời lên tới độ cao $10 - 15^\circ$ và từ giá trị dương sang giá trị âm trước khi mặt trời lặn dưới đường chân trời cũng với độ cao đó.

Ban ngày, cân bằng bức xạ biến đổi theo độ cao của mặt trời. Ban đêm, khi tổng xạ bằng không, cân bằng bức xạ âm và bằng bức xạ hữu hiệu. Vì vậy ban đêm cân bằng bức xạ ít biến đổi, nếu điều kiện mây ổn định.

Biến trình ngày của các thành phần cân bằng bức xạ và của bản thân cân bằng bức xạ phụ thuộc chủ yếu vào độ cao mặt trời trong ngày. Trong điều kiện quang mây trực xạ tăng từ buổi sáng và đạt cực đại đến trưa (12h), về chiều giảm dần tới không khi mặt trời lặn. Tán xạ và tổng xạ cũng có biến trình tương tự như trực xạ. Khi có mây các biến trình sẽ bị phá vỡ và có thể ngay buổi trưa khi có mây tích trực xạ có thể giảm tới không. Khi có mây, biến trình của cân bằng bức xạ cũng không có dạng chuẩn như mô tả ở trên.

3.5.7 Sự phát xạ từ Trái Đất ra ngoài không gian vũ trụ

Như trên đã nói, phần lớn bức xạ mặt đất bị khí quyển hấp thụ, chỉ trong khoảng bước sóng 8,5 – 11 μm mới đi qua khí quyển và mất vào không gian vũ trụ. Lượng bức xạ này chỉ bằng 10 đơn vị nếu lấy toàn bộ thông lượng bức xạ mặt trời ở giới hạn khí quyển là 100 đơn vị. Ngoài ra, bản thân khí quyển phát xạ ra ngoài không gian vũ trụ 55 đơn vị, nghĩa là phát xạ mạnh hơn mặt đất rất nhiều.

Bức xạ phát ra từ những lớp dưới cùng của khí quyển được các lớp khí quyển tầng cao hấp thụ hoàn toàn. Nhưng càng xa mặt đất, lượng hơi nước hấp thụ bức xạ càng giảm nên những lớp không khí hấp thụ toàn bộ bức xạ từ những lớp phía dưới càng phải dày hơn. Từ độ cao nào đó hơi nước nói chung không đủ để hấp thụ toàn bộ bức xạ từ dưới lên và từ đây bức xạ mất ra ngoài không gian vũ trụ. Tính toán cho thấy là những lớp khí quyển nằm ở độ cao 6 – 10 km phát xạ ra ngoài không gian vũ trụ mạnh nhất.

Bức xạ sóng dài của mặt đất và khí quyển mất vào vũ trụ được gọi là bức xạ mất đi. Bức xạ này chỉ còn 65 đơn vị nếu lấy thông lượng biến đổi mặt trời tới khí quyển là 100 đơn vị. Cùng với phản xạ và tán xạ sóng ngắn làm mất ra ngoài giới hạn của khí quyển chiếm 35 đơn vị. Bức xạ mất đi này được bù lại bằng thông lượng bức xạ mặt trời tới Trái Đất.

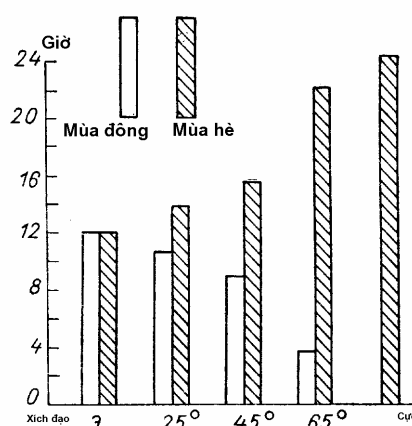
Như vậy, Trái Đất cùng với khí quyển mất đi một lượng bức xạ bằng lượng bức xạ nhận được. Kết quả là Trái Đất ở trong trạng thái cân bằng bức xạ.

3.6 PHÂN BỐ BỨC XẠ MẶT TRỜI

3.6.1 Sự phân bố bức xạ mặt trời ở giới hạn trên của khí quyển

Sự phân bố lượng bức xạ tới Trái Đất và lượng bức xạ Trái Đất mất đi là một vấn đề có ý nghĩa rất lớn đối với khí hậu học. Trước hết, ta hãy xét sự phân bố bức xạ mặt trời trên mặt nằm ngang ở giới hạn trên khí quyển (hay cũng có thể nói là nếu không có khí quyển). Như vậy, ta đã giả thiết là các hiện tượng mây hấp thụ, khuếch tán, phản hồi bức xạ hoàn toàn không xảy ra. Sự phân bố bức xạ mặt trời của giới hạn trên của khí quyển sẽ rất đơn giản. Thực vậy, sự phân bố này tồn tại ở độ cao vài chục kilomet. Theo thói quen, người ta gọi sự phân bố vừa nói trên là khí hậu bức xạ.

Nếu xác định bức xạ mặt đất với khoảng cách thực tế giữa Trái Đất và Mặt Trời thì giá trị trung bình hàng năm của nó là 1,98 cal/cm^2 phút vào tháng 1 là 2,05 và vào tháng 8 là 1,91 cal/cm^2 phút. Kết quả là ở giới hạn trên của khí quyển ngày hè ở Bắc Bán Cầu nhận được lượng bức xạ nhỏ hơn ngày hè ở Nam Bán Cầu.

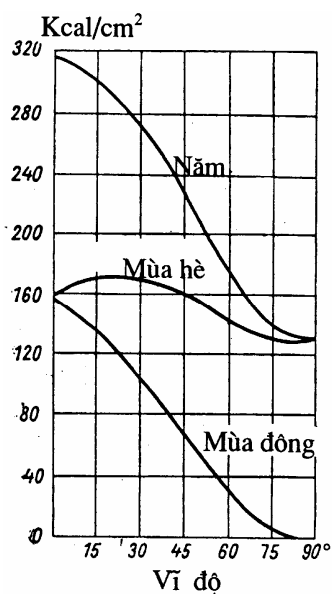


Hình 3.7

Độ dài ban ngày của ngày mùa đông ngắn nhất (cột phải) và ngày mùa hè dài nhất (cột trái) ở các vĩ độ khác nhau

Lượng bức xạ nhận được trong một ngày ở giới hạn trên của khí quyển phụ thuộc vào thời gian trong năm và vĩ độ địa phương.

Trên mỗi vĩ độ thời gian trong năm qui định độ dài của ngày và như vậy, cũng qui định thời gian nhận bức xạ.



Hình 3.8

Thông lượng bức xạ mặt trời trên mặt ngang khi không có khí quyển (kcal/cm²) mùa hè, mùa đông và toàn năm theo vĩ độ

Song trong cùng một thời gian trên, các vĩ độ khác nhau, độ dài ngày khác nhau. Trong quá trình một năm, độ dài ngày cũng biến đổi khác nhau (Hình 3.7).

Tại cực trong nửa năm mùa hạ Mặt Trời không lặn và không mọc trong suốt 6 tháng mùa đông. Giữa cực và vành đai quanh cực, Mặt Trời mùa hè không lặn, còn mùa đông không mọc trong thời kỳ dài từ vài ngày tới nửa năm. Tại xích đạo ngày chỉ kéo dài 12 giờ. Từ vành đai quanh cực đến xích đạo, mùa hè, thời gian ban ngày giảm, mùa đông tăng.

Mùa đông, thông lượng bức xạ giảm rất nhanh từ xích đạo tới cực, vào mùa hè sự biến đổi này nhỏ hơn nhiều. Cực đại của thông lượng bức xạ mùa hè quan trắc được ở vùng nhiệt đới, còn từ vùng nhiệt đới đến xích đạo thông lượng bức xạ hơi giảm (Hình 3.8). Sự khác biệt không nhiều của thông lượng bức xạ vào mùa hè giữa vĩ độ nhiệt đới và cực là do tuy độ cao của mặt trời ở vĩ độ cực nhỏ hơn song ngày lại dài hơn. Vì vậy vào ngày hạ chí, nếu không có khí quyển miền cực sẽ nhận được bức xạ nhiều hơn xích đạo. Điều đó có thể thấy trong bảng dưới đây.

Thông lượng bức xạ trung bình ở Bắc Bán Cầu trên mặt ngang (cal/cm^2) đối với ngày chí và ngày phân

Thông lượng bức xạ mặt trời trung bình ở Bắc Bán Cầu trên mặt ngang (tính bằng cal/cm^2 phút) vào những ngày hạ chí và đông chí, ngày xuân phân và thu phân.

Trong bảng có dẫn ra thông lượng bức xạ mặt trời trên mặt ngang ở giới hạn trên của khí quyển vào những ngày xuân phân và hạ chí và theo đới thuộc Bắc Bán Cầu. Thông lượng bức xạ được biểu diễn bằng cal/cm^2 phút và được tính trung bình ngày. Trong bảng này, còn có những giá trị trực xạ và tán xạ ở mặt đất.

Ngày/tháng	Vĩ độ ($^{\circ}$)						
	0 – 10	10 – 20	20 – 30	30 – 40	40 – 50	50 – 60	60 – 90
Tại giới hạn trên của khí quyển							
22/12	0.549	0.465	0.373	0.274	0.173	0.079	0.006
21/3	0.619	0.601	0.553	0.509	0.441	0.358	0.211
22/6	0.579	0.629	0.664	0.684	0.689	0.683	0.703
23/9	0.610	0.562	0.556	0.503	0.435	0.353	0.208
Trực xạ tại mặt đất							
22/12	0.164	0.161	0.134	0.082	0.036	0.013	0.001
21/3	0.191	0.224	0.206	0.161	0.116	0.098	0.055
22/6	0.144	0.170	0.216	0.233	0.183	0.159	0.133
23/9	0.170	0.162	0.201	0.183	0.131	0.079	0.028
Tán xạ tại mặt đất							
22/12	0.091	0.079	0.066	0.052	0.034	0.016	0.001
21/3	0.108	0.105	0.099	0.093	0.083	0.066	0.047
22/6	0.105	0.114	0.124	0.125	0.126	0.122	0.153
23/9	0.107	0.104	0.097	0.091	0.081	0.065	0.048

3.6.2 Phân bố theo đới của bức xạ mặt trời ở mặt đất

Ta đã phân tích sự phân bố bức xạ ở giới hạn trên của khí quyển. Đến mặt đất, bức xạ yếu đi do bị khí quyển hấp thụ và khuếch tán, ngoài ra trong khí quyển bao giờ cũng có mây và do mây nhiều khi trực xạ mặt trời không tới mặt đất do bị mây hấp thụ, khuếch tán và phản hồi.

Mây có thể giảm trực xạ rất mạnh. Chẳng hạn ở Tasken trong vùng sa mạc vào tháng tám 20% trực xạ mất đi do mây. Tại Vladivostok nơi có khí hậu gió mùa, lượng bức xạ mất đi do mây chiếm khoảng 75%.

Như vậy, lượng trực xạ mặt trời thực tế đến mặt đất một thời gian nào đó sẽ nhỏ hơn lượng trực xạ tính cho giới hạn trên của khí quyển rất nhiều. Sự phân bố của trực xạ mặt trời sẽ phức tạp hơn vì độ trong suốt của khí quyển và điều kiện mây biến đổi rất lớn tùy thuộc vào hoàn cảnh địa lý.

Ta có thể coi sự phân bố bức xạ mặt trời ở mặt đất theo đới như dẫn ra ở bảng trên là sự gần đúng thứ hai so với điều kiện thực theo đới ở gần mặt đất.

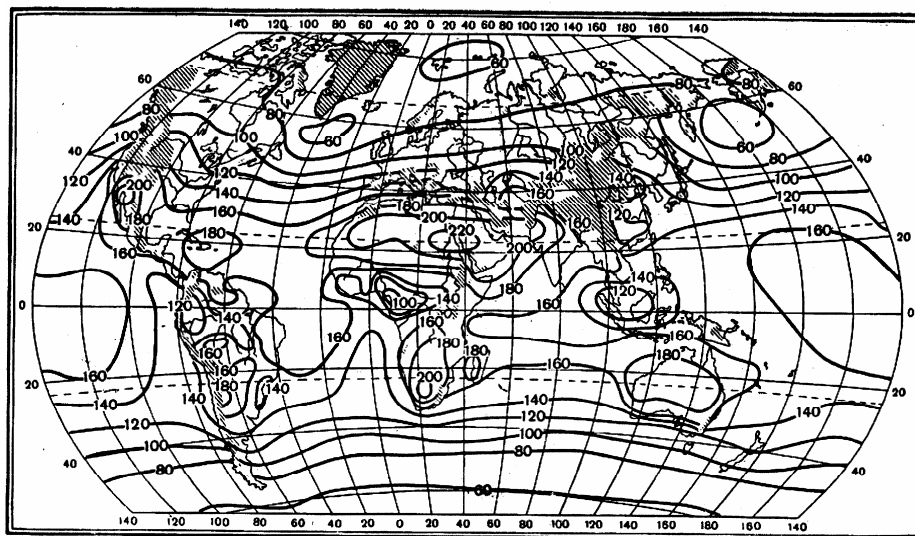
Từ bảng này ta thấy rõ trực xạ sau khi đi qua khí quyển tới mặt đất bị giảm rất mạnh. Trong đó thông lượng trực xạ lớn nhất vào mùa hè quan trắc thấy ở vĩ tuyến $30 - 40^\circ$ mà không phải là ở cực tại giới hạn khí quyển. Điều đó là do độ cao Mặt Trời nhỏ, bức xạ bị giảm yếu đi nhiều. Vào mùa xuân và mùa thu, cường độ trực xạ cực đại tại giới hạn trên của khí quyển không phải quan trắc được ở cực mà ở vĩ tuyến $10 - 20^\circ$ (mùa xuân), $20 - 30^\circ$ (mùa thu), vì ở đây lượng mây lớn. Chỉ có đới gần xích đạo của bán cầu mùa đông mới nhận được lượng bức xạ tương tự như trên ở giới hạn trên của khí quyển, lớn hơn so với các đới khác.

Từ bảng trên, ta thấy thông lượng trực xạ mặt trời tới mặt đất được tán xạ bổ sung thêm ít nhiều. Nói chung, lượng tán xạ nhỏ hơn lượng trực xạ song bậc đại lượng của chúng như nhau. Trong miền nhiệt đới và ôn đới, lượng tán xạ chiếm khoảng $1/2$ đến $2/3$ lượng trực xạ, ở vĩ tuyến $50 - 60^\circ$ lượng trực xạ gần bằng lượng tán xạ – còn ở miền vĩ độ cao ($60 - 90^\circ$) hầu như quanh năm tán xạ lớn hơn trực xạ. Mùa hè ở Bắc Bán Cầu thông lượng trực xạ ở vĩ độ cao lớn hơn ở các đới khác. Các bản đồ khí hậu học (các bản đồ trung bình nhiều năm) giúp ta hình dung chính xác hơn về sự phân bố của bức xạ trên Trái Đất. ở đây, ta sẽ nghiên cứu những bản đồ khí hậu đối với tổng xạ.

3.6.3 Phân bố địa lý của tổng xạ

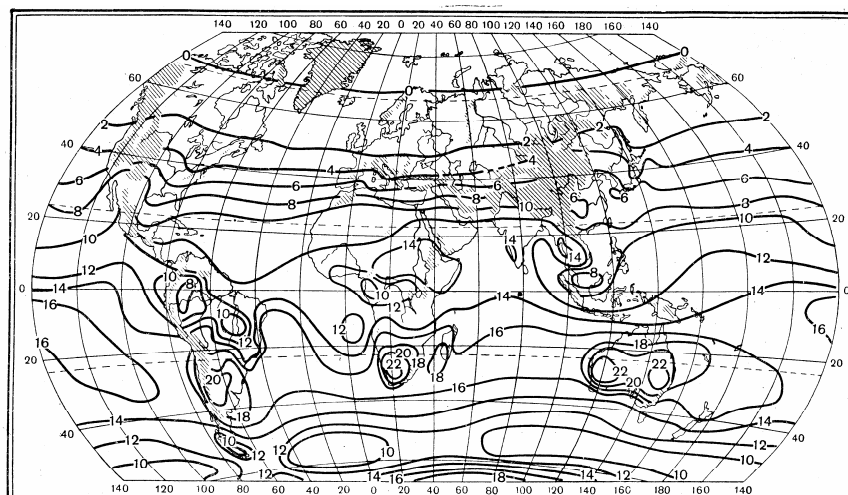
Ta hãy xét sự phân bố của lượng tổng xạ hàng năm và hàng tháng trên Trái Đất. Ta thấy rõ sự phân bố này không hoàn toàn theo đới vì các đường cùng lượng bức xạ (đường đẳng trị) trong bản đồ không trùng với vòng vĩ tuyến (Hình 3.9). Sự khác biệt đó là do sự phân bố bức xạ trên Trái Đất chịu ảnh hưởng của độ trong suốt khí quyển và lượng mây. Ở miền nhiệt đới và cận nhiệt đới, lượng tổng xạ năm lớn hơn 140 kcal/cm^2 . Lượng tổng xạ này đặc biệt lớn ở miền cận nhiệt đới ít mây, ở miền bắc châu Phi lượng tổng xạ năm đạt tới 200 kcal/cm^2 .

Ngược lại, ở những khu vực thuộc miền xích đạo do lượng mây lớn (lưu vực sông Amazon, Kônggô, Indônêxia) lượng bức xạ này giảm tới $100 - 120 \text{ kcal/cm}^2$. Càng gần vĩ độ cao tới 60° , lượng bức xạ hàng năm càng giảm và đạt tới $60 - 80 \text{ kcal/cm}^2$. Sau đó, lượng tổng xạ lại ít tăng theo vĩ độ ở Bắc Bán Cầu và tăng đáng kể ở Châu Nam Cực phủ tuyết và ít mây (ở giữa đại lượng bức xạ đạt tới $120 - 150 \text{ kcal/cm}^2$), nghĩa là gần bằng lượng tổng xạ ở miền nhiệt đới và lớn hơn lượng tổng xạ ở xích đạo. Trên đại dương, lượng tổng xạ nhỏ hơn trên lục địa.



Hình 3.9
Tổng xạ năm ($\text{kcal/cm}^2 \text{ năm}$)

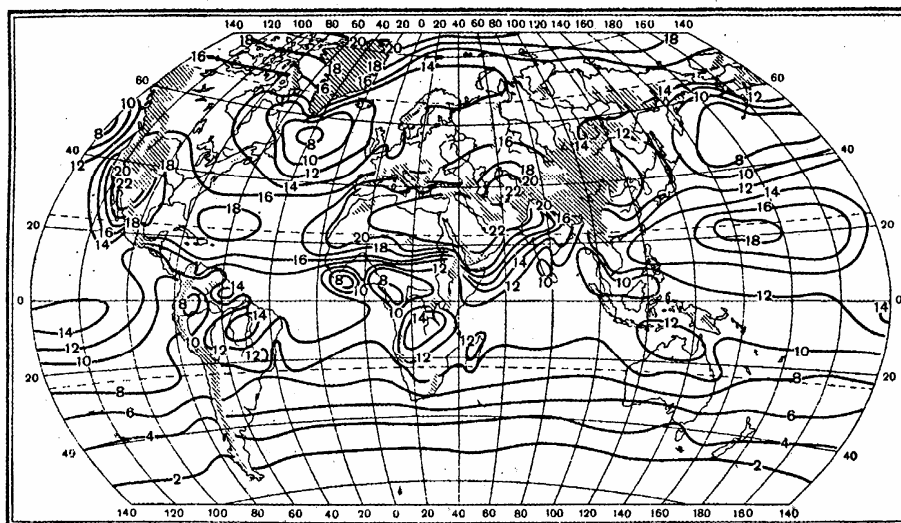
Vào tháng 12 (Hình 3.10), lượng tổng xạ lớn nhất và đạt tới $20 - 22 \text{ kcal/cm}^2$ hay hơn nữa. Nhưng ở các khu vực nhiều mây gần xích đạo lượng này giảm đến $8 - 12 \text{ kcal}$ vào mùa đông Bắc Bán Cầu, bức xạ giảm nhanh khi lên phía Bắc.



Hình 3.10
Tổng xạ tháng 12 ($\text{kcal/cm}^2 \text{ tháng}$)

Phía bắc vĩ tuyến 50° , lượng tổng xạ nhỏ hơn 2 kcal/cm^2 và bằng 0 ở phía bắc vòng cung cực. Vào mùa hè Nam Bán Cầu lượng tổng xạ giảm khi đi về phía nam đạt tới 10 kcal/cm^2 và nhỏ hơn khi tới vĩ độ $50 - 60^\circ$. Song sau đó đại lượng này tăng và đạt tới 20 kcal/cm^2 ở miền bờ biển Châu Nam Cực và hơn 30 kcal/cm^2 ở giữa lục địa, tức là lớn hơn lượng tổng xạ vào mùa hè ở miền nhiệt đới.

Miền Bắc Việt Nam và Bắc Trung Bộ có lượng tổng xạ năm từ $120 - 140 \text{ kcal/cm}^2$, Nam vĩ tuyến 16°N lượng tổng xạ tăng rõ rệt và đạt tới 140 kcal/cm^2 do ít mây vào mùa đông. Tháng 12 ở miền Bắc lượng tổng xạ dao động từ $8 - 10 \text{ kcal/cm}^2$, miền Nam do ít chịu ảnh hưởng của gió mùa đông bắc và ít mây lượng tổng xạ đạt tới $12 - 14 \text{ kcal/cm}^2$.



Hình 3.11
Tổng xạ tháng 6 (kcal/cm² tháng)

Vào tháng 6 (Hình 3.11) lượng tổng xạ cực đại lớn hơn 22 kcal/cm² quan trắc được ở miền đông bắc châu Phi, bán đảo A rập và bình sơn Iran.

Tại Trung Á, lượng tổng xạ đạt tới 20 kcal/cm² hay lớn hơn nữa. Tại miền nhiệt đới của lục địa Nam Bán Cầu, đại lượng này nhỏ hơn nhiều, chỉ đạt tới 14 kcal/cm². Trong những khu vực nhiều mây cận xích đạo, cũng như vào tháng 12, lượng tổng xạ giảm tới 8 – 12 kcal/cm².

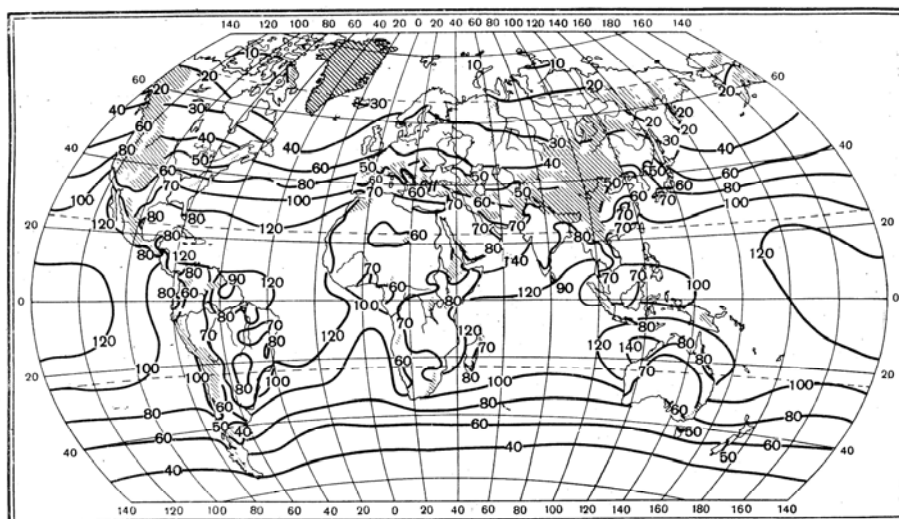
Vào mùa hè ở Bắc Bán Cầu, lượng tổng xạ giảm chậm từ miền cận nhiệt đới lên phía bắc, từ phía Bắc vĩ tuyến 50° lượng tổng xạ tăng và đạt tới 20 kcal/cm² hay hơn nữa ở Bắc Băng Dương. Vào mùa đông ở Nam Bán Cầu, lượng tổng xạ giảm nhanh về phía nam và đạt tới 0 ở phía ngoài vành đai cực. Tháng 6 đại lượng này khá đồng đều trên toàn lãnh thổ Việt Nam và dao động từ 12 – 14 kcal/cm².

Mặt đất không hấp thụ toàn bộ lượng tổng xạ. Một phần tổng xạ bị phản hồi, khoảng 5 – 20% tổng xạ bị mất do phản xạ. Sa mạc, nhất là các khu vực phủ băng tuyết phần tổng xạ mất đi do phản hồi còn lớn hơn.

Phân bố địa lý của cân bằng bức xạ mặt đất

Như ta đã biết cân bằng bức xạ là hiệu giữa tổng xạ và bức xạ hữu hiệu. Vì vậy, trước hết ta hãy xét sơ qua sự phân bố địa lý của bức xạ hữu hiệu.

Bức xạ hữu hiệu của mặt đất được phân bố trên Trái Đất đồng đều hơn tổng xạ. Điều đó là do nhiệt độ của mặt đất về phía vĩ độ thấp tăng, bức xạ mặt đất tăng, nhưng đồng thời bức xạ nghịch cũng tăng do lượng ẩm và nhiệt độ của không khí tăng. Vì vậy, sự biến đổi của bức xạ biểu hiện không lớn lắm.



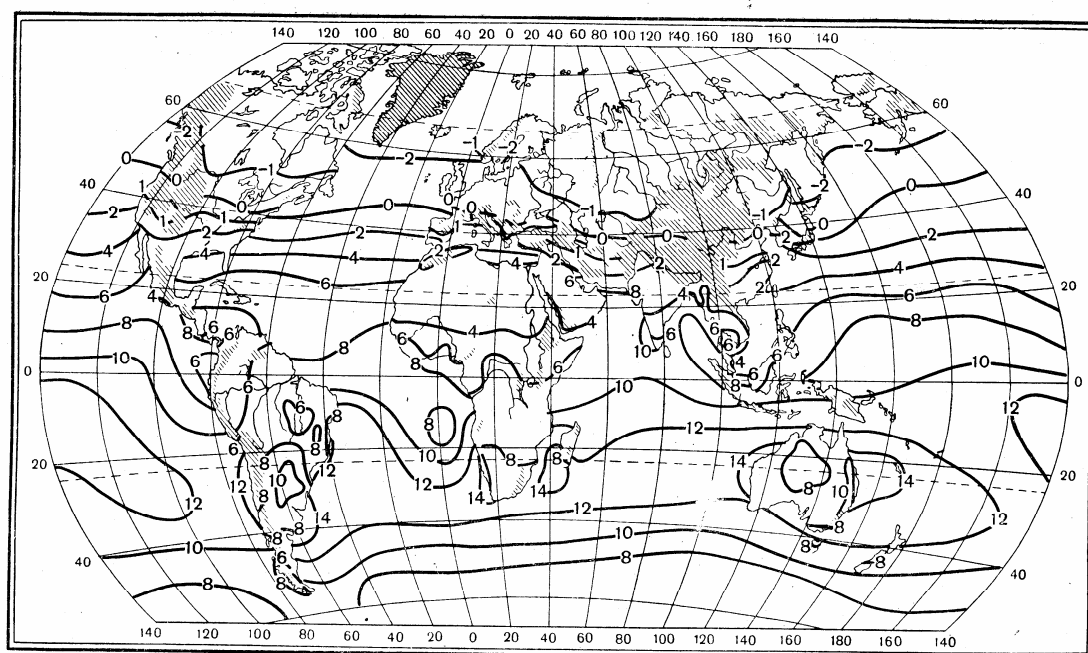
Hình 3.12

Cân bằng bức xạ mặt đất năm ($\text{kcal/cm}^2 \text{ năm}$)

Cân bằng bức xạ của mặt đất trong một năm có giá trị dương đối với mọi nơi trên Trái Đất trừ bán đảo Greenland và châu Nam Cực (hình 3.12). Như vậy, trong một năm, lượng bức xạ hấp thụ lớn hơn lượng bức xạ hữu hiệu. Song điều đó không có nghĩa là từ năm này qua năm khác mặt đất nóng lên. Vấn đề là ở chỗ lượng dư của bức xạ hấp thụ so với bức xạ hữu hiệu cân bằng với sự toả nhiệt của mặt đất vào không khí do quá trình dẫn nhiệt và biến đổi trạng thái của nước (quá trình bốc hơi từ mặt đất và tiếp đó là quá trình ngưng kết trong khí quyển). Như vậy, đối với mặt đất nói chung không có sự cân bằng giữa thu chi bức xạ, nhưng có sự cân bằng nhiệt. Lượng nhiệt tới mặt đất do quá trình bức xạ hay thông lượng bức xạ bằng lượng nhiệt mặt đất mất đi cũng do những quá trình đó. Gần xích đạo, nơi độ mây và độ ẩm lớn, ở lục địa cũng như trên biển, bức xạ hữu hiệu đạt tới khoảng 30 kcal trong một năm. Trên lục địa đặc biệt ở vùng sa mạc nhiệt đới nóng khô và ít mây, lượng bức xạ hữu hiệu lớn hơn, ở đây giá trị này đạt tới 80 kcal trong một năm.

Tại vĩ độ khoảng 60° thuộc hai bán cầu, cân bằng bức xạ năm là $20 - 30 \text{ kcal/cm}^2$ (Hình 3.12) từ đó tới các vĩ độ cao hơn, cân bằng bức xạ giảm và ở châu Nam Cực bằng $5 - 10 \text{ kcal/cm}^2$. Về phía vĩ độ thấp, đại lượng này tăng: ở giữa vĩ độ 40°N và 40°S cân bằng bức xạ năm lớn hơn 60 kcal/cm^2 , ở giữa 20°N và 20°S đại lượng này lớn hơn 100 kcal/cm^2 .

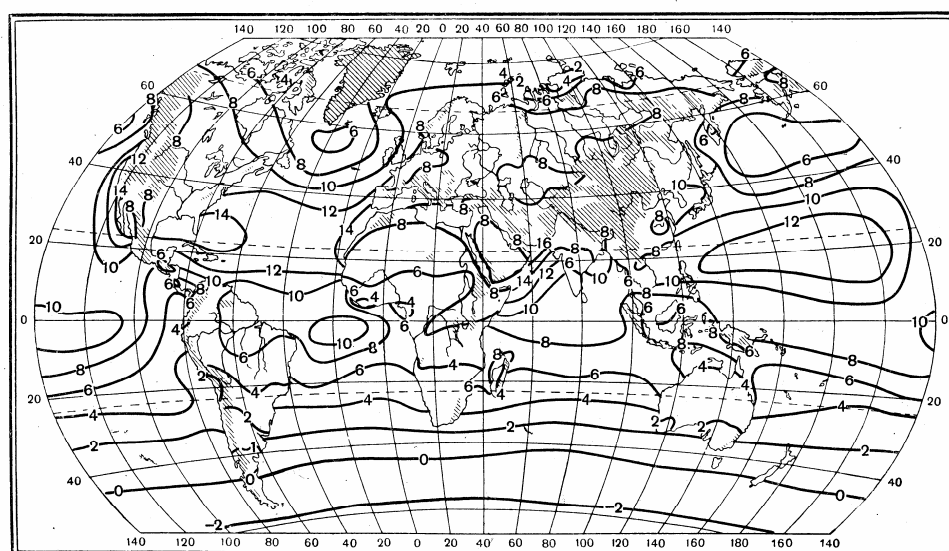
Trên cùng vĩ độ, cân bằng bức xạ trên đại dương lớn hơn trên lục địa, vì đại dương hấp thụ bức xạ nhiều hơn. Sự phân bố có tính địa đới còn thấy ở vùng hoang mạc, nơi cân bằng bức xạ giảm, bức xạ hữu hiệu lớn vì ở đây không khí khô, trời ít mây (ví dụ ở Xahara, cân bằng bức xạ là 60 kcal/cm^2). Trong các khu vực gió mùa, nơi mùa nóng lượng mây tăng và như vậy bức xạ hấp thụ giảm so với các khu vực khác trên cùng vĩ độ, cân bằng bức xạ cũng giảm nhưng với mức độ giảm ít hơn.



Hình 3.13
Cân bằng bức xạ mặt đất tháng 12 (kcal/cm^2 tháng)

Vào tháng 12 (Hình 3.13) cân bằng bức xạ âm ở phần lớn Bắc Bán Cầu: đường đẳng trị 0 nằm quá phía nam vĩ tuyến 40°N . Về phía bắc vĩ tuyến này, cân bằng bức xạ âm ở Bắc Băng Dương và giảm tới -4 kcal/cm^2 hay nhỏ hơn nữa. Phía nam vĩ tuyến 40°N , cân bằng bức xạ tăng đến $10 - 14 \text{ kcal/cm}^2$ và giữ giá trị này đến hết miền nhiệt đới Nam Bán Cầu và từ đó cân bằng bức xạ giảm tới $4 - 5 \text{ kcal/cm}^2$ ở vùng bờ biển châu Nam Cực.

Vào tháng 6 (Hình 3.14) cân bằng bức xạ dương trên toàn Bắc Bán Cầu. Ở vĩ tuyến $60 - 65^\circ\text{N}$ nói chung, cân bằng bức xạ lớn hơn 8 kcal/cm^2 .



Hình 3.14
Cân bằng bức xạ mặt đất tháng 6 (kcal/cm^2 tháng)

Về phía vĩ độ thấp cân bằng bức xạ tăng chậm, ở hai phía của miền nhiệt đới Bắc Bán Cầu, cân bằng bức xạ đạt tới giá trị cực đại $12 - 14 \text{ kcal/cm}^2$, ở phía bắc miền A Rập nó đạt tới 16 kcal/cm^2 hay hơn nữa. Cân bằng bức xạ vẫn dương cho đến vĩ tuyến 40°N . Về phía Nam, cân bằng bức xạ chuyển sang giá trị âm và ở bờ biển châu Nam Cực đạt tới $-1,2 \text{ kcal/cm}^2$.

Trên lãnh thổ Việt Nam, cân bằng bức xạ luôn dương với cân bằng bức xạ năm 80 kcal/cm^2 ở miền khí hậu phía bắc và trên 80 kcal/cm^2 ở miền khí hậu phía nam.

Tuy nhiên, thông lượng bức xạ mặt trời trên mặt nằm ngang không những chỉ phụ thuộc vào độ dài ngày mà còn phụ thuộc vào độ cao của mặt trời. Lượng bức xạ tới giới hạn trên của khí quyển ứng với một đơn vị diện tích mặt nằm ngang, tỉ lệ thuận với sin của độ cao mặt trời. Song độ cao Mặt Trời ở mỗi nơi không chỉ biến đổi trong quá trình một ngày mà còn phụ thuộc vào thời gian trong năm.

Độ cao Mặt Trời cực đại tại một nơi nào đó (vào giữa trưa) trong ngày hạ chí là: $90^\circ - \varphi + 23,5^\circ$, ở đây φ là vĩ độ địa phương. Độ cao Mặt Trời cực tiểu vào ngày đông chí là: $90^\circ - \varphi - 23,5^\circ$ vào ngày xuân phân độ cao Mặt Trời là: $90^\circ - \varphi$.

Như vậy, độ cao Mặt Trời ở xích đạo biến đổi trong quá trình một năm từ 90° đến $66^\circ 5'$. Ở vùng nhiệt đới từ 90° đến 43° , ở vùng vành đai cực từ 47° đến 0° và ở cực từ $23,5^\circ$ đến 0° .

Tóm lại, dạng cầu của Trái Đất và độ nghiêng của xích đạo so với quỹ đạo bầu dục ($23,5^\circ$) tạo nên sự phân bố phức tạp của thông lượng bức xạ mặt trời theo vĩ độ tại giới hạn trên của khí quyển và sự biến đổi của nó trong quá trình một năm. Vì sự phụ thuộc này chỉ do những yếu tố thiên văn nên có thể tính theo công thức tính thông lượng bức xạ sử dụng đại lượng hằng số mặt trời đã biết.

Trên cơ sở những kết quả tính toán được theo công thức này, người ta biểu diễn trên hình 3.8 thông lượng bức xạ ở Bắc Bán Cầu ở giới hạn trên của khí quyển (hay khi không có khí quyển). Thông lượng này tính bằng kcal/cm^2 trên mặt nằm ngang trong một năm trong mỗi bán cầu. Hình vẽ cho ta thấy thông lượng bức xạ mặt trời trong một năm biến đổi từ 318 kcal ở xích đạo đến 133 kcal ở cực.

Chương 4

CHẾ ĐỘ NHIỆT CỦA KHÍ QUYỂN

4.1 NHỮNG NGUYÊN NHÂN BIẾN ĐỔI CỦA NHIỆT ĐỘ KHÔNG KHÍ

Người ta gọi sự phân bố của nhiệt độ không khí trong khí quyển và sự biến đổi liên tục của nhiệt độ là chế độ nhiệt của khí quyển. Chế độ nhiệt của khí quyển là một yếu tố quan trọng của khí hậu, trước hết được xác định bằng sự trao đổi nhiệt giữa không khí khí quyển và môi trường xung quanh.

Trong trường hợp này người ta coi môi trường xung quanh là không gian vũ trụ, các khối khí và lớp không khí kế cận, và mặt đất.

Ta đã biết sự trao đổi nhiệt xảy ra là do quá trình bức xạ, nghĩa là do quá trình không khí phát xạ và hấp thụ bức xạ mặt trời, mặt đất và những lớp không khí khác. Hai là do quá trình trao đổi nhiệt phân tử giữa không khí và mặt đất và quá trình trao đổi nhiệt do rối trong khí quyển. Ba là do quá trình trao đổi nhiệt giữa mặt đất và không khí xảy ra do bốc hơi và ngưng kết hay băng kết tiếp đó của hơi nước.

Ngoài ra, sự biến đổi của nhiệt độ không khí còn có thể xảy ra không do quá trình trao đổi nhiệt, nghĩa là nó có thể biến đổi đoạn nhiệt. Như ta đã biết, những sự biến đổi đoạn nhiệt có liên quan với sự biến thiên của khí áp, nhất là trong chuyển động thẳng đứng của không khí.

Quá trình khí quyển hấp thụ trực tiếp bức xạ mặt trời rất nhỏ. Quá trình này chỉ làm tăng nhiệt độ không khí khoảng $0,5^{\circ}\text{C}$ trong 1 ngày. Lượng nhiệt không khí mất đi do phát xạ sóng dài lớn hơn một ít. Song quá trình trao đổi nhiệt với mặt đất bằng truyền nhiệt có ý nghĩa quyết định đối với chế độ nhiệt của khí quyển.

Không khí tiếp xúc trực tiếp với mặt đất, trao đổi nhiệt với mặt đất bằng truyền nhiệt phân tử. Nhưng trong khí quyển thường xảy ra quá trình truyền nhiệt khác có hiệu quả hơn, đó là quá trình truyền nhiệt do rối (còn gọi là truyền nhiệt rối đó là quá trình truyền nhiệt do các cụm phân tử tham gia vào chuyển động xoáy với cỡ khác nhau và trục xoáy hướng khác nhau). Sự xáo trộn không khí liên tục trong quá trình rối thúc đẩy sự truyền nhiệt rất nhanh và có hiệu quả từ lớp không khí này tới những lớp không khí khác hàng ngàn lần so với truyền nhiệt phân tử.

Tính dẫn nhiệt rối làm tăng sự truyền nhiệt từ mặt đất vào không khí và ngược lại. Chẳng hạn, khi xảy ra hiện tượng không khí lạnh đi do mặt đất thì quá trình rối sẽ liên tục mang không khí nóng từ những lớp nằm cao hơn xuống tầng có không khí đang lạnh đi. Quá trình này duy trì hiệu nhiệt độ không khí và mặt đất do đó bảo đảm quá trình truyền nhiệt từ không

khí tới mặt đất. Sự lạnh đi của không khí sát mặt đất sẽ không lớn nhưng quá trình này lan lên những lớp không khí cao hơn, do đó sự mất nhiệt của mặt đất sẽ lớn hơn nếu như không có quá trình loạn lưu.

Đối với những tầng khí quyển cao hơn, sự trao đổi nhiệt với mặt đất ít có ý nghĩa hơn. Tại đây sự phát xạ của không khí và sự hấp thụ bức xạ của mặt trời và của các tầng không khí nằm phía trên và phía dưới tầng đó có ý nghĩa quyết định. Tại những tầng cao của khí quyển, sự biến đổi đoạn nhiệt của nhiệt độ trong chuyển động thẳng đứng của không khí có ý nghĩa lớn hơn.

Có thể gọi sự biến đổi của nhiệt độ xảy ra trong khối lượng không khí nhất định do những quá trình kể trên là những sự biến đổi cá thể. Chúng đặc trưng cho sự biến đổi trạng thái nhiệt của một khối lượng không khí nhất định.

Mặt khác, ta có thể không xét một khối lượng không khí cá thể mà nói đến nhiệt độ tại một điểm trong khí quyển với toạ độ địa lý xác định và với độ cao trên mực biển không đổi. Trạm khí tượng bất kỳ có vị trí cố định trên mặt đất có thể coi như một điểm như vậy. Nhiệt độ ở điểm đó sẽ biến đổi không chỉ do sự biến đổi cá thể của trạng thái nhiệt của không khí, mà còn do sự thay thế liên tục của các khối khí có nhiệt độ khác nhau từ các nơi khác tới.

Người ta gọi những sự biến đổi có liên quan với quá trình bình lưu, tức là quá trình các khối khí từ khu vực khác của trái đất chuyển tới là sự biến đổi bình lưu. Nếu như không khí có nhiệt độ cao hơn tới địa phương, người ta gọi quá trình đó là bình lưu nóng. Nếu không khí chuyển tới có nhiệt độ thấp hơn, người ta gọi quá trình đó là bình lưu lạnh.

Sự biến đổi nhiệt độ ở một vị trí địa lý nhất định phụ thuộc vào sự biến đổi cá thể của trạng thái không khí và quá trình bình lưu được gọi là sự biến đổi địa phương. Những dụng cụ khí tượng như nhiệt kế, nhiệt ký đặt cố định ở một nơi nào đó ghi những sự biến đổi địa phương của nhiệt độ không khí (cho ta khái niệm biến đổi địa phương theo thời gian của nhiệt độ và được biểu diễn bằng đạo hàm riêng: $\partial T / \partial t$). Nhiệt kế trên khinh khí cầu bay theo gió và như vậy luôn luôn nằm trong một khối khí nhất định, sẽ chỉ rõ sự biến đổi cá thể của nhiệt độ trong khối khí (cho ta khái niệm biến đổi cá thể theo thời gian của nhiệt độ và được biểu diễn bằng đạo hàm toàn phần: dT / dt).

4.2 CÂN BẰNG NHIỆT CỦA MẶT ĐẤT

Đầu tiên ta hãy xét những điều kiện nhiệt của mặt đất và của những lớp trên cùng của thổ nhưỡng và mặt nước. Điều đó rất cần thiết vì những lớp trên cùng của khí quyển nóng lên và lạnh đi phần lớn do trao đổi nhiệt với những lớp trên cùng của thổ nhưỡng và vùng chứa nước bằng con đường bức xạ hay không bức xạ.

Vì vậy, sự biến đổi của nhiệt độ không khí trước hết được xác định bởi sự biến đổi của nhiệt độ mặt đất tuy với biên độ nhỏ hơn và chậm pha hơn.

Bề mặt đất – Mặt thổ nhưỡng hay vùng chứa nước (cũng như bề mặt lớp phủ thực vật, mặt phủ tuyết hay phủ băng) liên tục thu và phát nhiệt do những quá trình khác nhau.

Qua mặt đất, nhiệt lượng chuyển lên trên vào khí quyển và xuống dưới vào các lớp sâu thổ nhưỡng và khối nước (hình 4.1).

Một là tới mặt đất có tổng xạ và bức xạ nghịch của khí quyển. một phần bức xạ này bị mặt đất hấp thụ, đốt nóng những lớp trên cùng của thổ nhưỡng và vùng chứa nước. Đồng thời, mặt đất cũng phát xạ và mất nhiệt.

Hai là nhiệt lượng từ khí quyển tới mặt đất do quá trình truyền nhiệt. Cũng do quá trình này, nhiệt được truyền từ mặt đất vào khí quyển. Do quá trình truyền nhiệt, nhiệt cũng truyền, hoặc từ mặt đất xuống dưới vào thổ nhưỡng và khối nước, hay ngược lại từ các lớp sâu của thổ nhưỡng và khối nước lên mặt đất.

Ba là mặt đất thu nhiệt khi hơi nước từ không khí ngưng kết, hay ngược lại, mất nhiệt khi nước trên mặt đất bốc hơi. Trong trường hợp đầu ẩn nhiệt toả ra, trong trường hợp sau, nhiệt lượng chuyển sang dạng ẩn nhiệt. Ta sẽ không nói đến quá trình kém quan trọng hơn như sự truyền nhiệt vào sâu trong thổ nhưỡng theo giáng thủy.

Trong một khoảng thời gian nhất định, mặt đất mất lên phía trên và xuống phía dưới một nhiệt lượng mà nó thu được từ phía trên hay từ phía dưới cũng trong khoảng thời gian đó. Nói khác đi, quá trình đó sẽ không thuận theo định luật bảo toàn năng lượng. Nếu không ta phải giả thiết là ở mặt đất nhiệt tự nhiên xuất hiện hay tự nhiên mất đi.

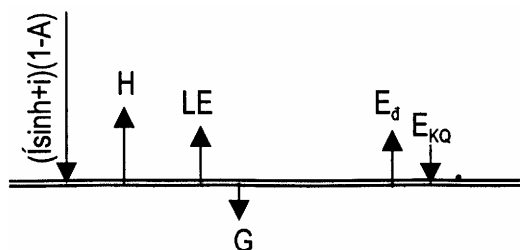
Tuy nhiên, cũng có thể có trường hợp nhiệt phát lên phía trên lớn hơn từ trên xuống. Trong trường hợp đó, sự mất nhiệt quá mức của bề mặt sẽ được bù lại bằng nhiệt từ lớp sâu của thổ nhưỡng hay khối nước.

Tóm lại, tổng đại số của lượng nhiệt thu chi trên mặt đất phải bằng không.

Điều này được biểu diễn bằng phương trình cân bằng nhiệt của mặt đất (phương trình 4.1).

Để viết phương trình này, đầu tiên ta hợp nhất bức xạ hấp thụ và bức xạ hữu hiệu vào công thức cân bằng bức xạ (R).

Ta ký hiệu lượng nhiệt thu được hay truyền cho không khí là H , gọi lượng nhiệt thu chi đó trao đổi nhiệt với những lớp thổ nhưỡng và lớp nước sâu hơn là G . Lượng nhiệt mất đi cho quá trình bốc hơi hay thu được do ngưng kết trên mặt đất ký hiệu là LE . Ở đây L là ẩn nhiệt bốc hơi ngưng kết (600 cal/g đối với nước và 680 cal/g đối với băng), E là khối lượng nước bốc hơi hay ngưng kết.



Hình 4.1

Các thành phần của cân bằng nhiệt mặt đất (ban ngày)

Khi đó, phương trình cân bằng nhiệt trên mặt đất được viết như sau:

$$(I \sin h + i)(1 - A) - E_w = -H - LE - G. \quad (4.1)$$

Phương trình này có ý nghĩa là: Đại lượng cân bằng bức xạ trên mặt đất cân bằng với sự truyền nhiệt không do bức xạ (hình 4.1). Ban ngày các dòng không bức xạ hướng từ mặt đất về phía khí quyển còn ban đêm chúng có hướng ngược lại, từ phía khí quyển về phía mặt đất.

Ban đêm do không có Mặt Trời thành phần cân bằng bức xạ chỉ còn thành phần phát xạ E^* do đó phương trình cân bằng bức xạ đối với ban đêm có dạng:

$$-E_w = +H + LE + G. \quad (4.2)$$

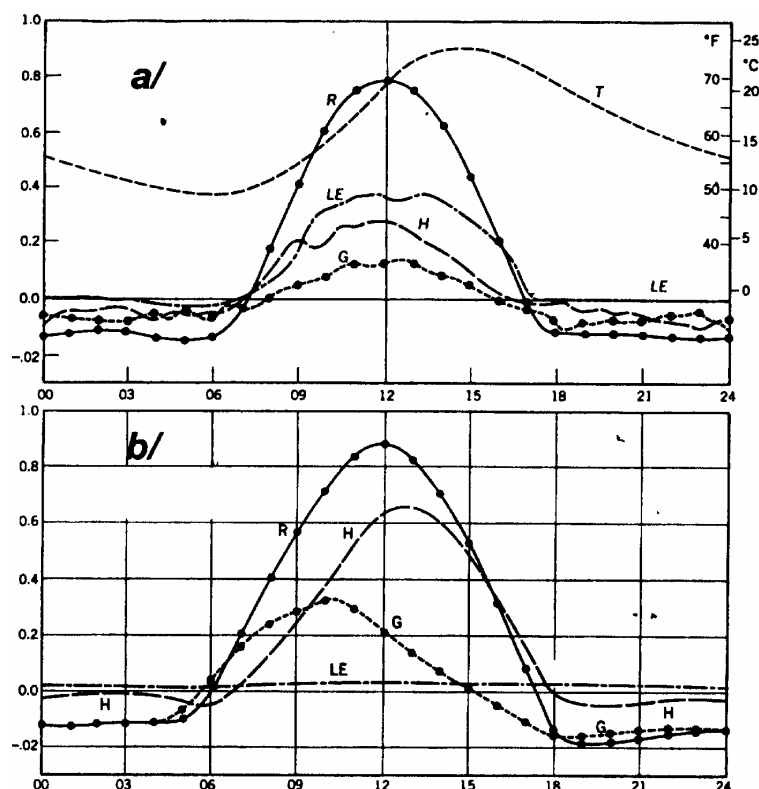
Cần lưu ý là phương trình (4.1) có thể áp dụng đối với khoảng thời gian bất kỳ cũng như đối với thời kỳ nhiều năm cân bằng nhiệt của mặt đất có thể bằng 0, song điều đó không có nghĩa là nhiệt độ mặt đất không biến đổi. Khi sự truyền nhiệt hướng xuống dưới, thì một phần nhiệt lượng từ phía trên tới sẽ truyền từ mặt đất xuống các lớp sâu, còn phần lớn giữ lại ở lớp trên cùng của thổ nhưỡng hay khối nước (lớp hoạt động). Khi đó nhiệt độ của lớp này, cũng chính là nhiệt độ của mặt đất sẽ tăng. Ngược lại, khi nhiệt truyền qua mặt đất từ dưới lên vào khí quyển thì nhiệt lượng mất đi trước hết là từ lớp hoạt động của thổ nhưỡng hay khối nước, kết quả là nhiệt độ mặt đất giảm.

Từ ngày này qua ngày khác, nhiệt độ trung bình của lớp hoạt động và mặt đất tại một điểm nhất định ít biến đổi. Điều đó có nghĩa là trong quá trình một ngày một đêm, lượng nhiệt truyền vào sâu trong thổ nhưỡng hay khối nước ban ngày gần bằng lượng nhiệt từ các lớp sâu truyền ra ngoài vào ban đêm. Tuy vậy, vào những ngày hè, lượng nhiệt truyền từ trên xuống lớn hơn từ dưới lên một ít. Do đó những lớp trên cùng của thổ nhưỡng hay khối nước được đốt nóng lên từ ngày này qua ngày khác.

Những sự biến đổi theo mùa của lượng nhiệt thu chi trong thổ nhưỡng và khối nước trong một năm hầu như được cân bằng. Nhiệt độ trung bình năm của mặt đất và lớp hoạt động do đó ít biến đổi từ năm này qua năm khác.

Trong ngày các thành phần cân bằng nhiệt có biến trình như hình (4.2).

Trên hình 4.2 ta thấy đối với cả hai khu vực cân bằng bức xạ đạt cực đại vào giữa trưa khi độ cao mặt trời lớn nhất, các dòng nhiệt không bức xạ (H , LE , G) ở khu vực khô cũng đạt cực đại vào gần thời điểm này. Riêng nhiệt độ (T) có phần chậm pha hơn do phải có thời gian trao đổi nhiệt với các lớp không khí phía trên. Ban đêm các dòng nhiệt không bức xạ đều có giá trị âm. Thời điểm chuyển dấu của các thành phần cân bằng nhiệt là vào khoảng thời điểm Mặt Trời mọc và Mặt Trời lặn.



Hình 4.2

Biến trình trung bình ngày của các thành phần cân bằng nhiệt đối với vùng đất ẩm (a) và vùng đất khô (b): R: cân bằng bức xạ; H: dòng nhiệt trao đổi rối giữa mặt đất và khí quyển; LE: dòng ẩn nhiệt và ngưng kết; : dòng trao đổi nhiệt phân tử giữa mặt đất và các lớp đất

Đối với các bề mặt khác nhau cấu trúc của các thành phần cân bằng nhiệt có khác nhau, đối với mặt ẩm dòng nhiệt cung cấp cho bốc hơi (LE) lớn hơn dòng nhiệt trao đổi rối (H). Ngược lại, đối với mặt khô dòng nhiệt trao đổi rối lớn hơn dòng nhiệt cung cấp cho bốc hơi.

4.3 CHẾ ĐỘ NHIỆT CỦA THỔ NHƯỠNG VÀ VÙNG CHỨA NƯỚC

4.3.1 Sự khác biệt trong chế độ nhiệt của thổ nhưỡng và vùng chứa nước

Quá trình đốt nóng và những đặc tính nhiệt của những lớp trên mặt thổ nhưỡng và những lớp trên cùng của những vùng chứa nước có những sự khác biệt rõ rệt. Trong thổ nhưỡng truyền nhiệt theo chiều thẳng đứng bằng con đường truyền nhiệt phân tử, còn trong khối nước linh động, nhiệt còn lan truyền do xáo trộn rối của các khối nước có hiệu quả hơn nhiều.

Quá trình rối trong vùng chứa nước trước hết gây nên do dòng chảy và sóng. Nhưng ban đêm, vào mùa lạnh ngoài quá trình loạn lưu, còn có quá trình đối lưu nhiệt: lớp nước lạnh ở trên mặt hạ xuống do mật độ lớn và được thay thế bằng lớp nước nóng hơn từ phía dưới. Ở đại dương và biển, hiện tượng bốc hơi cũng đóng vai trò quan trọng trong quá trình xáo trộn các lớp nước và trao đổi nhiệt có liên quan. Do quá trình bốc hơi mạnh từ mặt biển, lớp nước trên cùng trở nên mặn và nặng hơn, do nó hạ xuống sâu hơn.

Ngoài ra, bức xạ thâm nhập vào nước sâu hơn vào thổ nhưỡng. Cuối cùng, nhiệt dung của nước lớn so với thổ nhưỡng. Với cùng một lượng nhiệt, khối lượng nước được đốt nóng đến nhiệt độ thấp hơn khối lượng thổ nhưỡng. Kết quả là dao động nhiệt độ hàng ngày trong nước lan xuống sâu chừng vài chục mét, trong thổ nhưỡng chỉ đến 1 m hay nhỏ hơn. Dao động nhiệt độ hàng ngày trong nước lan truyền xuống sâu vài trăm mét, còn trong thổ nhưỡng chỉ 10 – 20 m. Nhiệt lượng tới mặt nước ban ngày và ban đêm truyền xuống những lớp nước nằm tương đối sâu và đốt nóng một lớp nước dày. Nhiệt độ của lớp nước trên cùng và mặt nước ít tăng.

Trong thổ nhưỡng, phần lớn lượng nhiệt tới do bức xạ được giữ lại trong lớp mỏng trên cùng, vì vậy lớp thổ nhưỡng này bị đốt nóng mạnh. Thành phần G trong phương trình cân bằng nhiệt (4.1) đối với nước lớn hơn nhiều, còn thành phần H nhỏ hơn.

Ban đêm và mùa đông, lượng nhiệt của lớp nước trên mặt mất đi được nhiệt dự trữ ở những lớp sâu truyền lên bù lại. Vì vậy nhiệt độ ở mặt nước giảm chậm. Khi mặt thổ nhưỡng mất nhiệt, nhiệt giảm rất nhanh, vì nhiệt lượng dự trữ trong lớp mỏng trên mặt mất đi rất nhanh mà ít được nhiệt từ dưới bù lại. Kết quả là ban ngày và mùa hè, nhiệt độ trên mặt thổ nhưỡng lớn hơn trên mặt nước nhiều, ban đêm và vào mùa đông ngược lại nhiệt độ của nó nhỏ hơn. Điều đó có nghĩa là dao động nhiệt độ hàng ngày và hàng năm trên mặt thổ nhưỡng lớn hơn nhiều so với trên mặt nước.

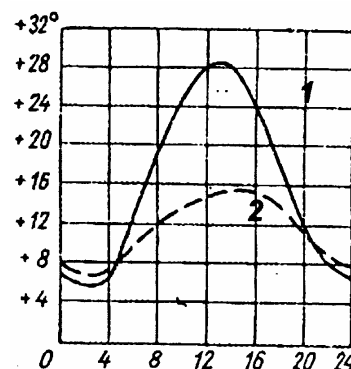
Do những khác biệt trong sự truyền nhiệt nêu ở trên, vùng chứa nước qua mùa nóng tích trữ lượng nhiệt tương đối lớn, trong những lớp nước tương đối dày. Sau đó vào mùa lạnh, nhiệt lại truyền cho khí quyển. Ngược lại, thổ nhưỡng trong mùa nóng ban đêm mất phần lớn lượng nhiệt thu được ban ngày, do đó lượng nhiệt tích trữ cho mùa đông nhỏ.

Tại miền ôn đới vào nửa năm mùa nóng, trong thổ nhưỡng tích trữ một lượng nhiệt là 1,5 – 3 kcal trên diện tích 1cm^2 . Vào mùa lạnh thổ nhưỡng truyền lượng nhiệt này cho khí quyển. Đại lượng 1,5 – 3 kcal/ cm^2 trong một năm là tuần hoàn nhiệt năm của thổ nhưỡng. Dưới ảnh hưởng của lớp tuyết phủ vào mùa đông và lớp phủ thực vật vào mùa hè tuần hoàn nhiệt của thổ nhưỡng có thể giảm tới 30 %. Tại miền nhiệt đới, tuần hoàn nhiệt nhỏ hơn miền ôn đới, vì ở đó sự khác biệt thông lượng bức xạ hàng năm nhỏ hơn. Tuần hoàn nhiệt của những vùng chứa nước lớn hơn của thổ nhưỡng khoảng 12 lần.

4.3.2 Biến trình ngày và năm của nhiệt độ trên mặt thổ nhưỡng

Đo nhiệt độ mặt thổ nhưỡng là một vấn đề rất khó về mặt phương pháp, nhất là khi dùng các nhiệt kế chất lỏng. Kết quả đo phụ thuộc rất nhiều vào điều kiện đặt nhiệt kế và do đó không hoàn toàn phản ánh những điều kiện nhiệt thực tế trên mặt thổ nhưỡng và thiếu khả năng so sánh. Dùng các nhiệt kế điện, ta có thể nhận được những kết quả chính xác hơn.

Nhiệt độ mặt thổ nhưỡng thường có biến trình ngày. Nhiệt độ thổ nhưỡng cực tiểu quan trắc vào khoảng nửa giờ sau khi Mặt Trời mọc. Lúc đó cân bằng bức xạ của bề mặt thổ nhưỡng gần không, vì sự mất nhiệt từ những lớp thổ nhưỡng trên cùng do bức xạ hữu hiệu cân bằng với thông lượng tổng xạ đang tăng dần, còn sự trao đổi nhiệt không do bức xạ lúc đó không đáng kể. Sau đó, nhiệt độ trên mặt thổ nhưỡng tăng dần và đạt giá trị cực đại vào 13 – 14 giờ. Về chiều, nhiệt độ bắt đầu giảm. Tuy cân bằng bức xạ vào sau buổi trưa vẫn dương, song sự mất nhiệt vào khí quyển từ những lớp trên của thổ nhưỡng ban ngày xảy ra không chỉ do bức xạ hữu hiệu mà còn do quá trình truyền nhiệt cũng như quá trình bốc hơi tăng cường. Sự truyền nhiệt vào sâu trong thổ nhưỡng vẫn tiếp tục. Vì vậy, nhiệt độ trên mặt thổ nhưỡng từ 13 – 14 giờ giảm và đạt giá trị cực tiểu vào sáng sớm.



Hình 4.3

Biến trình trung bình ngày của nhiệt độ trên mặt thổ nhưỡng (1) và trong không khí ở độ cao 2m (2)

Trên đồ thị, biến trình ngày của nhiệt độ trên mặt thổ nhưỡng được biểu diễn bằng đường cong dạng sóng, ít nhiều giống hình sin. Điểm cao nhất của đường cong này chỉ giá trị cực đại, điểm thấp nhất chỉ giá trị cực tiểu của nhiệt độ (hình 4.3). Đường cong biểu diễn biến trình từng ngày có thể khác thường, vì nó phụ thuộc vào sự biến đổi của lượng mây trong ngày, vào giáng thủy cũng như những sự biến đổi không có chu kỳ (biến đổi bình lưu) của nhiệt độ không khí.

Song đường cong dựng theo tài liệu trung bình, chẳng hạn theo số liệu nhiều năm cho từng tháng, sẽ có dạng đúng qui luật hơn, vì những giá trị độ lệch ngẫu nhiên so với đại lượng trung bình khi đó bị loại trừ.

Nhiệt độ cực đại trên mặt thổ nhưỡng thường lớn hơn nhiệt độ không khí trên mực lều khí tượng (2m). Điều đó dễ hiểu, vì ban ngày bức xạ mặt trời trước tiên đốt nóng thổ nhưỡng, chỉ sau đó không khí mới được mặt đất đốt nóng. Vào mùa hè, trên mặt thổ nhưỡng trợ trụ quan trắc được nhiệt độ đến 55°C, còn ở sa mạc thậm chí tới 80°C. Ngược lại, nhiệt độ cực tiểu ban đêm trên mặt thổ nhưỡng rất thấp vì thổ nhưỡng lạnh đi do phát xạ và chỉ sau đó không khí mới lạnh đi do thổ nhưỡng.

Trên mặt tuyết phủ, ở khu vực giữa châu Nam cực thậm chí nhiệt độ trung bình tháng 7 gần bằng – 70°C và trong một số trường hợp có thể hạ thấp tới – 90°C hay thấp hơn nữa.

Hiệu giữa giá trị cực đại và giá trị cực tiểu của nhiệt độ hàng ngày gọi là biên độ ngày của nhiệt độ.

Vào những ngày quang đăng, bức xạ mặt trời ban ngày lớn. Song phát xạ hữu hiệu ban đêm cũng lớn. Vì vậy, nhiệt độ cực đại tuyệt đối ban ngày rất lớn và nhiệt độ cực tiểu tuyệt đối ban đêm rất nhỏ, kết quả là biên độ ngày lớn. Khi trời nhiều mây, giá trị cực đại ban ngày thấp, giá trị cực tiểu ban đêm cao và biên độ ngày nhỏ.

Vào mùa xuân và mùa thu, trên mặt thổ nhưỡng, sương giá ban đêm mạnh thường thấy khi trời quang, bức xạ hữu hiệu lớn.

Biến trình ngày của nhiệt độ thổ nhưỡng còn phụ thuộc vào phương vị của sườn núi, nghĩa là phụ thuộc vào hướng của mặt đất tại khu vực nào đó đối với hướng chiếu sáng. Ban

đêm, bức xạ không khác biệt ở mọi sườn núi với phương vị bất kỳ. Song ban ngày tất nhiên sườn phía nam bị đốt nóng mạnh nhất, còn sườn phía bắc ít bị đốt nóng hơn cả. Biến trình ngày của nhiệt độ thổ nhưỡng còn phụ thuộc vào lớp vỏ thổ nhưỡng.

Nhiệt độ bề mặt thổ nhưỡng trong một năm tất nhiên có biến đổi. Tại miền nhiệt đới, biên độ năm, hiệu nhiệt độ trung bình nhiều năm của tháng nóng nhất và tháng lạnh nhất trong năm nhỏ, biên độ tăng theo vĩ độ. Ở Bắc Bán Cầu có vĩ độ 10°N , giá trị này khoảng 3°C , ở vĩ độ 30°N khoảng 10° , ở vĩ độ 50°N trung bình khoảng 25°C .

4.3.3 Ảnh hưởng của lớp phủ thực vật và lớp tuyết phủ đến nhiệt độ bề mặt thổ nhưỡng

Lớp phủ thực vật ban đêm làm giảm sự lạnh đi của thổ nhưỡng. Bức xạ ban đêm phần lớn phát ra từ bề mặt của lớp phủ thực vật và bản thân thực vật lạnh đi nhiều nhất. Thổ nhưỡng dưới lớp thực vật giữ được nhiệt độ cao hơn. Song ban ngày, thực vật ngăn cản bức xạ đốt nóng thổ nhưỡng. Vì vậy biên độ ngày của nhiệt độ dưới lớp thực vật giảm, còn nhiệt độ trung bình ngày thấp. Tóm lại, lớp thực vật nói chung "làm lạnh" thổ nhưỡng.

Mặt thổ nhưỡng ở nơi có cây trồng ban ngày có thể lạnh hơn thổ nhưỡng ở khu đất hoang 10° . Tính trung bình hàng ngày, mặt đất này lạnh hơn mặt đất trống 6° và thậm chí ở độ sâu 5 – 10cm, sự chênh lệch còn là $3 - 4^{\circ}\text{C}$.

Lớp tuyết phủ mùa đông bảo vệ thổ nhưỡng khỏi sự mất nhiệt quá mạnh, vì bức xạ phát ra từ bề mặt của lớp tuyết phủ còn thổ nhưỡng dưới nó vẫn ấm hơn thổ nhưỡng trống. Khi đó, biên độ ngày của nhiệt độ trên mặt thổ nhưỡng dưới tuyết sẽ giảm đi rõ rệt.

4.3.4 Sự truyền nhiệt vào sâu trong thổ nhưỡng

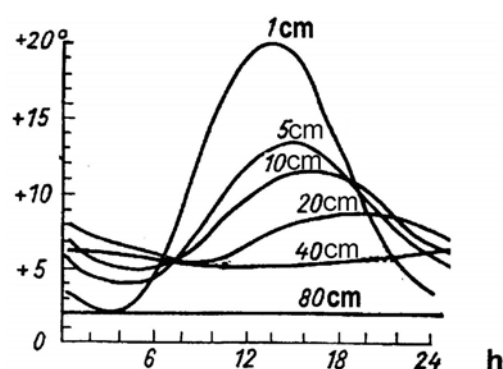
Đối với quá trình truyền nhiệt trong thổ nhưỡng, người ta thường áp dụng lý thuyết truyền nhiệt phân tử của Furiê, gọi tắt là những định luật Furiê. Tài liệu quan trắc cho thấy, sự truyền nhiệt trong thổ nhưỡng thực tế gần đúng với những định luật này.

Mật độ và độ ẩm của thổ nhưỡng càng lớn, thổ nhưỡng dẫn nhiệt càng tốt, dao động nhiệt độ càng truyền nhanh vào các lớp sâu hơn.

Song chu kỳ dao động của nhiệt độ không biến đổi theo độ sâu và không phụ thuộc vào loại thổ nhưỡng (định luật thứ nhất của Furiê). Điều đó có nghĩa là, không những trên bề mặt mà ngay ở dưới sâu biến trình ngày với chu kỳ 24 giờ giữa hai cực đại hay cực tiểu liên tiếp và biến trình năm với chu kỳ 12 tháng còn duy trì.

Song biên độ dao động giảm theo chiều sâu. Sự tăng của độ sâu theo cấp số cộng tương ứng với sự giảm của biên độ theo cấp số nhân (định luật Furiê thứ hai). Ví dụ, trên bề mặt thổ nhưỡng biên độ ngày là 30° , ở độ sâu 20cm là 5° , thì ở độ sâu 40cm, biên độ nhiệt độ sẽ nhỏ hơn 1°C (hình 4.4).

Tại lớp thổ nhưỡng tương đối sâu, biên độ ngày giảm tới mức thực tế có thể coi bằng không. Từ độ sâu này (khoảng 70 – 100 cm trong các trường hợp khác nhau, độ sâu này khác nhau) bắt đầu lớp có nhiệt độ trung bình không đổi. Dao động năm của nhiệt độ cũng truyền xuống sâu với biên độ giảm dần theo định luật nói trên. nhưng dao động năm của nhiệt độ truyền đến độ sâu hơn. Điều đó cũng dễ hiểu vì quá trình truyền dao động này xảy ra trong khoảng thời gian dài hơn. Biên độ dao động hàng năm thực tế giảm tới không ở độ sâu 30 mét ở miền cực, khoảng 15 – 20 mét ở miền ôn đới, khoảng 10 mét ở miền nhiệt đới (nơi biên độ năm trên mặt thổ nhưỡng nhỏ hơn ở miền ôn đới). Từ những độ sâu này bắt đầu lớp có nhiệt độ luôn bằng nhiệt độ trung bình năm (hình 4.4).



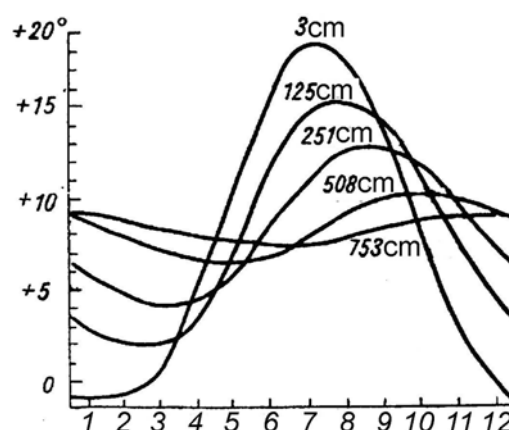
Hình 4.4
Biến trình ngày của nhiệt độ thổ nhưỡng ở các độ sâu từ 1 đến 80 cm

Thời gian xuất hiện nhiệt độ cực đại và cực tiểu trong biến trình ngày cũng như trong biến trình năm chậm theo độ sâu và tỉ lệ thuận với độ sâu (định luật thứ ba của Furiê). Điều đó dễ hiểu vì để nhiệt truyền được xuống sâu cần phải có thời gian. Thời gian xuất hiện cực trị hàng ngày cứ mỗi 10 cm độ sâu chậm 2,5 – 3,5 giờ (hình 4.3). Chẳng hạn, ở độ sâu 0,5 cm, cực đại của nhiệt độ ngày quan trắc được vào sau nửa đêm. Thời gian xuất hiện nhiệt độ cực đại và cực tiểu hàng năm chậm 20 – 30 ngày tương ứng với mỗi mét chiều sâu.

Định luật thứ tư của Furiê chỉ rõ, độ sâu của lớp có mật độ không đổi hàng ngày và hàng năm liên hệ với nhau như tỉ số của đơn vị với căn bậc hai của chu kỳ dao động, nghĩa là như tỉ số $1/\sqrt{365}$.

Điều đó có nghĩa là độ sâu nơi không còn dao động hàng năm lớn hơn độ sâu nơi không còn dao động ngày 19 lần. Định luật này cũng như các định luật khác của Furiê, đều được thực tế xác minh.

Tính chất phức tạp của sự truyền nhiệt này căn bản là sự không đồng nhất trong thành phần và cấu trúc của thổ nhưỡng. Ngoài ra, nhiệt còn truyền vào sâu trong thổ nhưỡng cùng với mưa thấm thấu, quá trình này tất nhiên không theo định luật truyền nhiệt phân tử.

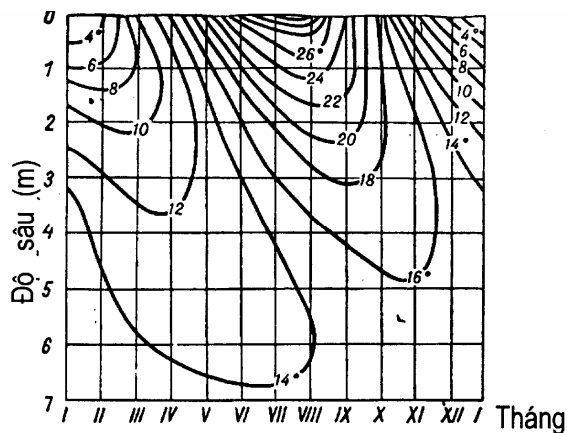


Hình 4.5
Biến trình năm của nhiệt độ thổ nhưỡng ở các độ sâu từ 3 đến 753cm ở Kaliningrat

Sự truyền nhiệt trong thổ nhưỡng theo chiều thẳng đứng vào những mùa khác nhau có liên quan với những sự khác biệt của biến trình nhiệt độ hàng năm ở những độ sâu khác nhau.

Mùa hè, từ mặt thổ nhưỡng xuống dưới sâu nhiệt độ giảm, mùa đông nhiệt độ tăng, mùa xuân nhiệt độ ban đầu tăng, sau giảm, mùa thu, ban đầu giảm, sau tăng.

Ta có thể biểu diễn sự biến đổi của nhiệt độ trong thổ nhưỡng theo độ sâu trong quá trình một ngày hay một năm bằng đồ thị các đường cong đẳng trị (hình 4.6). Trên trục hoành của đồ thị này đặt thời gian tính bằng giờ hay tháng trong năm, còn trên trục tung đặt độ sâu thổ nhưỡng. Mỗi điểm trên đồ thị tương ứng với thời gian và độ sâu nhất định.



Hình 4.6.

Toán đồ đường cong đẳng trị nhiệt độ đất ở các độ sâu qua các tháng

Trên đồ thị người ta điền những giá trị trung bình của nhiệt độ ở những độ sâu khác nhau vào những giờ hay những tháng khác nhau, sau đó vẽ các đường đẳng trị nối những điểm có cùng nhiệt độ, chẳng hạn qua một độ hay qua hai độ, ta sẽ có họ những đường cong đẳng trị nhiệt. Dùng đồ thị này có thể xác định giá trị nhiệt độ ở một thời điểm nhất định của ngày hay năm tại độ sâu bất kỳ trong phạm vi đồ thị.

4.3.5 Biến trình ngày và năm của nhiệt độ trên mặt vùng chứa nước và những lớp nước trên cùng

Ta đã nói về những đặc điểm của quá trình truyền nhiệt trong vùng chứa nước so với quá trình truyền nhiệt trong thổ nhưỡng. Sự khác biệt căn bản là ở chỗ nhiệt truyền trong nước phần lớn là do quá trình loạn lưu. Vì vậy sự nóng lên hay lạnh đi lan truyền trong các vùng chứa nước tới độ sâu lớn hơn trong thổ nhưỡng, thêm vào đó nước có nhiệt dung lớn hơn. Kết quả là sự biến đổi của nhiệt độ trên mặt nước rất nhỏ. Biên độ dao động này khoảng vài phần mười độ; ở miền ôn đới $0,1 - 0,2^{\circ}\text{C}$, ở miền nhiệt đới khoảng $0,5^{\circ}$.

Dao động ngày của nhiệt độ trên mặt đại dương lớn hơn biên độ năm nhiều. Biên độ này nhỏ hơn biên độ năm của nhiệt độ khoảng $2 - 3^{\circ}\text{C}$, ở 40°B khoảng 10°C , ở vĩ độ 40°C khoảng 5°C . Ở những miền biển kín hay những hồ sâu có thể có biên độ rất lớn, tới 20°C hay hơn nữa.

Dao động ngày cũng như năm truyền xuống sâu trong nước tất nhiên là với sự chậm pha hơn là trong thổ nhưỡng. Dao động ngày trong biển còn thấy ở độ sâu 15 – 20 mét hay hơn nữa, còn dao động hàng năm tới độ sâu 150 – 400 mét.

4.4 BIẾN TRÌNH NGÀY CỦA NHIỆT ĐỘ KHÔNG KHÍ GẦN MẶT ĐẤT

Nhiệt độ không khí biến đổi trong quá trình một ngày cùng với nhiệt độ mặt đất. Vì không khí nóng lên và lạnh đi do mặt đất, nên biên độ của biến trình ngày của nhiệt độ trong lều khí tượng nhỏ hơn trên mặt thổ nhưỡng trung bình khoảng một phần ba.

Tuy nhiên, biến trình nhiệt độ ngày có thể biến đổi rất lớn. Điều đó tùy thuộc vào ảnh hưởng của sự biến thiên của lượng mây đối với sự biến thiên của điều kiện bức xạ trên mặt đất. Ngoài ra biến trình ngày của nhiệt độ cũng phụ thuộc vào quá trình bình lưu nhiệt, nghĩa là phụ thuộc vào quá trình di chuyển tới của các khối khí có nhiệt độ khác biệt thay thế khối khí tại đại phương.

Do những nguyên nhân nói trên cực tiểu nhiệt độ có thể xuất hiện ban ngày, còn cực đại vào ban đêm. Biến trình ngày của nhiệt độ có thể hoàn toàn mất hẳn nếu đường cong biểu thị sự biến đổi của nhiệt độ có dạng phức tạp và bất thường. Nói một cách khác biến trình ngày thường bị mờ đi hay bị che lấp bởi những biến thiên không có chu kỳ của nhiệt độ. Ví dụ, ở Hà Nội tháng 1, cực đại hàng ngày của nhiệt độ đo được vào sau buổi từ 12 đến 14 giờ khoảng 22°C nhưng khi có gió mùa đông bắc, nhiệt độ buổi trưa có thể giảm tới $16 - 17^{\circ}\text{C}$.

Trong khí hậu học, người ta thường xét biến trình ngày của nhiệt độ không khí xác định qua thời kỳ nhiều năm. Trong biến trình ngày đã lấy trung bình này, những biến đổi không có chu kỳ của nhiệt độ xuất hiện tương đối đều vào tất cả các giờ trong ngày, chúng triệt tiêu lẫn nhau. Chính vì vậy, đường cong biến trình ngày nhiều năm của nhiệt độ có dạng đơn giản với dạng dao động hình sin.

Trên hình 4.2 là biến trình ngày của nhiệt độ không khí và của cân bằng bức xạ. Ta thấy có mối tương quan thuận giữa hai đại lượng này.

Đại lượng biên độ ngày của nhiệt độ phụ thuộc vào nhiều nhân tố. Trước hết nó được xác định bởi biên độ ngày của nhiệt độ trên mặt thổ nhưỡng. Biên độ nhiệt độ trên mặt thổ nhưỡng càng lớn thì biên độ nhiệt độ không khí càng lớn. Nhưng biên độ ngày của nhiệt độ trên mặt thổ nhưỡng căn bản phụ thuộc vào lượng mây.

Biên độ vào mùa đông nhỏ hơn vào mùa hè nhiều, tương tự như biên độ trên mặt đất. Vì độ tăng, biên độ ngày của nhiệt độ không khí giảm, vì độ cao giữa trưa trên đường chân trời giảm

Trên lục địa ở vĩ độ $20 - 30^{\circ}$ biên độ hàng ngày của nhiệt độ khoảng 12° , ở vĩ độ 60° khoảng 6° , ở vĩ độ 70° chỉ khoảng 3° . Tại miền cực, nơi mặt trời không mọc hay không lặn nhiều ngày liền, nhiệt độ không có biến trình ngày.

Đặc tính của thổ nhưỡng và vỏ thổ nhưỡng cũng có ý nghĩa nhất định đối với biên độ ngày của nhiệt độ. Biên độ nhiệt độ của mặt thổ nhưỡng càng lớn thì biên độ ngày của nhiệt độ không khí phía trên nó càng lớn. Ở vùng đồng cỏ và sa mạc, biên độ ngày trung bình lớn nhất đạt tới $15 - 20^{\circ}$, đôi khi tới 30° . Trên vùng cây rậm rạp, biên độ nhỏ hơn. Biên độ ngày nhỏ còn do ảnh hưởng của các vùng chứa nước: như ở miền duyên hải biên độ nhỏ.

Tại những nơi địa hình nhô cao (trên đỉnh núi, sườn núi và đồi) biên độ ngày của nhiệt độ không khí nhỏ so với vùng đồng bằng, còn ở nơi địa hình dạng trũng (thung lũng, khe, trũng nhỏ) biên độ ngày tăng (định luật Vôivây-cốp). Nguyên nhân là do ở những vùng địa hình nhô cao, không khí ít tiếp xúc với mặt đất và luôn có khối khí mới nhanh chóng thổi qua thế chỗ.

Tại vùng địa hình trũng, không khí ban ngày bị mặt đất đốt nóng mạnh hơn và giữ lại lâu hơn, còn ban đêm không khí lạnh đi mạnh hơn và trườn xuống dưới theo sườn. Song ở những khe hẹp, nơi thông lượng bức xạ hữu hiệu giảm, biên độ ngày nhỏ hơn ở thung lũng rộng.

Dễ hiểu là biên độ ngày của nhiệt độ mặt biển nhỏ dần tới biên độ của nhiệt độ không khí phía trên đó cũng nhỏ. Tuy vậy, biên độ của nhiệt độ không khí vẫn lớn hơn biên độ nhiệt độ mặt nước biển. Biên độ ngày trên mặt đại dương chỉ khoảng vài phần mười độ, nhưng trong lớp không khí dưới cùng, biên độ đạt tới $1 - 1,5^{\circ}\text{C}$. Trên vùng biển kín, biên độ còn lớn hơn. Sự hấp thụ trực tiếp bức xạ mặt đất của các lớp không khí dưới cùng và sự phát xạ của chúng ban đêm cũng có ảnh hưởng nhất định.

4.5 SỰ BIẾN ĐỔI THEO THỜI GIAN CỦA NHIỆT ĐỘ KHÔNG KHÍ

4.5.1. Sự biến đổi biên độ ngày của nhiệt độ theo chiều cao

Cũng như trong thổ nhưỡng hay trong nước, quá trình đốt nóng và lạnh đi truyền từ bề mặt xuống những lớp dưới sâu, trong không khí quá trình nóng lên và lạnh đi cũng truyền từ những lớp không khí nằm dưới lên những lớp cao hơn, và như vậy dao động ngày của nhiệt độ không những chỉ quan trắc được ở gần mặt đất mà còn ở cả những lớp khí quyển trên cao.

Cũng như trong nước và trong thổ nhưỡng, nơi dao động ngày của nhiệt độ giảm và chậm pha theo chiều sâu, trong khí quyển dao động này giảm và chậm pha theo chiều cao.

Quá trình trao đổi nhiệt không do bức xạ trong khí quyển xảy ra chủ yếu là do truyền nhiệt bằng loạn lưu, tức là do không khí xáo trộn. Song không khí linh động hơn nước, nên quá trình truyền nhiệt rối trong không khí xảy ra mạnh hơn nhiều. Kết quả là dao động ngày của nhiệt độ trong khí quyển lan truyền trong lớp dày trong đại lượng.

Trên lục địa, ở độ cao 500 mét biên độ dao động ngày của nhiệt độ còn bằng khoảng 50 % biên độ ở gần mặt đất, còn các cực trị xuất hiện muộn hơn 1,5 – 2 giờ. Ở độ cao 1 km biên độ ngày của nhiệt độ khoảng $1 - 2^{\circ}\text{C}$. Ở độ cao 2 – 5 km từ $0,5 - 1^{\circ}\text{C}$, còn cực đại ban ngày dịch về buổi chiều.

Trên biển, biên độ ngày của nhiệt độ trong tầng vài km dưới cùng ít nhiều tăng theo chiều cao, tuy vẫn còn nhỏ. Thậm chí ở phần trên tầng đối lưu và trong tầng bình lưu vẫn còn nhiệt độ không lớn và được xác định bởi các quá trình hấp thụ cũng như phát xạ của không khí chứ không do ảnh hưởng của mặt đất.

Tại vùng núi, nơi ảnh hưởng của mặt đất lớn hơn trong khí quyển tự do trên cùng một độ cao, biên độ ngày của nhiệt độ giảm theo chiều cao chậm hơn. Trên những đỉnh núi có độ cao 3000m hay cao hơn nữa, biên độ ngày khoảng $3 - 4^{\circ}\text{C}$. Ở vùng cao nguyên cao, biên độ ngày của nhiệt độ gần bằng ở vùng thấp vì ở đây bức xạ hấp thụ và bức xạ hữu hiệu lớn.

4.5.2. Những biến đổi không có chu kỳ của nhiệt độ không khí

Ở miền ngoại nhiệt đới, những biến đổi này xảy ra thường xuyên đến mức biến trình năm của nhiệt độ chỉ biểu hiện rõ khi có thời tiết xoáy nghịch, ít mây và ổn định. Vào những thời gian khác, biến trình này bị mờ đi bởi những biến đổi không có chu kỳ. Những biến đổi này (trên lục địa) vào mùa đông, có thể rất lớn.

Nhiệt độ vào thời điểm bất kỳ trong ngày (trên lục địa) có thể giảm 5 – 10°C hay hơn nữa trong khoảng 0,5 – 1 giờ. Ở miền nhiệt đới, những biến đổi không có chu kỳ của nhiệt độ chủ yếu liên quan với quá trình bình lưu của các khối khí từ khu vực khác tới. Những đợt lạnh không có chu kỳ đặc biệt mạnh (đôi khi gọi là sóng lạnh) xảy ra ngay cả ở miền nhiệt đới do sự xâm nhập của không khí lạnh từ miền ôn đới và miền cực.

Ở châu Á, không khí lạnh dễ dàng tràn tới tận các dãy núi giới hạn phía nam và phía đông của các nước Cộng hoà Trung Á. Vì vậy mùa đông ở miền đất thấp Turan, tương đối lạnh. Song những dãy núi như Pamir, Thiên Sơn, Antai, cao nguyên Tây Tạng, không kể Himalaya, là những chướng ngại vật ngăn cản không khí lạnh tràn xuống phía nam. Tuy nhiên, trong những trường hợp hiếm có, những đợt lạnh đáng kể do bình lưu cũng quan trắc được ngay cả ở Ấn Độ: ở Penzat nhiệt độ giảm trung bình 8 – 9°C, có trường hợp (tháng 3 năm 1917) đại lượng này tới 20°C. Khi đó các khối khí lạnh đi vòng qua rìa phía tây của các dãy núi. Vào mùa đông, các đợt xâm nhập của không khí lạnh từ miền cực và miền ôn đới có thể tới Trung Quốc và khoảng một nửa các đợt xâm nhập của không khí cực đới biến tính này có thể tới Việt Nam và Đông Dương dưới dạng những đợt gió mùa đông bắc.

Tại Bắc Mỹ, các dãy núi không nằm theo hướng vĩ tuyến. Vì vậy ở đây không khí lạnh có thể dễ dàng tràn xuống tận Florida và vịnh Mêchich.

Trên đại dương, không khí lạnh có thể thâm nhập tới tận miền nhiệt đới. Khi đó, không khí lạnh sẽ được mặt nước đốt nóng, song chúng vẫn làm nhiệt độ địa phương giảm đi rõ rệt. Sự thâm nhập của không khí biển miền ôn đới của Đại Tây Dương vào châu Âu gây nên những đợt sóng mùa đông và những đợt lạnh mùa hè.

Càng vào sâu trong lục địa Âu Á, tần suất của không khí Đại Tây Dương càng nhỏ và những tính chất ban đầu của nó trên lục địa càng biến đổi. Tuy vậy, sự xâm nhập của không khí Đại tây dương và ảnh hưởng của nó đến khí hậu có thể thấy được ở cả vùng núi miền Trung Sibiri và Trung Á.

Không khí nhiệt đới thường xâm nhập vào châu Âu mùa đông cũng như mùa hè từ miền Bắc châu Phi và từ vùng cận nhiệt đới thuộc Đại tây dương.

Ngoài ra, vào mùa hè những khối khí có nhiệt độ gần bằng nhiệt độ của không khí nhiệt đới còn hình thành ở miền nam châu Âu, hay tràn vào châu Âu từ miền Kazakxtan hay Trung Á. Có trường hợp nhiệt độ tăng tới khoảng 30°C, khi không khí nhiệt đới mùa hè xâm nhập vào miền cực bắc nước Nga. Ở Bắc Mỹ, không khí nhiệt đới có thể xâm nhập từ Thái Bình Dương cũng như Đại Tây Dương đặc biệt là từ vịnh Mêchich. Ngay trên lục địa, các khối khí nhiệt đới thường hình thành ở Mêchich và ở miền nam nước Mỹ.

Thậm chí ở miền bắc cực, nhiệt độ không khí vào mùa đông đôi khi tăng lên đến 0°C, do bình lưu từ miền ôn đới, đợt nóng này có thể thấy được trong toàn bộ tầng đối lưu. Sự di chuyển của các khối khí gây nên biến thiên bình lưu của nhiệt độ đều liên quan với hoạt động của xoáy thuận.

Trong khoảng không gian không lớn lắm, những biến đổi không có chu kỳ rất lớn của nhiệt độ có thể liên quan với hiện tượng fơn của vùng núi, nghĩa là liên quan với quá trình nóng lên đoạn nhiệt khi không khí chuyển động theo sườn núi xuống thung lũng.

4.5.3. Sương giá

Nhiệt độ đôi khi giảm rất mạnh xuống dưới 0°C trên nền nhiệt độ dương tạo nên sương giá gây thiệt hại lớn cho cây trồng. Hiện tượng sương giá có ý nghĩa thực tế, nó thường liên quan với biến trình ngày của nhiệt độ cũng như với quá trình giảm nhiệt độ không có chu kỳ. Hai nguyên nhân này thường tác động phối hợp.

Sương giá là quá trình ban đêm, nhiệt độ giảm đến 0°C hay thấp hơn nữa vào thời kỳ nhiệt độ trung bình hàng ngày lớn hơn 0°C , vào mùa xuân và mùa thu.

Sương giá mùa xuân và mùa thu có thể gây ra những hậu quả tai hại đối với cây ăn quả và rau: Khi đó, nhiệt độ ở lều khí tượng không nhất thiết phải hạ xuống dưới 0°C . Ở đây, trên độ cao hai mét, nhiệt độ có thể vẫn lớn hơn 0°C , nhưng ở lớp không khí dưới cùng sát thổ nhưỡng, nhiệt độ vào lúc đó có thể giảm tới 0°C hay thấp hơn, rau hay cây ăn quả có thể bị hỏng. Cũng có thể là nhiệt độ không khí thậm chí ở độ cao nào đó sát thổ nhưỡng lớn hơn 0°C , nhưng bản thân thổ nhưỡng hay thực vật lạnh đi ban đêm do phát xạ và đạt tới nhiệt độ âm, trên chúng sẽ xuất hiện sương muối. Hiện tượng này gọi là sương giá trên mặt thổ nhưỡng. Sương giá làm chết các cây non.

Sương giá phần lớn xuất hiện khi không khí tương đối lạnh, chẳng hạn trong không khí cực chuyển tới địa phương nào đó. Tuy nhiên, ban ngày nhiệt độ trong những lớp dưới cùng của khối khí này vẫn lớn hơn 0°C . Ban đêm, nhiệt độ không khí giảm dưới 0°C và sương giá xuất hiện.

Sương giá chỉ xuất hiện vào ban đêm quang đãng và lặng gió, khi bức xạ hữu hiệu từ bề mặt thổ nhưỡng lớn, quá trình rối yếu, lớp khí lạnh đi do thổ nhưỡng không lan truyền lên các lớp cao hơn mà bị làm lạnh đi trong thời gian dài. Thời tiết quang đãng và lặng gió thuận lợi cho sự xuất hiện sương giá, thường thấy ở vùng trung tâm cao áp, xoáy nghịch.

Quá trình lạnh đi mạnh mẽ ở lớp không khí sát thổ nhưỡng dẫn tới hiện tượng vào ban đêm ở những lớp nằm phía trên nó có nhiệt độ lớn hơn nhiệt độ không khí ở sát mặt đất. Vì vậy, sương giá thường kèm theo nghịch nhiệt sát mặt đất.

Sương muối xuất hiện ở những vùng đất thấp với tần suất cao hơn so với những nơi cao hay ở các sườn núi vì ở những vùng địa hình trũng, sự giảm nhiệt độ ban đêm lớn hơn. Tại những vùng địa hình thấp không khí lạnh đọng lại và bị làm lạnh đi trong thời gian dài hơn.

Vì vậy, nhiều khi sương giá làm hỏng vườn cây, rau hay nho ở vùng đất thấp, trong lúc đó ở các sườn đồi cây cối vẫn không bị hại.

Hiện nay có nhiều biện pháp tương đối có hiệu quả đang được tiến hành để bảo vệ vườn cây và rau khỏi ảnh hưởng của sương giá. Rau và cây ăn quả được bao phủ bằng màn khói để giảm bức xạ hữu hiệu và làm yếu sự giảm nhiệt độ ban đêm.

Có thể dùng các dụng cụ đặc biệt (kiểu túi chườm) để đốt nóng các lớp dưới cùng của không khí đọng lại ở sát đất. Những khoảnh vườn nhỏ có thể che bằng rom hay phủ bằng vải nhựa cũng giảm được bức xạ hữu hiệu từ bề mặt thổ nhưỡng và cây, v.v... Phải áp dụng những biện pháp này ngay khi buổi chiều nhiệt độ đã tương đối thấp và theo dự báo thời tiết ban đêm trời sẽ quang đăng và lặng gió. Một biện pháp khác là dùng quạt gió lớn phía trên tán cây để tăng cường quá trình xáo trộn rối, làm lớp không khí lạnh ở phía dưới tăng nhiệt độ do trao đổi nhiệt với không khí nóng phía trên nó.

Trong điều kiện thời tiết xoáy nghịch quang đăng và lặng gió, theo tài liệu quan trắc tại chỗ, ta có thể tính được khả năng hạ thấp quá 0°C phụ thuộc vào những giá trị yếu tố khí tượng nhiệt độ ban đêm vào buổi chiều hôm trước.

4.5.4. Biên độ năm của nhiệt độ không khí

Mọi khối khí mùa đông lạnh hơn còn mùa hè nóng hơn, vì vậy nhiệt độ không khí ở mỗi nơi của mặt đất biến đổi trong quá trình một năm, nhiệt độ trung bình tháng vào mùa lạnh nhỏ hơn vào mùa nóng. Nếu tính nhiệt độ trung bình tháng theo dãy quan trắc nhiều năm cho một nơi nào đó, ta sẽ được những giá trị nhiệt độ trung bình tháng biến đổi đều đặn từ tháng này sang tháng khác, chúng tăng từ tháng giêng hay tháng hai đến tháng bảy hay tháng tám và sau đó giảm.

Hiệu nhiệt độ trung bình tháng của tháng nóng nhất và tháng lạnh nhất được gọi là biên độ năm của nhiệt độ không khí.

Trong khí hậu học, người ta dùng biên độ năm của nhiệt độ tính theo giá trị trung bình nhiều năm cho tháng. Biên độ năm của nhiệt độ không khí trước hết tăng theo vĩ độ địa lý. Tại miền xích đạo, thông lượng bức xạ mặt trời ít biến đổi trong quá trình một năm; về phía cực, sự khác biệt trong thông lượng bức xạ của mặt trời giữa mùa đông và mùa hè tăng, do đó biên độ nhiệt độ hàng năm cũng tăng. Song trên đại dương cách xa miền bờ, sự biến đổi theo vĩ độ của biên độ năm không lớn lắm.

Nếu như trên trái đất chỉ có đại dương, không có băng phủ biên độ hàng năm biến đổi từ 0°C ở xích đạo đến khoảng $5 - 6^{\circ}\text{C}$ ở cực. Thực tế, ở phần phía nam Thái Bình Dương cách xa lục địa, biên độ năm giữa vĩ độ 20 và 60° tăng khoảng từ 3 đến 5° . Song ở phần phía bắc Thái Bình Dương hẹp hơn, nơi ảnh hưởng của lục địa lớn hơn, biên độ ở miền giữa vĩ độ $20 - 60^{\circ}$ tăng từ 3 đến 15°C .

Biên độ năm của nhiệt độ (cũng như biên độ ngày) trên lục địa lớn hơn trên biển nhiều. Thậm chí trên các lục địa không lớn lắm thuộc nam bán cầu, biên độ năm lớn hơn 15°C , ở vĩ độ 60° trên lục địa châu Á, Iakutchi giá trị này tới 60°C .

Những biên độ nhỏ cũng thấy được ở rất nhiều nơi trên lục địa, thậm chí ở cách xa bờ biển, nơi không khí từ biển thường thâm nhập vào, chẳng hạn như ở Tây Âu. Ngược lại, biên độ lớn cũng thường thấy ngay trên đại dương, nơi không khí từ lục địa thường lan tới, chẳng hạn như miền tây của bắc Đại Tây Dương. Như vậy là biên độ nhiệt độ năm không chỉ đơn giản phụ thuộc vào đặc tính của mặt đất và gần biên của địa phương một cách đơn giản.

Đại lượng này phụ thuộc vào tần suất của khối khí có nguồn gốc biển và lục địa tại địa phương.

Không những biển mà ngay các hồ lớn cũng giảm biên độ năm của nhiệt độ không khí và do đó làm dịu khí hậu. Khoảng giữa hồ Bai Can, biên độ nhiệt độ năm của không khí là $30 - 31^{\circ}\text{C}$ ở vùng bờ khoảng 36°C , còn ở vùng vĩ độ trên sông Iênisêi là 42°C .

Song ở miền ngoại nhiệt đới, biến trình năm còn biểu hiện rõ rệt, thậm chí ở miền trên của tầng đối lưu và trong tầng bình lưu. Biến trình này được xác định bởi sự biến đổi theo mùa thì qua điều kiện phát xạ và hấp thụ bức xạ mặt trời của mặt đất cũng như bản thân không khí.

4.6 TÍNH LỤC ĐỊA CỦA KHÍ HẬU

4.6.1. Biên độ năm của nhiệt độ và tính lục địa của khí hậu

Khí hậu trên biển với biên độ năm của nhiệt độ nhỏ thường gọi là khí hậu biển, khác với khí hậu lục địa với biên độ nhiệt độ năm lớn. Song khí hậu biển lan đến cả vùng lục địa sát biển nơi tần suất của không khí biển lớn. Có thể nói, không khí biển đem khí hậu biển vào lục địa. Ngược lại, khu vực đại dương có không khí chuyển từ lục địa gần nhất thịnh hành khí hậu có tính lục địa hơn là tính biển.

Tây Âu, nơi quanh năm thịnh hành không khí Đại Tây Dương, khí hậu biển biểu hiện rõ rệt, ở miền cực tây châu Âu biên độ nhiệt độ không khí chỉ khoảng vài độ. Cách xa Đại Tây Dương tiến sâu vào lục địa ở xa Đại Tây Dương, biên độ năm của nhiệt độ tăng, nói một cách khác, tính lục địa của khí hậu tăng. Ở miền đông Sibir, biên độ năm tăng đến vài chục độ. Mùa hè ở đây nóng hơn ở Tây Âu, mùa đông khí hậu khắc nghiệt hơn nhiều. Độ gần biển của miền đông Sibir đối với Thái Bình Dương không có giá trị đáng kể, vì hoàn lưu chung khí quyển, nhất là về mùa đông không tạo điều kiện cho không khí từ Thái Bình Dương thâm nhập vào Sibir. Chỉ có ở miền Viễn Đông, mùa hè các khối khí di chuyển từ đại dương làm giảm nhiệt độ và do đó làm giảm biên độ năm của nhiệt độ.

Trên cùng vĩ độ, biên độ trung bình năm ở Torshap là 6°C còn ở Iacutchi là -11°C , nghĩa là tính cho cả năm khí hậu lục địa lạnh hơn khí hậu biển. Điều đó có nghĩa là, ở miền ôn đới và miền cực biên độ lớn trong khí hậu lục địa so với trong khí hậu biển không những do nhiệt độ mùa hè tăng, mà còn do nhiệt độ mùa đông giảm. Ở miền nhiệt đới, điều kiện có khác, tại đây biên độ nhiệt độ trên lục địa lớn không những do mùa đông lạnh hơn mà nguyên nhân chính là do mùa hè nóng hơn. Vì vậy, ở miền nhiệt đới nhiệt độ trung bình năm trong khí hậu lục địa lớn hơn trong khí hậu biển.

Nếu đi từ tây sang đông vào trung tâm lục địa Âu Á, nhiệt độ trung bình của tháng nóng nhất và tháng lạnh nhất, nhiệt độ trung bình và biên độ trung bình hàng năm đều biến đổi. Điều đó thấy rõ từ số liệu của một số trạm trên vĩ tuyến 52° (xem bảng kèm theo).

Ta thấy rõ là theo chiều từ tây sang đông, nhiệt độ mùa hè tăng, nhiệt độ mùa đông và nhiệt độ trung bình năm giảm, biên độ năm tăng.

	Kinh độ	Tháng 1	Tháng 7	Năm	Biên độ
Irlandia	10°W	+7	+15	+10	8
Tây Đức	7 °E	+1	+17	+9	16
Vacsôvi	21 °E	– 5	+18	+7	23
Cuôcxkơ	36 °E	– 10	+19	+5	29
Cranbua	55 °E	– 15	+22	+3	37
Tây Sibia	80 °E	– 18	+22	+3	40
Nechinxkơ	116 °E	– 30	+23	– 2	53

4.6.2. Những hệ số của tính lục địa

Giữa khí hậu biển và khí hậu lục địa còn có sự khác biệt về biên độ ngày của nhiệt độ và về chế độ ẩm và về chế độ giáng thủy, v.v. Tuy nhiên, biên độ nhiệt độ năm vẫn biểu thị tính lục địa của khí hậu rõ hơn cả.

Biên độ năm của nhiệt độ còn phụ thuộc vào vĩ độ địa lý. Ở miền vĩ độ thấp, biên độ năm của nhiệt độ nhỏ so với ở miền vĩ độ cao, thậm chí ngay cả trên lục địa. Như vậy là, để tính trị số đặc trưng cho tính lục địa của khí hậu được chính xác ta phải loại trừ ảnh hưởng của vĩ độ đối với biên độ năm của nhiệt độ.

Hiện có nhiều phương pháp tính những chỉ số của tính lục địa của khí hậu tùy thuộc vào biên độ năm của nhiệt độ và vĩ độ địa phương. Đặc biệt thường dùng hơn cả là chỉ số của Goroclimsri.

$$k = C \frac{A - 12 \sin \varphi}{\sin \varphi} \quad (4.2)$$

trong đó A là biên độ năm của nhiệt độ, còn biểu thức $12 \sin \varphi$ là biên độ trung bình năm của nhiệt độ trên đại dương trong đới giữa 30 và 60 vĩ độ, trong đó φ là vĩ độ.

Như vậy, ta lấy biên độ năm thực tế hàng năm trừ đi biên độ năm ở vĩ độ φ trong khí hậu đại dương trung bình nào đó. Hệ số C được xác định theo giả thuyết là tính lục địa trung bình trên mặt đại dương bằng không (nghĩa là khi $A = 12 \sin \varphi$) đối với Veckhôngianxkơ, $C = 100$. Từ đó công thức có dạng

$$k = \frac{17A}{\sin \varphi} - 20,4 \quad (4.3)$$

S.P Khromop đưa ra chỉ số lục địa đôi khác ít nhiều. Biên độ đơn thuần đại dương, nghĩa là biên độ ở trên đại dương hoàn toàn không có ảnh hưởng của lục địa (hay ít nhất không có ảnh hưởng của lục địa), tương tự như ở phần trung tâm của miền nam Thái Bình Dương rất xa lục địa được xác định tùy thuộc vào vĩ độ. Đối với biên độ đơn thuần đại dương bằng không có nghĩa là $A=12 \sin \varphi$ ta có biểu thức

$$A_m = 5,4 \sin \varphi \quad (4.4)$$

Sau đó, lấy hiệu giữa biên độ năm thực tế của địa phương A và biên độ đơn thuần đại dương nói trên và chia cho nhiệt độ thực tế.

$$k = \frac{A - A_m}{A} = \frac{A - 5,4 \sin \varphi}{A}. \quad (4.5)$$

Chỉ số lục địa này chỉ rõ phần biên độ năm của nhiệt độ không khí ở nơi nào đó gây nên do ảnh hưởng của lục địa trên trái đất và ảnh hưởng của lục địa trong biên độ năm của nhiệt độ.

Tại những vùng trung tâm của cả ba đại dương Nam bán cầu chỉ số k nhỏ hơn 10%. Nhưng ở miền bắc Đại Tây Dương, giá trị này lớn hơn 25%, ở miền cực tây châu Âu giữa khoảng 50 và 70%, ở miền Trung và Tây bắc châu Á, thậm chí lớn hơn 90%. Chỉ số này cũng lớn hơn 90% ở một số nơi thuộc miền trung châu Úc và miền bắc châu Phi và Nam Mỹ.

Như vậy, nếu chỉ xét biên độ năm của nhiệt độ thì khí hậu có tính chất biển lớn nhất hình thành trên lục địa dù sao vẫn chịu ảnh hưởng của lục địa hơn của đại dương. Hơn nữa, thậm chí ở vùng trung tâm Đại Tây Dương, ảnh hưởng của lục địa tới biên độ năm của nhiệt độ chỉ lớn hơn ảnh hưởng của đại dương một ít.

Điều đó rõ ràng là do không khí từ lục địa thường lan ra biển. Chỉ ở miền ôn đới của đại dương Nam bán cầu, ảnh hưởng của lục địa tới biên độ năm của nhiệt độ không đáng kể.

N.N Ivanôp khi tính hệ số lục địa, ngoài biên độ năm của nhiệt độ, ông còn tính đến những đặc trưng có liên quan với tính lục địa như biên độ ngày của nhiệt độ và độ hụt bão hoà (hiệu giữa sức trương bão hoà và sức trương hơi nước thực tế trong không khí (xem chương 5). Ông đề ra công thức

$$k = \frac{A + a + 0,25D12 \sin \varphi}{0,36\varphi + 14} \cdot 100 \quad (4.6)$$

ở đây A, a là biên độ năm và biên độ ngày của nhiệt độ.

D là độ hụt bão hoà (tính trung bình nhiều năm).

Theo công thức này, thì khí hậu chịu ảnh hưởng như nhau của biển và lục địa tương ứng với chỉ số 100%; hệ số tối thấp ở gần đảo Macuôri (phía nam New Zealand là 37 %, còn hệ số cực đại ở miền Trung Á và miền trung Sahara (250 – 260%).

4.7 BIẾN TRÌNH NĂM CỦA NHIỆT ĐỘ KHÔNG KHÍ

4.7.1. Các loại biến trình năm của nhiệt độ không khí ở các đới khí hậu

Ta có thể phân chia những loại biến trình nhiệt độ không khí phụ thuộc vào vĩ độ và tính lục địa sau đây:

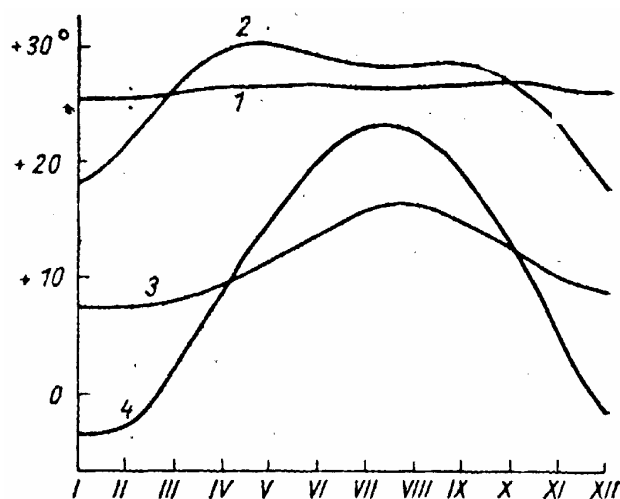
4.7.1.1. Loại xích đạo

Biên độ nhỏ, vì sự khác biệt trong thông lượng bức xạ mặt trời trong quá trình một năm không lớn, còn thời gian thông lượng bức xạ mặt trời lớn nhất trên giới hạn của khí quyển trùng với thời gian có lượng mây và giáng thủy cực đại. Giữa lục địa biên độ khoảng 5°C , ở vùng bờ biển nhỏ hơn 3°C , ở đại dương là 1°C hay nhỏ hơn trên đảo Monden (vĩ độ 4°N 155°W) biên độ chỉ khoảng $0,5^{\circ}\text{C}$. Trong biến trình kiểu này thường có hai cực đại của nhiệt độ sau khi mặt trời ở tương đối thấp. Ví dụ:

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	Năm	Biên độ
Jacacta (lava $6,2^{\circ}\text{N}$; $106,8^{\circ}\text{Đ}$)													
25.8	25.8	26.2	26.7	26.8	26.5	26.3	26.5	26.8	26.8	26.5	26.1	26.4	1.0
Môngala (Xudăng, $5,2^{\circ}\text{B}$; $1,8^{\circ}\text{Đ}$)													
27.2	27.8	28.5	27.2	26.1	25.4	24.3	24.4	25.1	25.7	25.7	26.4	26.2	4.2

4.7.1.2. Loại nhiệt đới

Biên độ lớn hơn so với xích đạo, biên độ khoảng 5°C , trong lục địa khoảng $10 - 15^{\circ}\text{C}$. Có một cực đại và một cực tiểu trong quá trình một năm, phần lớn là sau khi Mặt Trời ở cao nhất và thấp nhất. Ở khu vực gió mùa, cực đại của loại biến trình này thường thấy trước gió mùa mùa hè, gió này làm giảm nhiệt độ do đem lại mây và mưa.



Hình 4.7

Các loại biến trình năm của nhiệt độ không khí trên trái đất : 1 – Loại xích đạo; 2 – Loại nhiệt đới gió mùa; 3 – Loại ôn đới; 4 – Loại cực lục địa. 5 – Loại cực lục địa

4.7.1.3. Loại ôn đới

Tại đây cực trị của nhiệt độ thường thấy sau ngày đông chí và hạ chí, cần thêm là trong khí hậu biển, chúng chậm xuất hiện hơn trong khí hậu lục địa. Ở Bắc Bán Cầu, cực tiểu thường thấy trên lục địa vào tháng 1, còn trên biển vào tháng 2 hay tháng 3, trên biển vào tháng 8 thậm chí đôi khi tới tháng 9. Điều đó rõ ràng là do sự khác biệt trong quá trình đốt nóng và truyền nhiệt của lục địa và biển đã xét ở trên.

Tại miền ôn đới, khí hậu lục địa được đặc trưng bởi mùa đông lạnh và mùa hè nóng hơn so với khí hậu biển. Ở đây những mùa chuyển tiếp có đặc tính khác biệt, trong khí hậu biển điển hình, mùa xuân lạnh hơn mùa thu, còn trong khí hậu lục địa mùa xuân ấm hơn.

-50	-44	-30	-13	+2	+13	+15	+11	+2	-15	-37	-46	- 16	65
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	Năm	Biên độ
Grinkhabo (78,0 °N; 14,2 °E)													
-16	-18	-20	-14	- 5	+2	+5	+5	0	- 6	-11	- 14	- 8	25
Môngala (72,1 °N; 96,6 °E)													
-34	-44	-55	-63	-63	-67	-67	-71	-67	-59	-44	-32	- 55	39

4.7.2. Biến thiên của nhiệt độ trung bình tháng

Vì những biến đổi không có chu kỳ mỗi năm xảy ra khác nhau nên nhiệt độ trung bình năm của không khí ở mỗi nơi vào những năm khác nhau thường khác nhau. Chẳng hạn ở Matxcova, nhiệt độ trung bình năm vào năm 1962 là $1,2^{\circ}$, vào năm 1925 là $6,1^{\circ}$.

Người ta gọi giá trị độ lệch trung bình của nhiệt độ trung bình tháng so với giá trị chuẩn khí hậu học là biến thiên của nhiệt độ trung bình tháng. Giá trị này càng lớn nếu những biến đổi không có chu kỳ của nhiệt độ tại địa phương làm cho mỗi tháng vào những năm khác nhau có những đặc tính khác nhau xảy ra càng mạnh.

Vì vậy, biến thiên của nhiệt độ trung bình hàng tháng tăng theo vĩ độ, ở miền nhiệt đới nhỏ, ở miền ôn đới lớn. Trong khí hậu biển giá trị này nhỏ hơn trong khí hậu lục địa.

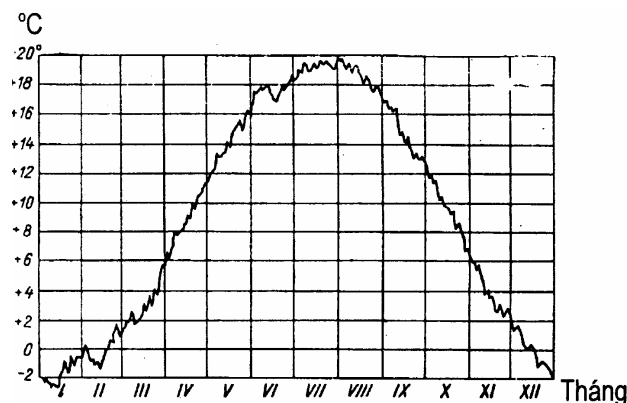
Biến thiên đặc biệt lớn ở những khu vực chuyển tiếp giữa khí hậu lục địa và khí hậu biển, ở đó trong một số năm có thể do khối khí biển, trong những năm khác do không khí lục địa khống chế.

4.7.3. Những nhiễu động trong biến trình năm của nhiệt độ không khí

Nếu biểu diễn bằng phương pháp đồ thị biến trình năm của nhiệt độ không khí theo giá trị trung bình tháng, nghĩa là theo 12 giá trị, ta sẽ được đường cong đều đặn dưới dạng hình sin.

Nếu biểu diễn biến trình năm của nhiệt độ theo số liệu trung bình ngày (hay theo giá trị trung bình 5 ngày) thì qua chu kỳ nhiều năm (thậm chí qua 100 năm) đường cong sẽ không hoàn toàn đều đặn. Trên đường cong này sẽ có những nhiễu dưới dạng răng cưa gây nên bởi những biến đổi không có chu kỳ của nhiệt độ (hình 4.8).

Những đoạn hình răng cưa này không đều đặn có thể thấy được từ ngày này qua ngày khác

**Hình 4.8**

Biến trình năm của không khí dựng theo nhiệt độ trung bình ngày từ dãy số liệu 100 năm

Điều đó có nghĩa là những biến đổi không có chu kỳ của nhiệt độ qua các ngày mạnh đến mức thậm chí trên đường cong trung bình năm cũng không hoàn toàn bị san bằng.

Một số dao động trong biến trình nhiệt độ đặc biệt đáng kể và kéo dài liên tục trong nhiều ngày, điều đó, chẳng hạn, có thể do nhiệt độ giảm vào mùa xuân. Kết quả là nhiệt độ nhỏ hơn trung bình nhiều năm.

Dao động loại đó có thể do những đợt nóng hay đợt lạnh lặp lại từ năm này qua năm khác vào những ngày nào đó tương đối cố định, mặc dù không nhất thiết xảy ra vào một ngày, vì vậy trên đường cong khí hậu học còn giữ lại những nhiễu động tương ứng. Chúng được gọi là những đặc tính theo mùa.

Ví dụ, ở châu Âu, vào mùa xuân khi nhiệt độ trong biến trình năm nói chung tăng, trong khi đó trên những đường cong khí hậu học dựng theo từng ngày hay 5 ngày một có những thời kỳ nhiệt độ giảm đáng kể hay ít nhất tăng chậm. Chẳng hạn hiện tượng đó thường xảy ra vào khoảng giữa tháng 6 hay vào nửa đầu tháng 5. Ta đã rõ những đợt lạnh lại vào nửa đầu tháng 2.

Ngược lại, vào mùa thu, khoảng cuối tháng 9 hay đầu tháng 10, khi nhiệt độ nói chung giảm thường có sự giảm chậm tạm thời, thậm chí có năm sự giảm chậm này được thay thế bằng sự tăng của nhiệt độ trong một vài ngày thậm chí đến 5 ngày. những thời kỳ có đợt nóng mùa thu này, được gọi là sự kéo dài của mùa hè.

Dĩ nhiên, không nên cho rằng vào từng năm, những biến đổi của nhiệt độ bao giờ cũng xuất hiện vào những ngày nhất định. Thời gian xuất hiện của chúng vào những năm khác nhau có thể khác nhau. Chẳng hạn, những đợt lạnh tháng 5 có thể thấy được vào đầu và giữa hay vào cuối tháng, và có thể hoàn toàn không có. Tuy nhiên, những đợt lạnh này thấy thường xuyên hơn cả vào nửa đầu của tháng, điều này được phản ánh trên biến trình khí hậu học.

Những dao động trong biến trình năm của nhiệt độ chỉ rõ những thời kỳ xảy ra sự thâm nhập thường xuyên của những khối khí của một loại nhất định.

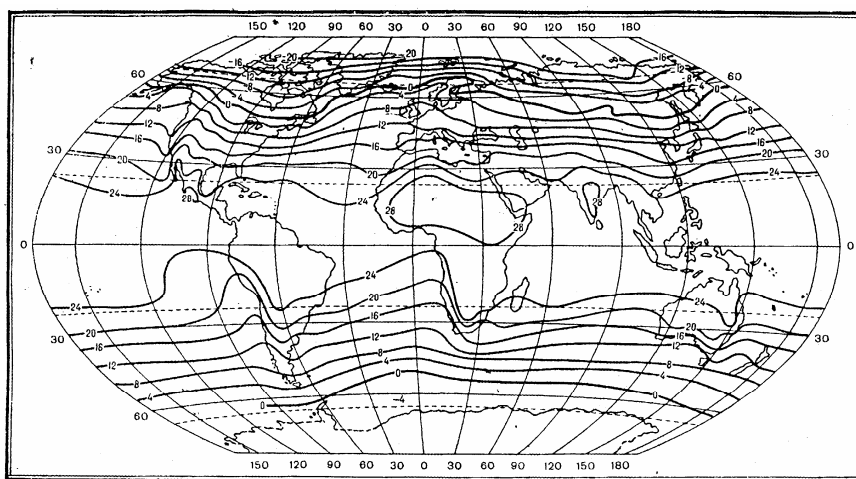
4.7.4. Phân bố địa lý của nhiệt độ không khí ở gần mặt đất

Khi xét những bản đồ phân bố trung bình nhiều năm của nhiệt độ không khí trên mực biển cho mỗi tháng hay cho cả năm, ta phát hiện được nhiều qui luật thể hiện ảnh hưởng của những nhân tố địa lý. Trước hết, đó là ảnh hưởng của vĩ độ. Nhiệt độ nói chung giảm từ xích đạo về phía cực, tương ứng với sự phân bố cân bằng bức xạ của mặt đất. Sự giảm này đặc biệt đáng kể vào mùa đông ở mỗi bán cầu, vì ở gần xích đạo, nhiệt độ trong biến trình năm ít biến đổi. Ở miền vĩ độ cao nhiệt độ vào mùa đông lớn hơn vào mùa hè nhiều.

Song, trên các bản đồ các đường đẳng nhiệt cũng như các đường đẳng trị, cân bằng bức xạ không hoàn toàn trùng với vòng vĩ tuyến. Sự khác biệt này lớn nhất ở miền bắc bán cầu. Trong đó ta thấy rõ ảnh hưởng của sự chia cắt của mặt trái đất thành lục địa và biển. Vấn đề này chúng ta xét kỹ sau. Ngoài ra, những nhiễu động trong sự phân bố của nhiệt độ còn liên quan với sự tồn tại của các lớp tuyết và băng phủ, các dãy núi, các dòng biển nóng lạnh. Cuối cùng, sự phân bố của nhiệt độ còn chịu ảnh hưởng của những điều kiện hoàn lưu chung khí quyển.

Do nhiệt độ ở mỗi nơi được xác định không những do những điều kiện cân bằng bức xạ ở đó mà còn do bình lưu của không khí từ nơi khác đến. Chẳng hạn nhiệt độ tới thấp không phải quan trắc thấy ở miền trung tâm lục địa Âu Á mà dịch chuyển hẳn sang phía đông của lục địa. Nhiệt độ ở miền tây lục địa Âu Á, mùa đông lớn hơn, mùa hè nhỏ hơn ở miền đông, vì với hướng thịnh hành của các dòng không khí, không khí từ biển từ Đại Tây Dương luôn thâm nhập vào sâu lục địa châu Á từ phía tây.

Trên bản đồ nhiệt độ trung bình năm trên mực biển (hình 4.9), độ lệch của đường đẳng nhiệt so với vòng cung vĩ tuyến nhỏ nhất. Mùa đông, lục địa lạnh hơn biển, còn mùa hè nóng hơn, vì vậy khi tính giá trị trung bình năm, những độ lệch ngược dấu của các đường đẳng nhiệt so với sự phân bố theo đới bù lại cho nhau một phần.



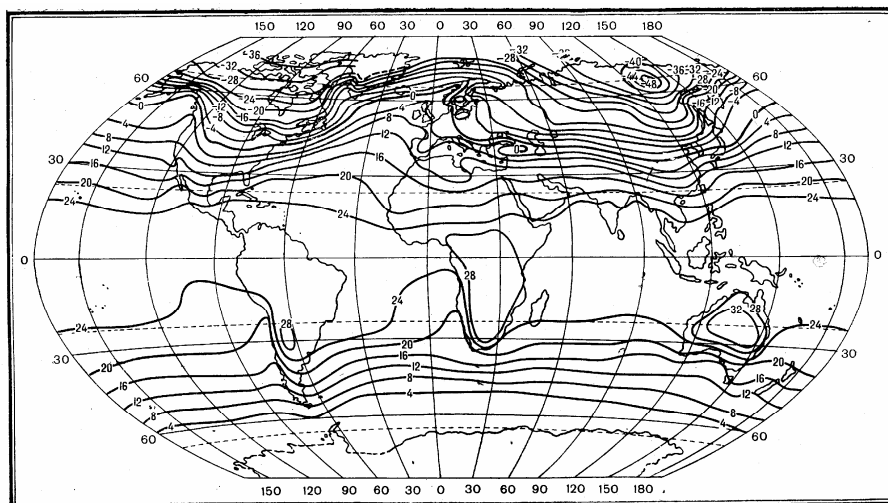
Hình 4.9

Phân bố trung bình năm của nhiệt độ không khí trên mực biển (°C)

Trên bản đồ trung bình năm ta thấy một đới rộng có nhiệt độ trung bình năm cao hơn +25°C nằm trong miền nhiệt đới ở hai phía xích đạo.

Trong đới này có các “hồ” nóng ở Bắc Mỹ và ở Ấn Độ, Canada do các đường đẳng nhiệt khép kín vẽ nên với qui mô nhỏ hơn nhiều. Tại những hồ nóng này có nhiệt độ trung bình năm cao hơn +28°C. Ở Nam Mỹ, Nam Phi và châu Úc không có những hồ nóng tương tự,

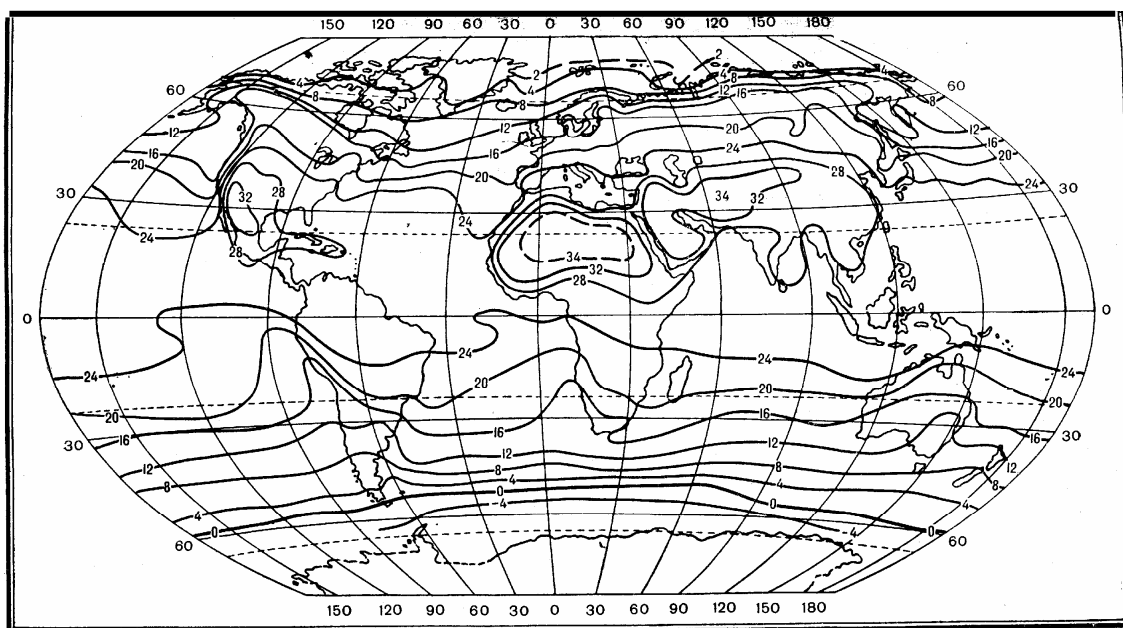
song trên những lục địa này các đường đẳng nhiệt uốn về phía nam tạo nên những “lưỡi nóng”, vì ở đây trên các đại dương nhiệt độ cao lan lên về phía vĩ độ cao nhiều hơn.



Hình 4.10

Phân bố trung bình tháng I của nhiệt độ không khí trên mực biển

Như vậy ta thấy rằng ở miền nhiệt đới nhiệt độ không khí trung bình năm trên lục địa lớn hơn trên đại dương. Tại miền ngoại nhiệt đới, các đường đẳng nhiệt ít lệch so với vòng cung vĩ tuyến, nhất là ở Nam bán cầu, nơi mặt trái dưới ở miền ôn đới và miền cực thuộc Bắc Bán Cầu ta vẫn có thể thấy các đường đẳng nhiệt lệch về phía Nam trên lục địa châu Á và Bắc Mỹ. Điều đó có nghĩa là tính trung bình năm, lục địa ở những miền này lạnh hơn đại dương.



Hình 4.11

Phân bố trung bình tháng 7 của nhiệt độ không khí trên mực biển

Tính trung bình năm, nơi nóng nhất trên trái đất là miền bờ biển phía Nam Hồng Hải; ở Macao, (thuộc Eritorây $15,6^{\circ}\text{N}$, 39°E) nhiệt độ trung bình năm trên mực biển là $+30^{\circ}$, còn ở Hôđây (thuộc Iêmen, $14,6^{\circ}\text{N}$, $48,8^{\circ}\text{E}$) thậm chí tới $+32,5^{\circ}$. Khu vực lạnh nhất là miền Đông châu Nam Cực với nhiệt độ trung bình năm ở miền trung tâm khoảng -50 , -55°C .

Trên các bản đồ phân bố nhiệt độ trung bình tháng 1 và tháng 7 (những tháng giữa mùa đông và mùa hè), sự lệch của các đường đẳng nhiệt so với vòng cung vĩ tuyến lớn hơn nhiều. Thực ra ở miền nhiệt đới Bắc bán cầu, nhiệt độ tháng 1 trên đại dương và lục địa tương đối đồng nhất. Các đường đẳng nhiệt ít lệch với vòng cung vĩ tuyến. Tại giữa miền nhiệt đới, nhiệt độ ít biến đổi theo vĩ độ. Song ở miền ngoại nhiệt đới bắc bán cầu, nhiệt độ giảm nhanh về phía cực.

Ngoài ra, ta còn thấy trên các lục địa lạnh thuộc miền ngoại nhiệt đới bắc bán cầu, các đường đẳng nhiệt uốn vòng xuống phía nam, còn trên các đại dương nóng hơn, chúng uốn vòng lên phía Bắc. Đó là những lưỡi lạnh và lưỡi nóng.

Chương 5

Nước trong khí quyển

Từ chương 1 ta đã biết, tuần hoàn ẩm là một trong ba chu trình hình thành khí hậu. Tuần hoàn ẩm gồm có quá trình bốc hơi nước từ mặt đất, quá trình hơi nước ngưng kết trong khí quyển, giáng thủy và dòng chảy. Dòng chảy là quá trình thủy văn thuần túy, ta sẽ không xét tới. Những thành phần của tuần hoàn ẩm khác – quá trình bốc hơi, ngưng kết – hình thành giáng thủy và những hậu quả khí hậu của chúng là nội dung chính của chương này.

5.1 Bốc hơi và bão hoà

5.1.1. Quá trình bốc hơi

Hơi nước thường xuyên thâm nhập vào khí quyển do quá trình bốc hơi từ bề mặt vùng chứa nước và thổ nhưỡng, cũng như do quá trình thoát hơi của thực vật. Để phân biệt với quá trình thoát hơi, người ta gọi quá trình bốc hơi là quá trình bốc hơi vật lý, còn quá trình thoát hơi với quá trình thoát hơi là quá trình bốc hơi tổng cộng.

Quá trình bốc hơi xảy ra khi từng phân tử nước tách ra khỏi mặt nước hay mặt thổ nhưỡng ẩm và thâm nhập vào không khí dưới dạng những phân tử hơi nước. Trong không khí, những phân tử này lan truyền lên cao, truyền đi mọi phương và rời xa nguồn bốc hơi.

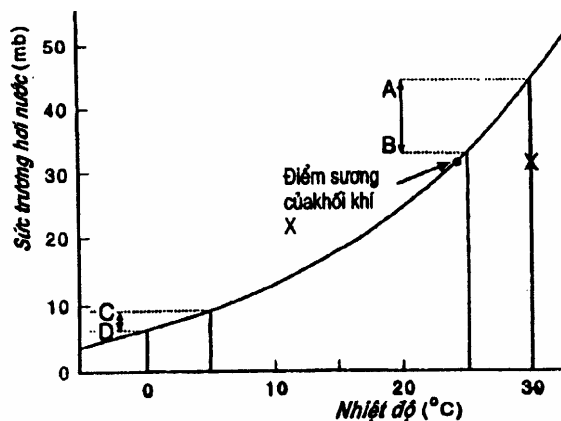
Quá trình này xảy ra một phần do tự các phân tử chuyển động. Trong trường hợp đó, quá trình lan truyền của các phân tử khí vào không gian được gọi là quá trình khuếch tán phân tử. Ngoài quá trình khuếch tán, hơi nước còn lan truyền cùng với không khí, cùng với gió theo chiều ngang, cùng với quá trình chuyển dời chung của không khí, cũng như theo chiều thẳng đứng do quá trình khuếch tán rối, nghĩa là cùng với những xoáy rối thường xuyên xuất hiện trong không khí chuyển động.

Đồng thời với quá trình các phân tử tách ra khỏi mặt nước hay bề mặt thổ nhưỡng còn xảy ra quá trình ngược, trong đó các phân tử chuyển động từ không khí trở lại mặt nước hay thổ nhưỡng.

Khi quá trình tách khỏi cân bằng với quá trình trở lại mặt nước thì quá trình cân bằng động được thiết lập vì bốc hơi ngưng lại, phân tử vẫn tách ra khỏi mặt nước, nhưng lại được bù bằng những phân tử trở lại. Người ta gọi trạng thái đó là trạng thái bão hoà, hơi nước trong trạng thái này là hơi nước bão hoà, còn không khí chứa hơi nước bão hoà là không khí bão hoà.

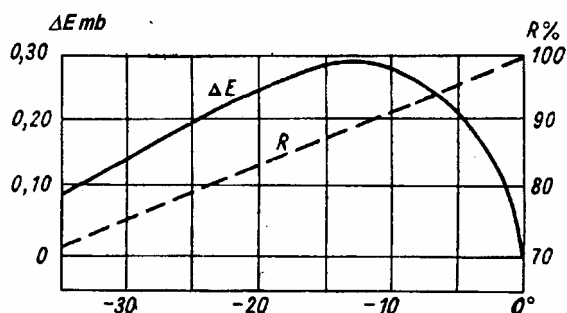
Sức trương hơi nước trong trạng thái bão hoà gọi là sức trương bão hoà.

Sức trương bão hoà tăng theo nhiệt độ. Điều đó có nghĩa là ở nhiệt độ cao hơn không khí có thể chứa nhiều hơi nước hơn là ở nhiệt độ thấp. Sự phụ thuộc của sức trương bão hoà vào nhiệt độ được biểu diễn trên hình 5.1. Chẳng hạn, ở nhiệt độ 0°C , sức trương bão hoà là 6,1mb, ở nhiệt độ 10°C là 12,3 mb, ở nhiệt độ 20°C là 23,4 mb, ở nhiệt độ 30°C là 42,4 mb. Như vậy cứ tăng 10°C thì sức trương bão hoà cũng như lượng hơi nước trong không khí tỉ lệ thuận với nó tăng gấp đôi, ở nhiệt độ 30°C , không khí có thể chứa hơi nước trong trạng thái bão hoà lớn hơn ở nhiệt độ 0°C bảy lần.



□
Hình 5.1
Sự phụ thuộc của sức trương hơi nước bão hoà vào nhiệt độ

Những giọt nước (của mây và sương mù) trong khí quyển thường ở trạng thái quá lạnh. Trạng thái quá lạnh với nhiệt độ lớn hơn -10°C là hiện tượng thường thấy. Chỉ ở nhiệt độ thấp hơn nữa, một phần các giọt nước này bắt đầu hoá băng, vì vậy, trong khí quyển nước và băng thường ở sát bên nhau. Nhiều đám mây đồng thời hình thành bởi mọi loại yếu tố được gọi là đám mây hỗn hợp. ở nhiệt độ âm, sức trương bão hoà đối với tinh thể băng nhỏ hơn đối với nước quá lạnh. Chẳng hạn, ở nhiệt độ -10°C , sức trương bão hoà thực tế của hơi nước là 2,7 mb thì đối với những giọt nước quá lạnh, không khí đó vẫn chưa bão hoà và những giọt nước trong không khí bốc hơi, nhưng đối với những hạt băng không khí này đã quá bão hoà và khi đó những hạt băng lớn dần lên. Những điều kiện này thường thấy trong thực tế, chúng rất quan trọng đối với sự hình thành giáng thủy, ta sẽ trở lại xem xét sau.



Hình 5.2
Sự khác nhau của sức trương hơi nước bão hoà (ΔE_{mb}) trên mặt băng và sự phụ thuộc của độ ẩm tương đối vào nhiệt độ khi bão hoà trên mặt băng

Sự khác biệt của sức trương bão hoà đối với nước và băng là do sự dính kết giữa các phân tử băng lớn hơn giữa các phân tử nước. Vì vậy, trạng thái bão hoà, nghĩa là trạng thái cân bằng động giữa số phân tử mất đi và số phân tử thu lại được đạt tới đối với băng trong điều kiện dung lượng ẩm của môi trường không khí xung quanh nhỏ hơn là đối với nước.

Đối với bề mặt lồi như bề mặt của giọt nước, sức trương bão hoà lớn hơn đối với bề mặt nước phẳng, điều đó là do trên bề mặt lồi lực dính kết giữa các phân tử nhỏ hơn trên bề mặt nước phẳng. Đối với những giọt nước lớn, sự khác biệt so với mặt nước phẳng không đáng kể.

Chẳng hạn đối với giọt nước có bán kính 10 – 7 cm, để bão hoà sức trương hơi nước trong không khí phải lớn gấp ba lần so với trên bề mặt nước phẳng.

Điều đó có nghĩa là trong không khí bão hoà đối với mặt nước phẳng, những giọt nước nhỏ hơn này sẽ không tồn tại được vì đối với chúng không khí chưa bão hoà và do đó chúng bốc hơi rất nhanh.

Nếu như trong nước có muối hoà tan thì sức trương bão hoà đối với dung dịch đó nhỏ hơn đối với nước ngọt và sức trương bão hoà càng lớn nếu nồng độ muối càng lớn. Vì vậy, trên mặt biển, trạng thái bão hoà được thiết lập với sức trương bão hoà nhỏ hơn trên mặt nước ngọt khoảng 2%.

Như vậy là đối với những giọt nước có chứa muối ăn và các muối biển hoà tan khác, sức trương bão hoà giảm. Những giọt nước trong mây thực tế có chứa các loại muối này vì chúng có thể tạo thành trên những hạt nhân ngưng kết là muối như sẽ nói ở dưới đây.

5.1.2. Tốc độ bốc hơi

Tốc độ bốc hơi được tính bằng mm. Đó là chiều dày của lớp nước bốc hơi từ bề mặt nào đó trong một đơn vị thời gian, chẳng hạn trong một ngày đêm. Tốc độ bốc hơi trước tiên tỉ lệ thuận với hiệu sức trương bão hoà dưới nhiệt độ của mặt bốc hơi và sức trương thực tế của hơi nước trong không khí ($E_s - e$) (định luật Đantôn).

Hiệu ($E_s - e$) này càng nhỏ tốc độ bốc hơi càng nhỏ, nghĩa là lượng hơi nước mà không khí thu được trong một đơn vị thời gian sẽ càng nhỏ. Nếu bề mặt bốc hơi nóng hơn không khí, sức trương hơi nước bão hoà của bề mặt đó (E_s) sẽ lớn hơn sức trương bão hoà E tương ứng với nhiệt độ không khí. Vì vậy, hiện tượng bốc hơi vẫn tiếp tục ngay cả khi không khí đã bão hoà, nghĩa là khi $e = E < E_s$.

Ngoài ra, tốc độ bốc hơi còn tỉ lệ nghịch với khí áp p . Những yếu tố này chỉ quan trọng khi so sánh điều kiện bốc hơi ở các độ cao khác nhau, ở vùng núi, ở đồng bằng. Dao động của khí áp không lớn đến mức có ý nghĩa đáng kể.

Sau cùng, quá trình bốc hơi phụ thuộc vào tốc độ gió v (m/s), vì gió và quá trình rối liên quan với nó cuốn hơi nước khỏi bề mặt bốc hơi và duy trì độ hụt bão hoà cần thiết.

Vì vậy

$$V = k \frac{E_s}{p} f(v) \quad (5.1)$$

Ở đây k là hệ số tỉ lệ, E_s là sức trương hơi nước của bề mặt bốc hơi, $f(v)$ là hàm tốc độ gió.

Đo bốc hơi là một vấn đề khó khăn. Việc đo độ bốc hơi trên bề mặt nước hay trong bình dụng cụ đo bốc hơi hay trong hồ chứa nước nhân tạo không lớn lắm được tiến hành. Tuy nhiên, không thể coi quá trình bốc hơi đó như là quá trình bốc hơi nước ở hồ chứa nước vì trong trường hợp sau độ bốc hơi nhỏ hơn trị số xác định theo dụng cụ bốc hơi.

Việc đo tốc độ bốc hơi từ bề mặt thổ nhưỡng còn khó khăn hơn nhiều. Hiện có những dụng cụ đo bốc hơi từ thổ nhưỡng song kết quả xác định bằng dụng cụ này cũng có thể khác biệt với độ bốc hơi trong điều kiện tự nhiên. Đối với sự thoát hơi bản chất là quá trình sinh vật học xảy ra khác nhau đối với các loại thực vật trong cùng các điều kiện khí tượng, thì tình hình còn phức tạp hơn.

Vì vậy, để xác định tốc độ bốc hơi từ bề mặt địa lý rộng lớn người ta dùng các phương pháp tính. Độ bốc hơi từ bề mặt lục địa được tính chẳng hạn theo lượng giáng thủy, dòng chảy và hàm lượng ẩm của thổ nhưỡng, nghĩa là theo những thành phần cân bằng nước liên quan với độ bốc hơi và dễ để đo hơn. Độ bốc hơi từ mặt biển có thể tính theo công thức tương tự phương trình (5.1), nghĩa là tính theo số liệu lượng ẩm, nhiệt độ không khí và gió.

5.1.3. Phân bố địa lý của bốc hơi và bốc hơi khả năng

Khi nói về lượng nước bốc hơi ở nơi nào đó, cần phân biệt độ bốc hơi thực tế và độ bốc hơi có thể hay bốc hơi khả năng.

Người ta gọi bốc hơi khả năng là độ bốc hơi cực đại có thể có không phụ thuộc vào tiềm lượng ẩm. Đó chính là độ bốc hơi từ chung kế thường xuyên được đổ thêm nước. Độ bốc hơi từ mặt hồ chứa nước hay từ mặt thổ nhưỡng tưới đẫm nước cũng có thể gọi là bốc hơi khả năng. Song đối với bề mặt bốc hơi rộng lớn, độ bốc hơi thực tế sẽ nhỏ hơn kết quả xác định độ bốc hơi bằng dụng cụ đo.

Bốc hơi khả năng đặc trưng cho mức độ thời tiết và khí hậu địa phương tạo điều kiện cho quá trình bốc hơi. Tuy nhiên bốc hơi khả năng không phải bao giờ cũng bằng độ bốc hơi thực tế từ bề mặt thổ nhưỡng. Với cùng những điều kiện như nhau độ bốc hơi của thổ nhưỡng không đủ ẩm nhỏ hơn của mặt nước, nghĩa là nhỏ hơn bốc hơi khả năng. Điều đó đơn giản là do thiếu độ ẩm để bốc hơi.

Ta hãy xét những giá trị bốc hơi khả năng trên lục địa, được xác định hoặc theo chung kế hoặc bằng cách tính theo những giá trị trung bình của các yếu tố khí tượng khác (hiện có các công thức thực nghiệm để tính các giá trị này).

ở miền cực, nhiệt độ của mặt bốc hơi thấp, sức trương bão hoà E_s và sức trương thực tế nhỏ và chúng gần bằng nhau. Vì vậy, hiệu $(E_s - e)$ nhỏ và cùng với nó bốc hơi khả năng cũng nhỏ.

ở Sbitbecghen, bốc hơi khả năng trong một năm chỉ có 80mm, ở Anh khoảng 400 mm, ở Trung Âu khoảng 450mm. ở phần châu Âu của Liên Xô, bốc hơi khả năng tăng từ tây bắc xuống đông nam cùng với sự tăng của độ hụt bão hoà. ở Leningrat, bốc hơi khả năng là 320mm, ở Matxcova là 740mm, ở Trung á, với nhiệt độ mùa hè cao và độ hụt bão hoà lớn, bốc hơi khả năng lớn hơn nhiều: 1340mm, ở Tatsken và 1800mm ở Nucut. ở Việt Nam bốc hơi khả năng trung bình khoảng 1200mm.

ở vùng bán đảo A Rập và vùng sa mạc Côlôradô khô hơn, bốc hơi khả năng lớn hơn 3000 mm. ở Nam Mỹ không có khu vực nào có bốc hơi khả năng hàng năm cao hơn 2500mm. ở miền xích đạo, độ hụt bão hoà nhỏ, bốc hơi khả năng tương đối thấp 700 – 1000 mm.

ở vùng sa mạc ven bờ biển Pêru, Chilê và Nam Mỹ bốc hơi khả năng hàng năm cũng không vượt quá 600 – 800mm. Đất ẩm có phủ thực vật có thể mất nước nhiều hơn mặt nước, vì trong trường hợp này ngoài quá trình bốc hơi còn có quá trình toát hơi.

Mặt đất trong các khu vực thiếu ẩm tất nhiên bốc hơi với một lượng nước ít hơn, không thể lớn hơn lượng nước do nước và tuyết tan thấm xuống.

Ta hãy xét sự phân bố địa lý của độ bốc hơi thực tế.

Trên bản đồ 5.3 dẫn ra những tổng lượng bốc hơi thực tế hàng năm.

Ta thấy rằng độ bốc hơi từ đại dương (ở đây độ bốc hơi bằng bốc hơi khả năng) lớn hơn độ bốc hơi trên lục địa nhiều. Trên phần lớn diện tích đại dương thuộc miền ôn đới và miền vĩ độ thấp độ bốc hơi đạt tới 600 đến 2500mm, còn bốc hơi cực đại đạt tới 3000mm. ở biển thuộc miền cực do có băng phủ, độ bốc hơi tương đối nhỏ. Trên lục địa, tổng lượng bốc hơi hàng năm khoảng từ 100 – 200mm ở miền cực và sa mạc (ở châu Nam Cực còn nhỏ hơn) đến 800 – 1000mm. ở miền nhiệt đới và cận nhiệt ẩm ướt (miền nam châu á, các nước bao quanh vịnh Ghi nê và Cônggô, miền Đông Bắc Hoa Kỳ, miền bờ biển phía đông châu Phi, quần đảo Indônêxia, đảo Madagatxca), những giá trị lượng bốc hơi cực đại trên lục địa lớn hơn 1000mm một ít.

5.2 Độ ẩm không khí

5.2.1 Những đặc trưng độ ẩm (7 đặc trưng)

Hàm lượng ẩm của không khí trước hết phụ thuộc vào lượng hơi nước bay vào khí quyển do quá trình bốc hơi tại địa phương. Thực vậy, hàm lượng ẩm trên đại dương lớn hơn trên lục địa vì quá trình bốc hơi từ bề mặt đại dương không bị hạn chế bởi tiềm lượng nước. Đồng thời, ở địa phương nhất định, lượng ẩm phụ thuộc vào hoàn lưu khí quyển: các dòng không khí đem tới vùng nào đó những khối khí ẩm hơn hay khô hơn từ các khu vực khác trên Trái Đất.

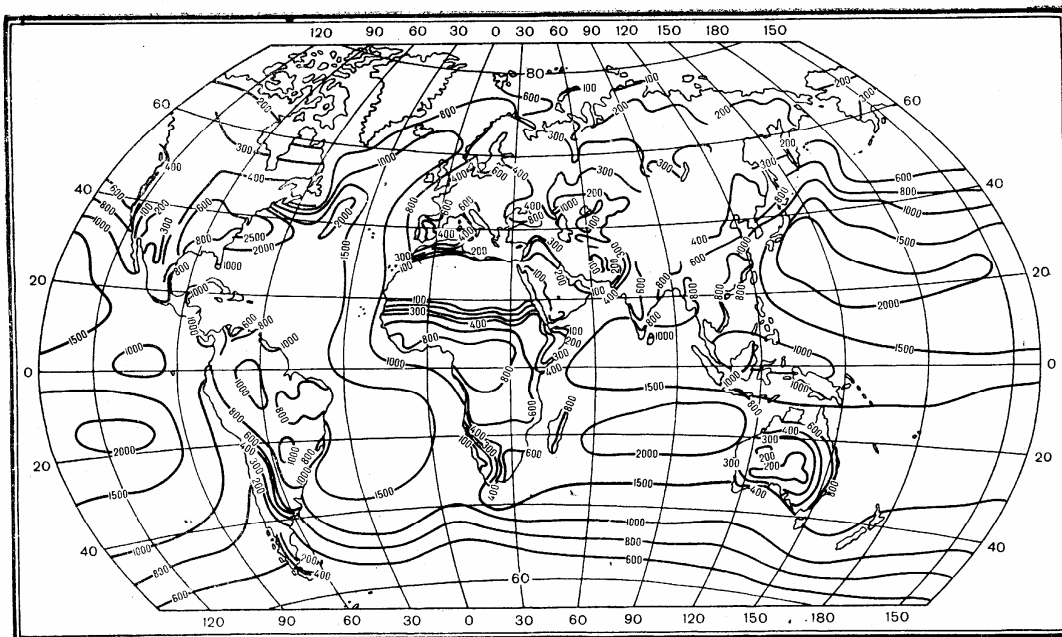
Cuối cùng, đối với mỗi nhiệt độ đều có trạng thái bão hoà nhất định, nghĩa là có lượng ẩm giới hạn nào đó không vượt quá được.

Để biểu diễn một cách định lượng hơi nước chứa trong khí quyển, người ta dùng các đặc trưng khác nhau của độ ẩm không khí trong đó có hai đặc trưng đã được nói đến: một là sức trương (áp suất) hơi nước thực tế (e), đặc trưng cơ bản thông dụng hơn cả, hai là độ ẩm tương đối r, là tỉ số phần trăm của sức trương thực tế với sức trương bão hoà dưới nhiệt độ nhất định.

Độ ẩm tuyệt đối – mật độ hơi nước tính bằng gam ứng với một mét khối, cũng là một đặc trưng thông dụng.

Công thức tính mật độ hơi nước có dạng

$$\rho_w = \frac{0,623e}{R_d T} \quad (5.2)$$



Hình 5.3

Bốc hơi từ mặt đất trung bình năm (mm/năm)

Để tránh những trị số có bậc đại lượng quá nhỏ, ta không biểu diễn mật độ hơi nước bằng đơn vị trong hệ CGS mà bằng đơn vị 10⁶ lần lớn hơn, nghĩa là bằng gam hàm lượng ẩm trong 1m³ không khí, ở đây cũng như về sau này, chỉ lượng hơi nước chứa trong không khí.

Ta gọi đại lượng này là độ ẩm tuyệt đối. Đối với a ta có biểu thức:

$$a = 220 \frac{e}{T} g / m^3 \quad (5.3)$$

Ở đây, e tính bằng miliba.

Tóm lại, có thể dễ dàng tính được độ ẩm tuyệt đối khi biết sức trương của hơi nước và nhiệt độ không khí (song phải nhớ T là nhiệt độ tuyệt đối). ở nhiệt độ 0°C (273°K và đối với trạng thái bão hoà $a = 4,9 g/m^3$). Đôi khi người ta gọi sức trương hơi nước là độ ẩm tuyệt đối. Cần phân biệt rõ những từ này và chỉ nên gọi độ ẩm tuyệt đối là mật độ hơi nước tính bằng gam trong một mét khối không khí. Cần lưu ý là độ ẩm tuyệt đối biến đổi trong các quá trình đoạn nhiệt. Khi không khí giãn nở, thể tích của nó tăng và khi đó cũng vẫn lượng hơi nước trước kia phân bố trong thể tích lớn hơn; như vậy là mật độ hơi nước – độ ẩm tuyệt đối giảm. Ngược lại, khi không khí bị nén, độ ẩm tuyệt đối tăng.

Một đặc trưng khác của lượng ẩm được sử dụng rộng rãi là độ ẩm riêng $q(g/kg)$, đó là tỉ số mật độ hơi nước so với mật độ chung của không khí ẩm. Có thể nói khác đi, đó là tỉ số của khối lượng hơi nước với khối lượng của không khí ẩm trong cùng một thể tích.

Từ chương 3 ta có tỷ số ρ_w/ρ' có dạng:

$$q = 0,633 \frac{e}{p(1 - 0,377 \frac{e}{p})} \quad (5.4)$$

Thành phần cuối cùng của mẫu số ($0,377e/p$) nhỏ so với đơn vị và trong nhiều trường hợp có thể bỏ qua. Khi đó ta có: $q = 0,623 e/p$. Tóm lại, độ ẩm riêng có thể tính được nếu biết sức trương hơi nước và khí áp. Độ ẩm riêng được biểu diễn bằng trị số không thứ nguyên. Từ biểu thức (5.4) ta thấy rõ trị số này bao giờ cũng rất nhỏ vì p lớn hơn e rất nhiều. Trong thực tế, để thuận tiện hơn người ta thường biểu diễn độ ẩm riêng bằng trị số tăng lên 1000 lần, nghĩa là biểu diễn đại lượng của nó bằng số gam hơi nước trong 1 kilôgam không khí: $q = 623e/p$ (g/kg). Với điều kiện đó, độ ẩm riêng được biểu diễn không phải bằng vài phần nghìn, mà bằng đơn vị hay bằng chục (gam trên kilôgam). Khác với độ ẩm tuyệt đối, độ ẩm riêng không biến đổi trong quá trình không khí dẫn nở hay nén đoạn nhiệt, vì trong quá trình đoạn nhiệt, thể tích của không khí biến đổi còn khối lượng thì không biến đổi.

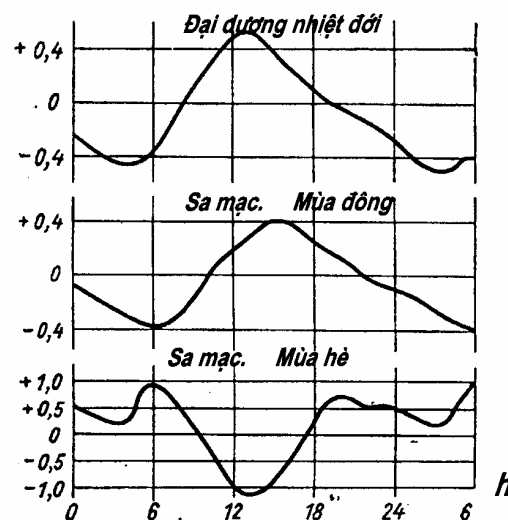
Với những mục đích khác, người ta dùng ba đại lượng đặc trưng cho độ ẩm. Một là điểm sương – nhiệt độ cần thiết để hơi nước làm cho không khí bão hoà. Chẳng hạn, nếu ở nhiệt độ không khí $+27^{\circ}\text{C}$, sức trương hơi nước là 23,4mb thì không khí đó chưa bão hoà. Để làm cho không khí bão hoà, phải hạ nhiệt độ của nó xuống thấp tới $+20^{\circ}\text{C}$. Chính đại lượng $+20^{\circ}\text{C}$ trong trường hợp này là điểm sương của không khí. Rõ ràng là hiệu giữa nhiệt độ thực tế và điểm sương càng nhỏ thì không khí càng gần đến trạng thái bão hoà. ở trạng thái bão hoà, điểm sương bằng nhiệt độ thực tế. Đại lượng đặc trưng khác gọi là tỉ lệ hợp chất. Tỉ lệ hợp chất là lượng hơi nước tính bằng gam so với khối lượng không khí khô tính bằng kilôgam. Đại lượng này ít khác biệt với độ ẩm riêng. Đặc trưng thứ ba là độ hụt bão hoà, đó là hiệu giữa sức trương bão hoà E dưới nhiệt độ nhất định của không khí và sức trương hơi nước thực tế trong không khí ($e: d$) = $E - e$. Nói cách khác, độ hụt bão hoà đặc trưng cho mức độ hơi nước khác biệt với trạng thái bão hoà dưới nhiệt độ nhất định. Độ hụt bão hoà được biểu diễn bằng mm Hg hay bằng miliba.

Đo độ ẩm không khí trong điều kiện sát mặt đất, độ ẩm không khí xác định bằng phương pháp so sánh nhiệt, nghĩa là theo chỉ số của hai nhiệt kế với bầu khô và bầu được thấm nước (nhiệt kế khô và nhiệt kế ướt) là thuận tiện hơn cả. Quá trình bốc hơi từ bề mặt của nhiệt kế ướt làm giảm nhiệt độ của nó so với nhiệt độ của nhiệt kế khô. Sự giảm này càng lớn nếu độ hụt bão hoà càng lớn. Theo hiệu số giữa nhiệt kế ướt và nhiệt kế khô, người ta tính được sức trương hơi nước và độ ẩm tương đối của không khí. Để tính toán trong thực tế có các bảng tính đặc biệt. Trong bảng tính bao giờ cũng dẫn những đại lượng sức trương bão hoà đối với mặt phẳng của nước ngọt. Đối với nhiệt độ của nhiệt kế ẩm, có thêm những giá trị tương ứng cho băng. Một đôi nhiệt kế với bầu khô và bầu ướt gọi là ẩm biểu. Ẩm biểu được đặt trong lều khí tượng. Để quan trắc ngoài thực địa và quan trắc gradien ẩm biểu hút gió Assman được áp dụng rộng rãi. Các bầu của hai nhiệt kế ẩm này được đặt trong các ống kim loại làm bằng niken. Khi quan trắc bộ phận thông gió đưa không khí vào các ống và thổi qua các nhiệt kế. Một trong hai nhiệt kế được làm ướt ngay trước khi quan trắc. Người ta cũng còn dùng ẩm kế tóc, dựa trên nguyên lý là chiều dài của tóc đã làm mất lớp mỡ biến đổi theo sự biến đổi của độ ẩm tương đối. Dụng cụ tương đối này phải chia độ theo ẩm kế. Nguyên lý của ẩm kế tóc được áp dụng vào các máy tự ghi (ẩm ký). Đối với quan trắc cao không, người ta còn sử dụng các phương pháp đo độ ẩm không khí theo sự biến đổi sức căng của màng động vật có tính mất nước và các phản ứng hoá học. Ngoài ra, còn có những phương pháp xác định độ ẩm khác chẳng hạn như phương pháp cân và phương pháp ngưng kết.

5.2.2 Biến trình ngày và năm của sức trương hơi nước

Có thể đặc trưng lượng hơi nước tuyệt đối chứa trong không khí bằng một trong ba đại lượng kể trên: sức trương hơi nước, độ ẩm tuyệt đối, độ ẩm riêng. ở đây sẽ xem xét chủ yếu sức trương hơi nước. Song khi biết được sức trương hơi nước cũng như nhiệt độ và khí áp, ta cũng có thể xác định được hai đại lượng ẩm trong không khí ở mặt đất, nói chung có liên quan với những sự biến đổi không có chu kỳ tương ứng của nhiệt độ.

Tương tự như biến trình ngày của nhiệt độ không khí, biến trình ngày của sức trương hơi nước thể hiện rõ trong đại lượng trung bình nhiều năm hơn là vào từng ngày. Biên độ của nó ở miền ôn đới nhỏ: mùa xuân và mùa hè khoảng 2 – 3mb mùa thu và mùa đông khoảng 1 – 2mb. Trên biển và ở những vùng ven bờ biển, sức trương hơi nước có biến trình ngày đơn giản tương ứng với biến trình ngày của nhiệt độ không khí: ban ngày khi nhiệt độ cao hơn sức trương hơi nước tăng. Mùa đông, ở trung tâm lục địa, biến trình ngày của sức trương cũng tương tự (hình 5.4).



Hình 5.4
Biến trình ngày của sức trương hơi nước mùa hè trên đại dương nhiệt đới và trên sa mạc

Nhưng vào mùa nóng, ở sâu trong lục địa, sức trương hơi nước phần lớn có biến trình ngày kép, cực tiểu thứ nhất vào buổi sáng sớm cùng với cực tiểu của nhiệt độ. Hình 5.4 là biến trình ngày của sức trương hơi nước trên đại dương miền nhiệt đới (đường trên) và ở sa mạc vào mùa đông và mùa hè (đường dưới).

Theo trục tung đặt độ lệch so với giá trị trung bình ngày tính bằng mmHg. Tiếp đó, sức trương tăng nhanh cùng với nhiệt độ đến khoảng 9 giờ sáng. Sau đó xuất hiện cực tiểu thứ hai. ở những vùng khí hậu nóng cực tiểu ban ngày là cực tiểu chính. Tiếp đó sức trương hơi nước lại tăng đến 21 – 22 giờ, khi đó xuất hiện cực đại thứ hai, sau đó sức trương lại giảm cho đến sáng.

Nguyên nhân của biến trình ngày kép của lượng ẩm là sự phát triển của hiện tượng đối lưu trên lục địa vào ban ngày. Bắt đầu từ khi mặt trời mọc, thổ nhưỡng được đốt nóng. Cùng với hiện tượng này, độ bốc hơi tăng và sức trương hơi nước ở mặt đất tăng. Nhưng vào khoảng 8 – 10 giờ, ở lớp không khí sát mặt đất thiết lập tầng kết bất ổn định và khi đó hiện tượng đối lưu phát triển tương đối mạnh.

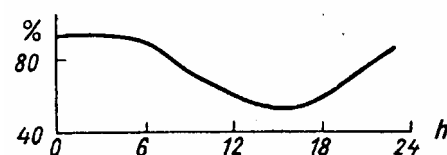
Trong quá trình đối lưu, hình thành sự vận chuyển hơi nước theo hướng gradien của nó, từ dưới lên trên. Quá trình này dẫn đến sự giảm lượng ẩm ở gần mặt đất ban ngày. Về chiều hiện tượng đối lưu yếu đi và độ bốc hơi từ bề mặt thổ nhưỡng được đốt nóng còn lớn và vì vậy, lượng ẩm ở gần mặt đất bắt đầu tăng. Nhưng ban đêm độ bốc hơi giảm đi nhiều, còn trong quá trình không khí lạnh đi bởi mặt đất một phần hơi nước ngưng kết lại dưới dạng sương đêm. Do đó, có sự giảm sức trương ban đêm. ở những trạm vùng núi, biến trình ngày

của sức trương hơi nước song song với biến trình ngày của nhiệt độ cực đại xuất hiện sau buổi trưa, khi hiện tượng đối lưu cuốn hơi nước mạnh lên những lớp khí cao. Biên độ ở các trạm vùng núi giảm đi còn cực trị xuất hiện muộn.

Biến trình năm của sức trương song song với biến trình năm của nhiệt độ: mùa hè lớn, mùa đông nhỏ hơn. Hiện tượng này rất dễ hiểu. Tháng nóng nhất và tháng lạnh nhất thường cũng là tháng có giá trị sức trương hơi nước lớn nhất và nhỏ nhất. Đôi khi cực trị của lượng ẩm xuất hiện muộn so với cực trị của nhiệt độ đến một tháng. ở các khu vực thuộc miền nhiệt đới với cực đại nhiệt độ trước mùa mưa, cực đại lượng ẩm cũng xuất hiện vào đầu mùa xuân. Biên độ năm của lượng ẩm càng lớn nếu biên độ năm của nhiệt độ càng lớn. Như vậy là trong khí hậu lục địa, đại lượng này lớn hơn trong khí hậu biển. Trong các khu vực gió mùa có sự đối lập rất rõ nét giữa mùa đông khô hạn và mùa hè ẩm ướt, đại lượng này còn lớn hơn nữa.

5.2.3 Biến trình ngày và năm của độ ẩm tương đối

Biến trình ngày của độ ẩm tương đối $r = (e/E).100\%$ phụ thuộc vào biến trình ngày của sức trương hơi nước thực tế e và biến trình ngày của sức trương bão hoà E ; nhưng E lại phụ thuộc trực tiếp vào biến trình ngày của nhiệt độ. Sức trương hơi nước e nói chung ít biến đổi trong một ngày, còn sức trương bão hoà E biến đổi mạnh hơn nhiều. Vì vậy, biến trình ngày của độ ẩm tương đối ngược lại với biến trình ngày của nhiệt độ với độ gần đúng tương đối. Khi nhiệt độ giảm, độ ẩm tương đối tăng; khi nhiệt độ tăng, độ ẩm tương đối giảm. Kết quả là cực tiểu hàng ngày của độ ẩm tương đối xuất hiện cùng với cực đại của nhiệt độ không khí, tức là vào sau buổi trưa, còn cực đại hàng ngày của độ ẩm tương đối xuất hiện cùng với cực tiểu hàng ngày của nhiệt độ, tức là vào khoảng thời gian mặt trời mọc (Hình 5.5).



Hình 5.5
Biến trình ngày của độ ẩm tương đối (%)

Trên núi cao và trong khí quyển tự do, biến trình ngày của độ ẩm tương đối song song với biến trình ngày của nhiệt độ. Cực đại xuất hiện vào ban ngày khi quá trình tạo mây phát triển.

5.2.4 Sự phân bố địa lý của độ ẩm không khí

Sự phân bố địa lý của hàm lượng ẩm phụ thuộc vào: độ bốc hơi ở mỗi khu vực, sự vận chuyển độ ẩm do các dòng không khí trên Trái Đất từ nơi này tới nơi khác. Độ bốc hơi tỉ lệ thuận với độ hụt bão hoà, còn độ hụt bão hoà nói chung lớn nếu nhiệt độ càng lớn. Ngoài ra, với nhiệt độ càng cao, không khí càng có thể chứa được nhiều hơi nước. Vì vậy, sự phân bố lượng ẩm (sức trương hơi nước, độ ẩm tuyệt đối hay độ ẩm riêng) nói chung tuân theo sự phân bố của nhiệt độ. Điều đó có nghĩa là vị trí phân bố của các đường đẳng ẩm trên bản đồ khí hậu gần trùng với các đường đẳng nhiệt. Hình 5.6 là phân bố trung bình của sức trương hơi nước tháng 1 (mb). Độ ẩm lớn nhất ở vùng xích đạo, ở đây sức trương hơi nước trung bình nhiều năm của tháng là 0 mb, ở nhiều nơi có những tháng với lượng ẩm lớn nhất đạt đến 30mb, có khi vượt quá 35mb. Khu vực rừng xích đạo có lượng ẩm trên lục địa cực đại. Lượng ẩm cũng như nhiệt độ giảm theo vĩ độ. Ngoài ra, vào mùa đông, lượng ẩm cũng như nhiệt độ trên lục địa nhỏ so với trên đại dương. Vì vậy, mùa đông trên lục địa các đường đẳng sức

trương hơi nước và độ ẩm tuyệt đối tương tự như các đường đẳng nhiệt uốn cong về phía xích đạo.

Mùa hè, nhiệt độ ở miền lục địa cao, nhưng độ bốc hơi thực tế bị hạn chế bởi tiềm lượng ẩm và hơi nước thâm nhập vào khí quyển không nhiều hơn trên đại dương, trái lại còn ít hơn. Kết quả là độ ẩm trên lục địa không lớn hơn so với trên đại dương, tuy nhiệt độ cao hơn. Vì vậy, khác với các đường đẳng nhiệt, các đường đẳng sức trương hơi nước mùa hè trên lục địa không uốn cong về phía vĩ độ cao mà nằm gần vòng cung vĩ tuyến.

Các sa mạc như Sahara hay sa mạc Trung á thậm chí là những khu vực có sức trương hơi nước thấp với những đường đẳng sức trương hơi nước khép kín. Hình 5.7 là bản đồ phân bố trung bình của sức trương hơi nước tháng 7.

Ta thấy ở những khu vực lục địa quanh năm có không khí từ đại dương thâm nhập, chẳng hạn như Tây Âu, lượng ẩm tương đối lớn và gần bằng lượng ẩm trên đại dương, cả vào mùa hè lẫn mùa đông. ở khu vực Nam và Đông Âu luôn có những dòng không khí mùa hè hướng từ biển và mùa đông từ lục địa, mùa hè lượng ẩm lớn, mùa đông nhỏ. Trên hình 5.8 là sự phân bố trung bình năm của sức trương hơi nước theo vĩ độ.

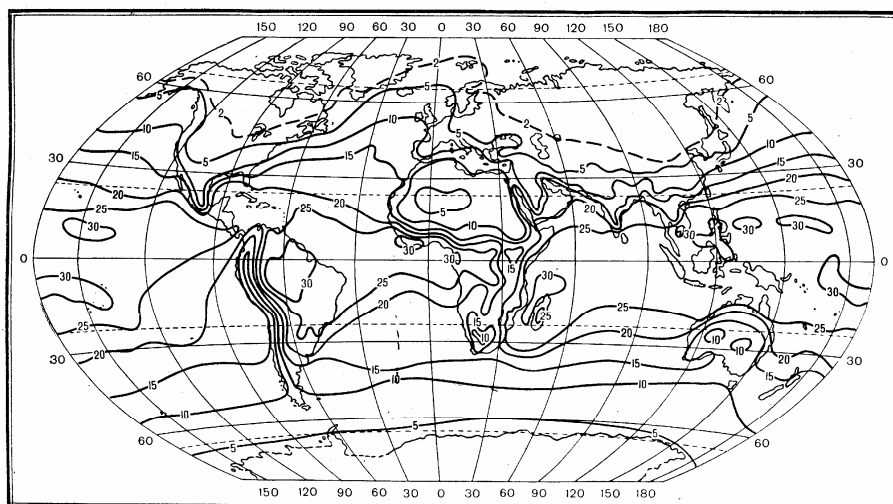
Để so sánh ta dẫn thêm sự phân bố trung bình năm của độ ẩm tuyệt đối theo đới ở Bắc Bán Cầu:

Vĩ độ Bắc °N	70-60	50-40	30-20	10-0
Độ ẩm tuyệt đối g/cm ³	3	7	14	19

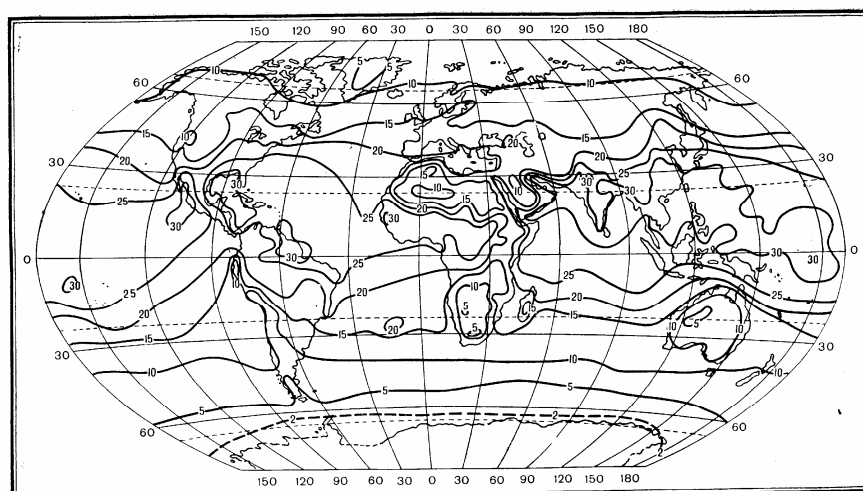
Ở mọi đới, những giá trị vào mùa đông đều nhỏ hơn vào mùa hè. Tính trung bình năm cho toàn Trái Đất, độ ẩm tuyệt đối ở mặt đất là 11 g/m³. Điều đó có nghĩa là, đối với toàn bộ Trái Đất mật độ hơi nước nói chung chỉ chiếm 1% của mật độ chung của không khí ở mặt đất

Như ta đã rõ độ ẩm tương đối phụ thuộc vào lượng ẩm và nhiệt độ của không khí. Đại lượng này thường rất lớn ở vùng xích đạo do lượng ẩm của không khí rất lớn, còn nhiệt độ thì không quá cao vì lượng mây lớn.

Hình 5.8 là phân bố trung bình theo vĩ độ địa lý của sức trương hơi nước. ở đây, độ ẩm tương đối trung bình năm đạt tới 85% hay cao hơn. Độ ẩm tương đối thường rất lớn ở Bắc Băng Dương, ở miền Bắc Đại Tây Dương và Thái Bình Dương và ở vùng biển châu Nam Cực. ở đây độ ẩm tương đối có giá trị lớn bằng hay gần bằng giá trị ở vùng xích đạo.

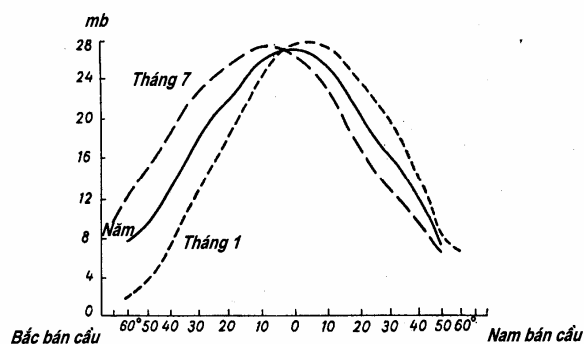


Hình 5.6
Phân bố sức trương hơi nước tháng 1 (mb)



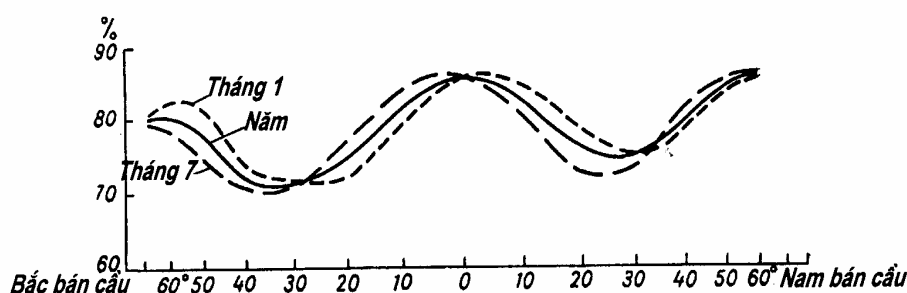
Hình 5.7
Phân bố sức trương hơi nước tháng 7 (mb)

Nhiệt độ mùa đông ở châu Âu không lớn như ở vùng cực hay Sibir nhưng lượng ẩm ở đây lớn hơn. Mùa hè, ngoài những khu vực có độ ẩm tương đối cao kể trên 75 – 80%, ở đây vào thời gian này thịnh hành gió mùa tây nam thổi từ đại dương. Hình 5.9 là sự phân bố trung bình theo vĩ độ địa lý của độ ẩm tương đối. Độ ẩm tương đối rất thấp (đến 50% hay thấp hơn) thường thấy quanh năm ở vùng sa mạc nhiệt đới và cận nhiệt đới: ở Sahara, bán đảo Ả Rập, ở Mêhico và ở những vùng sa mạc Nam Mỹ, Nam Phi, châu Úc, ở đó không khí chứa ít hơi nước dưới nhiệt độ cao.



Hình 5.8
Phân bố trung bình của sức trương hơi nước theo vĩ độ

Ở Mông Cổ nơi mùa hè nhiệt độ rất cao, còn mùa đông lượng ẩm nhỏ, độ ẩm tương đối cũng thấp. Vào mùa đông ngoài những khu vực có độ ẩm tương đối thấp này, còn có vùng trung tâm của Ấn Độ (vào thời gian này, gió mùa lục địa đông bắc không chế) và vùng cao nguyên Tây Tạng; còn mùa hè, còn có các vùng sa mạc Kôlôradô, Trung á và Iran. Trên hình 5.9 dẫn ra sự phân bố của độ ẩm tương đối theo vĩ độ



Hình 5.9
Phân bố trung bình của độ ẩm tương đối theo vĩ độ

5.2.5 Sự biến đổi của độ ẩm theo chiều cao

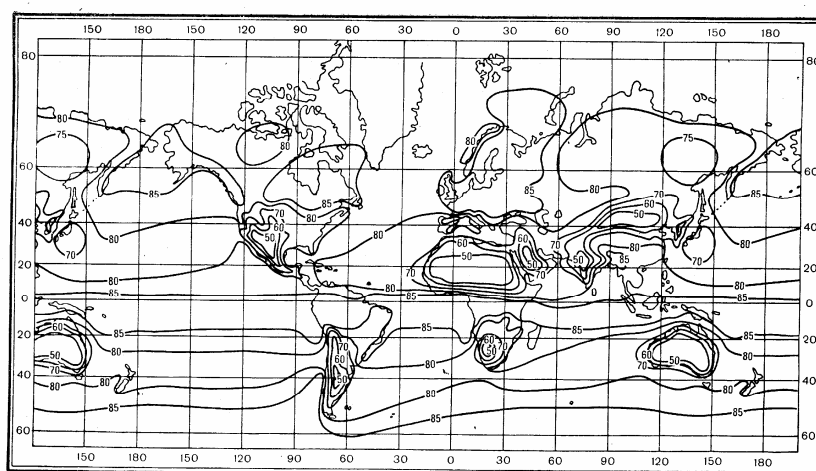
Theo chiều cao, sức trương hơi nước giảm, độ ẩm tương đối và độ ẩm riêng cũng giảm. Điều đó cũng dễ hiểu vì khí áp và mật độ không khí nói chung cũng giảm theo chiều cao. Một điều rất đáng chú ý là lượng phân tử của hơi nước so với những chất khí cố định khác của không khí cũng giảm theo chiều cao. Điều đó có nghĩa là sức trương và mật độ hơi nước giảm theo chiều cao nhanh hơn (thậm chí nhanh hơn một cách đáng kể) so với khí áp và mật độ chung của không khí. Điều đó là do hơi nước thường xuyên bay vào khí quyển từ phía dưới dần dần lan lên cao và ngưng kết ở độ cao nào đó do nhiệt độ giảm. Vì vậy, ở những lớp dưới cùng, tỉ lệ của nó so với không khí khô lớn hơn ở những lớp trên cao. Sự giảm của độ ẩm theo chiều cao trong các trường hợp xảy ra khác nhau tùy thuộc vào điều kiện xáo trộn của không khí và sự phân bố theo chiều thẳng đứng của nhiệt độ. Tính trung bình, sức trương hơi nước giảm theo chiều cao. Bản đồ trên hình 5.10 là sự phân bố trung bình của độ ẩm tương đối vào tháng 1 (tính bằng phần trăm).

Cùng với sức trương hơi nước, độ ẩm tuyệt đối và độ ẩm riêng cũng giảm nhanh theo chiều cao. Do đó, một lượng hơi nước tập trung ở 1,5km dưới cùng và hơn 99% ở trong tầng đối lưu. ở vùng núi, lượng ẩm ít nhiều lớn hơn trong khí quyển tự do trên cùng một độ cao, do nguyên nhân dễ thấy là ở đây gần độ ẩm mặt đất hơn. Hiện có những công thức thực nghiệm

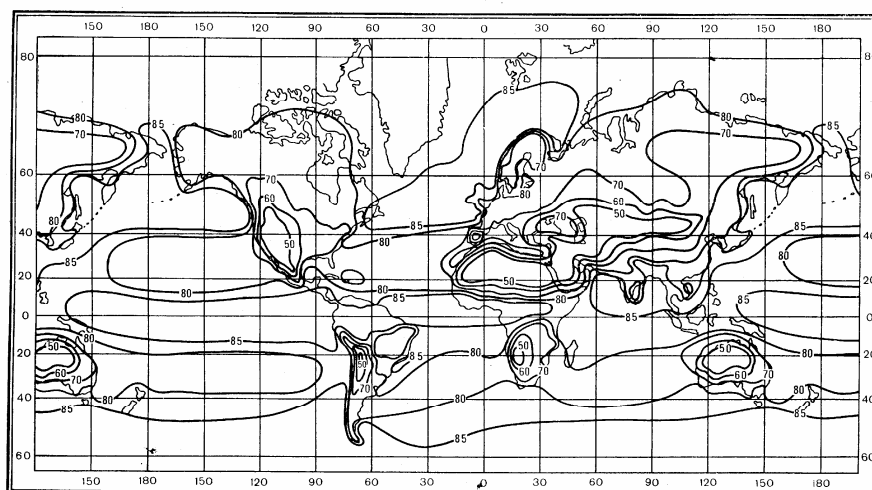
mô tả sự phân bố của sức trương hơi nước và độ ẩm riêng theo chiều cao ở vùng núi và trong khí quyển tự do.

Độ ẩm tương đối biến đổi theo chiều cao ít theo quy luật hơn. Nói chung, nó giảm theo chiều cao. ở độ cao mây hình thành, độ ẩm tương đối tất nhiên tăng. Trong những lớp nghịch nhiệt, độ ẩm tương đối giảm rất nhanh do nhiệt độ tăng. Biết sự phân bố của độ ẩm tuyệt đối theo chiều cao có thể tính lượng hơi nước chứa trong toàn bộ cột không khí trên một đơn vị diện tích.

Người ta gọi đại lượng này là nước. Đúng hơn nên gọi nó là tiềm lượng ẩm trong cột không khí quyển. Tính trung bình, trên mỗi mét vuông mặt đất trong không khí chứa 28,5kg hơi nước. Ta hãy nhớ là trọng lượng chung của không khí trên mỗi mét vuông mặt đất dưới khí áp trung bình là 10 tấn, nghĩa là lớn hơn khoảng 300 lần.



Hình 5.10
Phân bố trung bình của độ ẩm tương đối tháng 1 (%)



Hình 5.11
Phân bố trung bình của độ ẩm tương đối tháng 7 (%)

5.3 Ngưng kết trong khí quyển

5.3.1 Quá trình ngưng kết

Ngưng kết là quá trình chuyển biến nước từ trạng thái hơi sang trạng thái lỏng và xảy ra trong khí quyển dưới hình thức tạo các giọt nước nhỏ có đường kính khoảng vài micron. Những giọt nước lớn hơn được tạo thành do quá trình tập hợp các giọt nước nhỏ hay do sự tan của các hạt băng. Ngưng kết bắt đầu khi không khí đạt tới trạng thái bão hoà, thường xảy ra trong không khí khi nhiệt độ giảm. Lượng hơi nước không đủ để bão hoà, khi nhiệt độ giảm tới điểm sương sẽ trở nên bão hoà. Khi nhiệt độ tiếp tục giảm, lượng hơi không cần cho trạng thái bão hoà sẽ chuyển sang trạng thái lỏng. Xuất hiện các nhân ban đầu (mầm) của những yếu tố mây. Nếu như điểm sương thấp hơn 0oC nhiều khi ban đầu cũng xuất hiện những mầm đầu tiên này và trên đó sẽ hình thành những giọt nước quá lạnh, nhưng tiếp đó một số giọt nước đóng băng lại và trên chúng các hạt băng phát triển.

Quá trình lạnh đi của không khí thường xảy ra đoạn nhiệt do không khí giãn nở không toả nhiệt vào môi trường xung quanh. Quá trình giãn nở này phần lớn xảy ra khi không khí bốc lên cao. Ta đã biết là không khí chưa bão hoà lạnh đi đoạn nhiệt 1oC khi lên cao 100 mét. Như vậy, đối với không khí không quá xa trạng thái bão hoà thì chỉ cần bay lên cao khoảng vài trăm mét hay nhiều nhất là một, hai nghìn mét để trong không khí bắt đầu xảy ra quá trình ngưng kết. Cơ chế của những chuyển động đi lên của không khí thường khác nhau. Không khí có thể bốc lên cao trong quá trình loạn lưu dưới dạng những xoáy không có sắp xếp. Nó có thể bị cuốn lên cao trong các dòng đối lưu tương đối mạnh. Những khối không khí lớn có thể bốc lên cao theo các mặt front khí quyển, khi đó xuất hiện những hệ thống mây bao phủ trên phạm vi vài trăm nghìn km². Không khí còn có thể bốc lên cao trong những đỉnh sóng khí quyển, kết quả cũng có thể xuất hiện mây ở độ cao có các chuyển động sóng đó. Tùy thuộc vào cơ chế bốc lên cao của không khí mà hình thành các loại mây khác nhau. Trong quá trình hình thành sương mù, nguyên nhân chính của quá trình lạnh đi của không khí không phải là quá trình lên cao đoạn nhiệt, mà là quá trình không khí mất nhiệt cho mặt đất.

Trong khí quyển, không những xảy ra quá trình hình thành giọt nước mà còn có quá trình ngưng hoa, đó là sự hình thành các hạt băng, sự chuyển hơi nước sang trạng thái rắn. Những hạt rắn rơi từ mây thường có cấu trúc tinh thể rõ ràng; mọi người đều rõ những hình dạng phức tạp của bông tuyết – dạng ngôi sao sáu cánh có vô số nhánh. Trong mây cũng như giáng thủy, còn có những dạng tinh thể đơn giản hơn cũng như những giọt nước quá lạnh. Những hạt băng cũng thường xuất hiện trên mặt đất và trên các vật dưới nhiệt độ âm (sương muối). Từ ngưng kết thường thông dụng với nghĩa rộng chỉ chung cho cả ngưng kết và ngưng hoa.

5.3.2 Hạt nhân ngưng kết

Sự hình thành các giọt nước khi có ngưng kết trong khí quyển luôn xảy ra trên điểm trung tâm nào có được gọi là hạt nhân ngưng kết. Nếu như giọt nước mầm ban đầu xuất hiện không có hạt nhân thì nó không bền vững, những phân tử tạo thành tập hợp đó sẽ lại phân tán ngay. Tầm quan trọng của hạt nhân ngưng kết là ở chỗ, nhờ tính ngấm nước, nó tăng độ bền vững của giọt nước mầm. Nếu không khí được gạn lọc hết hạt nhân ngưng kết bằng phương pháp nhân tạo, thì thậm chí ngay trong trạng thái quá bão hoà, quá trình ngưng kết cũng sẽ không xảy ra. Song, trong khí quyển bao giờ cũng có hạt nhân ngưng kết và vì vậy, không thể có được trạng thái quá bão hoà đáng kể. Phần lớn những tạp chất bay vào không khí đều có thể trở thành những hạt nhân ngưng kết. Hạt nhân ngưng kết quan trọng nhất là các hạt muối hoà

tan có tính ngậm nước, đặc biệt là hạt muối biển. Chúng bay vào không khí với lượng rất lớn khi có sóng biển, nhất là trong những cơn sóng bạc đầu và do quá trình bốc hơi sau đó của các giọt nước trong không khí. Trên những sóng xuất hiện những bọt không khí, sau đó những bọt này vỡ ra kết quả là xảy ra quá trình bắn toé. Chỉ một bọt không khí đường kính 6mm vỡ ra đã cho khoảng 1000 giọt nước. Với tốc độ gió 15m/s từ một cm² mặt biển trong một phút có chục hạt nhân ngưng kết, mỗi hạt nặng khoảng 10 ? 15g bay vào không khí. Những hạt muối và nói chung những hạt có tính hút ẩm thâm nhập vào không khí theo bụi từ mặt đất.

Hạt nhân ngưng kết xuất hiện trong những quá trình trên có kích thước khoảng vài phần mười đến vài phần trăm micron, thực ra cũng còn thấy những hạt nhân “không lồ” có kích thước lớn hơn một micron.

Hạt nhân ngưng kết rất nhỏ nên không lắng xuống mà bị những dòng không khí cuốn đi rất xa. Do tính hút ẩm, các hạt này thường bay trong khí quyển dưới dạng những giọt nước nhỏ bão hoà và muối.

Khi độ ẩm tương đối tăng lên, các giọt nước bắt đầu lớn lên và với giá trị độ ẩm khoảng gần 100% chúng biến thành các hạt mây hay sương mù nhìn thấy được.

Ngưng kết cũng xảy ra trên những hạt chất rắn hay những giọt nước và là sản phẩm của quá trình đốt cháy hay phân huỷ sinh vật. Đó là axit nitric, axit sunfuric (H₂SO₄), sunfat amoniac v.v...

ở những trung tâm công nghiệp, trong khí quyển chứa lượng rất lớn các hạt nhân ngưng kết loại này. Rõ ràng là các hạt tương đối lớn không hút ẩm, nhưng thấm nước được cũng đóng vai trò hạt nhân ngưng kết.

Số hạt nhân ngưng kết trong một cm³ không khí ở mặt đất khoảng vài nghìn. Lượng hạt nhân giảm nhanh theo chiều cao. ở độ cao 3 – 4 km, số hạt nhân ngưng kết chỉ còn vài trăm.

Song, trong điều kiện thực của khí quyển, phần tử mây không phải hình thành trên tất cả mọi hạt nhân mà chỉ trên những hạt nhân lớn hơn cả. Ngưng kết trên những hạt nhân nhỏ hơn chỉ xảy ra trong điều kiện nhân tạo, khi không khí quá bão hoà tới mức nào đó.

Có thời kỳ người ta cho rằng, sự phát triển của các hạt băng trong khí quyển xảy ra trên những hạt nhân ngưng kết đặc biệt. Bây giờ có cơ sở để phán đoán là ban đầu bao giờ cũng hình thành những giọt nước mầm trên hạt nhân ngưng kết; dưới nhiệt độ âm, các giọt nước này ở trong trạng thái quá lạnh.

Song, với nhiệt độ âm tương đối thấp, những giọt nước hoá băng, sau đó trên chúng mới phát triển những hạt băng. Cũng có thể là sự hoá băng được thúc đẩy bởi sự có mặt của các hạt nhân ngưng kết đặc biệt mà bản chất hoá học và cơ chế của hiện tượng còn chưa rõ.

5.4 Mây

5.4.1 Sự hình thành và phát triển của mây

Do quá trình ngưng kết trong khí quyển xuất hiện tập hợp những sản phẩm ngưng kết: những giọt nước và hạt băng. Người ta gọi chúng là mây. Kích thước của chúng (những yếu tố mây – những giọt nước và hạt băng) nhỏ đến mức trọng lượng của chúng cân bằng với lực ma sát ngay cả khi chúng rơi với tốc độ nhỏ. Tốc độ rơi của các hạt nước chỉ bằng vài phần mười cm trong 1 giây. Tốc độ rơi của những hạt băng còn nhỏ hơn.

Tốc độ rơi nói trên tương ứng với không khí không chuyển động. Chuyển động rơi của không khí làm cho những giọt nước và hạt băng nhỏ bé đó nói chung không rơi xuống được, mà chúng được giữ lơ lửng trong không khí rất lâu và di chuyển khi xuống thấp khi lên cao cùng với các yếu tố rơi. Mây bị các dòng không khí vận chuyển. Nếu độ ẩm tương đối trong không khí chứa mây giảm, mây sẽ bốc hơi.

Trong những điều kiện nhất định, một phần những yếu tố mây lớn lên và nặng đến mức rơi xuống đất dưới dạng giáng thủy. Bằng con đường đó, nước trở lại mặt đất từ khí quyển.

Tập hợp những sản phẩm ngưng kết ở sát ngay mặt đất được gọi là sương mù. Giữa mây và sương mù không có sự khác biệt cơ bản trong cấu trúc. Ở vùng núi có thể có những trường hợp mây xuất hiện ngay trên sườn. Đối với người quan sát từ dưới thung lũng, thì đó là mây; còn đối với người quan sát ở ngay trên sườn núi thì đó là sương mù.

Có những đám mây đôi khi chỉ tồn tại trong một thời gian rất ngắn. Chẳng hạn những đám mây tích chỉ tồn tại trong vòng 10 – 15 phút. Điều đó có nghĩa là những giọt nước tạo thành mây vừa mới xuất hiện lại bốc hơi nhanh chóng. Có khi mây tồn tại rất lâu, song không có nghĩa mây là tập hợp cố định được thành tạo bởi cùng những giọt nước hay hạt băng nhất định trong thời gian dài.

Thực tế mây luôn ở trong quá trình hình thành và mất đi liên tục (bị bốc hơi, thường người ta nói không đúng là tan đi). Một số phần tử mây bốc hơi, những phần tử khác lại xuất hiện. Quá trình hình thành mây duy trì rất lâu, và mây chỉ là phần nhìn thấy được của khối nước chung bị cuốn vào trong quá trình này trong một thời điểm nhất định.

Hiện tượng này biểu hiện đặc biệt rõ trong quá trình tạo mây ở vùng núi. Nếu không khí liên tục trườn qua núi, tới độ cao nào đó, nó lạnh đi đoạn nhiệt đến mức mây xuất hiện. Những đám mây này dường như gắn liền bất động với đỉnh núi. Nhưng thực ra, khi di chuyển cùng với không khí, phần phía trước của chúng luôn bốc hơi do không khí sau khi trườn qua núi bắt đầu hạ xuống. Ở sườn đón gió mây luôn tạo thành do hơi nước được không khí đưa lên cao.

Trạng thái lơ lửng của mây cũng là giả tạo. Nếu mây không thay đổi độ cao thì điều đó không có nghĩa là những phần tử tạo thành nó không rơi xuống dưới. Hạt chất lỏng và chất rắn trong mây có thể rơi xuống, song khi tới chân mây nơi không khí chưa bão hoà, chúng bốc hơi. Kết quả là mây dường như vẫn tồn tại trên một độ cao.

5.4.2 Cấu trúc vĩ mô và độ nước của mây

Theo cấu trúc riêng mây chia làm ba loại:

a/ Mây nước (giọt nước) chỉ tạo thành bởi những giọt nước. Mây này có thể tồn tại không những ở nhiệt độ dương mà cả dưới nhiệt độ âm. Trong trường hợp này, giọt nước ở trạng thái quá lạnh, điều này rất thường xảy ra trong khí quyển.

b/ Mây hỗn hợp tạo thành bởi hỗn hợp những giọt nước quá lạnh và hạt băng dưới nhiệt độ âm nhất định.

c/ Mây băng chỉ tạo thành bởi các hạt băng ở nhiệt độ âm tương đối thấp.

Vào mùa nóng, phần lớn mây nước tạo thành ở những tầng khí quyển dưới, mây hỗn hợp – ở những tầng trung bình, còn mây băng ở những tầng trên. Vào mùa lạnh, dưới nhiệt độ thấp, mây hỗn hợp và mây băng có thể xuất hiện ở sát mặt đất. Cấu trúc giọt nước trong mây có thể duy trì đến nhiệt độ khoảng -10°C (đôi khi tới nhiệt độ thấp hơn). Ở nhiệt độ thấp hơn, ngoài những giọt nước còn có các hạt băng, đó là mây hỗn hợp.

Mây cao nhất trong tầng đối lưu quan trắc thấy ở nhiệt độ khoảng $30 - 50^{\circ}\text{C}$, thông thường có cấu trúc tinh thể thuần nhất.

Kích thước của các yếu tố mây biến đổi rất lớn từ vài phần mười đến vài phần trăm micron. Tùy thuộc vào những điều kiện hình thành và giai đoạn phát triển mây có thể có cấu tạo đồng nhất, có trường hợp lại cấu tạo bởi các giọt nước có kích thước rất khác nhau.

Do ngưng kết, bán kính các phần tử mây có thể lớn tới khoảng 20 micron, hạt băng tan và các giọt nước với bán kính đạt $100 - 200$ micron. Với kích thước lớn như vậy, giọt nước bắt đầu rơi từ mây dưới dạng mưa phùn hay mưa. Bán kính của giọt nước mưa có thể đạt tới vài nghìn micron, tức là vài mm.

Các hạt băng trong mây cũng có dạng và kích thước khác nhau. Các giọt nước quá lạnh dưới nhiệt độ thấp tạo thành các hạt băng, đó là những mảnh tinh thể băng hay khối băng sáu cạnh với đường kính $10 - 20$ cm. Trong quá trình thăng hoa tiếp đó (quá trình hoá băng) trên những nhánh băng này lại phát triển các nhánh băng khác tạo thành các ngôi sao băng sáu cạnh.

Lượng giọt nước trong một đơn vị không khí thể tích mây không lớn: từ 100 trong 1cm^3 ở phần dưới tầng đối lưu đến một vài giọt trong 1cm^3 ở phần trên tầng đối lưu. Số hạt băng trong mây còn nhỏ hơn: khoảng 0,1 hạt trong 1cm^3 .

Người ta gọi lượng nước trong mây dưới dạng lỏng và rắn là độ nước của mây. Mặc dù số giọt nước và hạt băng trong đơn vị thể tích của không khí mây đáng kể, song những yếu tố này nhỏ đến mức lượng nước dưới dạng chất lỏng trong mây không lớn lắm. Trong mây gồm những giọt nước, cứ mỗi mét khối không khí mây có khoảng $0,2 - 0,5\text{g}$ nước. Trong mây băng độ nước nhỏ hơn nhiều, chỉ vài phần trăm hay vài phần nghìn gam trong 1 mét khối.

Điều đó cũng dễ hiểu, nếu ta nhớ rằng độ ẩm tuyệt đối của khối khí chỉ vài gam trong 1 mét khối, còn ở những lớp trên cao dưới nhiệt độ thấp, chỉ vài phần mười gam. Khi ngưng kết, không phải toàn bộ mà chỉ một phần hơi nước chứa trong không khí chuyển sang trạng thái lỏng. Vì vậy, độ nước của mây còn nhỏ hơn độ ẩm tuyệt đối của không khí.

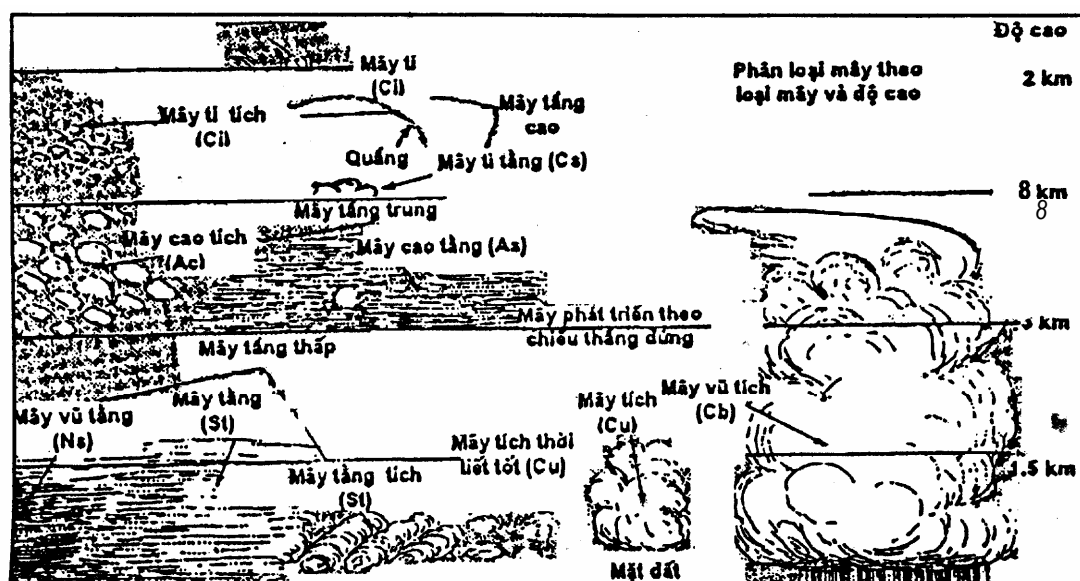
5.4.3 Bảng phân loại mây quốc tế

Mây trong tầng đối lưu rất đa dạng. Tuy nhiên, có thể xếp chúng vào một số dạng cơ bản.

Bảng phân loại mây đầu tiên được L. Gôravôđôm ở Anh đưa ra vào khoảng hơn 150 năm trước đây vào cuối thế kỷ 19. Từ đó đến nay bảng phân loại này thay đổi nhiều lần nhưng không có thay đổi cơ bản. Trong bảng phân loại mây quốc tế hiện tại, mây chia làm 10 loại chính theo hình dạng bề ngoài.

Trong những loại chính này, người ta còn phân biệt một số biến dạng và những đặc điểm phụ đáng kể; ngoài ra, còn phân biệt những dạng trung gian.

Dưới đây sẽ mô tả tóm tắt những loại mây chính này.



Hình 5.12
Phân loại mây theo dạng mây và theo tầng

Tất cả các loại mây vừa kể trên thường gặp ở tầng nằm giữa mực biển và đỉnh tầng đối lưu, qui định chia làm ba tầng. Vì vậy, đối với mỗi loại mây ta có thể chỉ những tầng nào thường gặp. Giới hạn của những tầng này ở những vĩ độ khác nhau cũng khác nhau.

Tầng trên cùng của mây ở miền cực trung bình tới độ cao khoảng từ 3 đến 8km, ở miền ôn đới từ 5 đến 13 km và ở miền nhiệt đới từ 6 đến 18 km. Tầng mây giữa ở miền cực từ 2 đến 4 km, ở miền ôn đới từ 2 đến 7 km và ở miền nhiệt đới từ 2 đến 8 km. Tầng mây dưới cùng ở mọi vĩ độ – từ mặt đất đến độ cao 2 km.

Trong 10 loại mây kể trên, thì 3 loại đầu là mây ti, mây ti tích và mây ti tầng thường gặp ở tầng trên; mây cao tích ở giữa, mây vũ tầng và mây tầng ở tầng dưới.

Mây cao tầng thường phân bố ở tầng giữa nhưng cũng thường lan tới những tầng trên.

Chân (bề mặt phía dưới) của mây tích và mây vũ tích thường thấy ở tầng dưới cùng nhưng đỉnh của chúng thường lan tới tầng giữa và đôi khi đến tầng trên.

5.4.4 Mô tả những loại mây chính

Khi mô tả, ngoài dạng bên ngoài của mây, ta sẽ xét sơ lược cả cấu trúc vĩ mô của chúng.

Mây ti (Ci), mây ti tích (Cc), mây ti tầng (Cs) của tầng trên cùng là những mây cao nhất của tầng đối lưu. Chúng thường thấy ở nhiệt độ thấp nhất, và cấu tạo bởi những hạt băng. Bên ngoài, những đám mây của ba dạng này đều có màu trắng nửa trong suốt và ít che ánh sáng mặt trời.

Sự khác nhau giữa ba dạng mây chính này như sau: mây ti có dạng là những sợi, những dãy hay những dải dạng tơ biệt lập.

Mây ti tích (Cc) là những dãy hay những lớp mây có cấu trúc gồm nhiều nắm nhỏ, cầu nhỏ, những nếp cuộn xoắn (như lông cừu). Thường những đám mây ti tích giống như gợn sóng trên mặt nước hay mặt cát.

Tên 10 loại chính của mây

SST	Tên mây	Tên latin	Tên viết tắt	Độ cao ở miền nhiệt đới (km)
1	Mây ti	Cirrus	Ci	6-8
2	Mây ti tích	Cirrocumulus	Cc	6-8
3	Mây ti tầng	Cirrostratus	Cs	6-8
4	Mây cao tích	Alto cumulus	Ac	2-8
5	Mây cao tầng	Altostratus	As	2-8
6	Mây vũ tầng	Nimbostratus	Ns	<2
7	Mây tầng tích	Stratocumulus	Sc	<2
8	Mây tầng	Stratus	St	<2
9	Mây tích	Cumulus	Cu	2-20
10	Mây vũ tích	Cumulonimbus	Cb	2-20

Mây ti tầng Cs là những màn mỏng trong suốt trắng đục, che khuất một phần hay toàn bộ bầu trời. Đôi khi chúng cũng có cấu trúc dạng tơ. Những đám mây dạng này thường gây nên hiện tượng quang học được gọi là quang đóm, đó là những vòm sáng pha màu bao quanh đĩa mặt trời hay mặt trăng với bán kính 22 và 46o hay đó là nhiều tập hợp khác nhau của các cung sáng.

Những hiện tượng này xảy ra do quá trình khúc xạ của tia sáng trong hạt băng và quá trình phản hồi từ các bề mặt của chúng gây nên.

Mây cao tích (Ac) ở tầng giữa là những lớp hay dãy mây màu trắng hay xám (hay vừa trắng vừa xám). Những đám mây này tương đối mỏng, tuy vậy vẫn che khuất Mặt Trời ít nhiều.

Những lớp hay là những dải mây này gồm những luồng mây, những tấm tròn, những bản phẳng thường sắp xếp thành dãy. Chiều rộng của các phần mây này trong bầu trời khoảng 1 và 5o.

Mây cao tích rất đa dạng. Hiện tượng quang học đặc trưng cho chúng là những vòng tròn màu có bán kính không lớn lắm (chừng vài độ) bao quanh Mặt Trời hay Mặt Trăng. Tán có liên quan với hiện tượng nhiễu xạ ánh sáng do các giọt nước trong mây. Ở những đám mây

này cũng thường thấy sắc cầu vồng: những cạnh của mây nằm phía trước Mặt Trời có thể có màu của cầu vồng. Sắc cầu vồng cũng chỉ cho thấy rằng mây cao tích cấu tạo bởi cùng những giọt nước nhỏ. Dưới nhiệt độ thấp, những giọt nước này trở nên quá lạnh.

Mây cao tầng (As) cơ bản cũng thuộc tầng giữa tuy nhiên mây cũng có thể lan đến tầng trên. Độ dày của chúng tới hàng mấy km, bề ngoài chúng có dạng là những lớp mây màu sáng, màu sữa xám che một phần hay toàn bộ bầu trời. Qua từng phần của lớp mây có thể nhìn thấy Mặt Trời hay Mặt Trăng nhưng dưới dạng những điểm như nhìn qua kính mờ.

Mây cao tầng là những đám mây hỗn hợp điển hình: ngoài những giọt nước trong mây còn có những hạt tuyết nhỏ. Vì vậy, những đám mây này thường cho giáng thủy. Nhưng giáng thủy này yếu và vào mùa nóng chúng thường bốc hơi trên đường tới mặt đất. Mùa đông, mây cao tầng thường cho tuyết nhỏ.

Mây vũ tầng (Ns) có nguồn gốc chung với mây cao tầng. Nhưng mây này có độ dày lớn hơn, chiều dày của chúng khoảng vài km, bắt đầu từ tầng dưới song cũng lan đến tầng giữa và thường tới cả tầng trên. Phần trên của mây có cấu tạo giống như mây cao tầng còn ở phần dưới có thể có những giọt nước lớn và những hạt tuyết.

Vì vậy, mây vũ tầng có màu xám hơn, điểm sáng không thể chiếu qua nó được. Mây này thường cho mưa phùn hay tuyết tới mặt đất.

Dưới những lớp mây vũ tầng thường có những tập hợp mây thấp bị xé nhỏ không có hình dạng đặc biệt, tôi sẽ nói đến những đám mây này.

Mây tầng tích ở tầng dưới là những dãy hay những lớp màu xám hay trắng đục, hầu như bao giờ cũng có những phần tối. Những mây này cũng cấu tạo bởi những phần tử như trong mây cao tích, đó là những mảnh tròn, cuộn, khối tròn, nhưng có dạng lớn hơn với bề rộng biểu kiến hơn 50.

Những phần tử cấu trúc này phần lớn thường có sắp xếp thành những dãy. Đa số mây tầng tích cấu tạo bởi những giọt nhỏ đồng nhất ở nhiệt độ âm – những giọt nước quá lạnh và không cho giáng thủy. Có khi mây tầng tích cho sương giá nhỏ hay tuyết nhỏ (dưới nhiệt độ thấp).

Mây tầng (Sb) cũng phát triển ở tầng dưới. Đó là mây ở gần mặt đất nhất; ở vùng đồng bằng, chúng có thể chỉ cách mặt đất vài chục mét. Đó là lớp mây đồng nhất màu xám có cấu trúc giọt và cho mưa phùn. Nhưng ở nhiệt độ âm tương đối thấp, trong mây có thể xuất hiện cả những phần tử rắn, khi đó mây có thể cho những tinh thể băng hình kim, tuyết nhỏ, tuyết hạt. Mây này không gây nên hiện tượng quầng; qua mây hình dáng mặt trời hiện ra rất rõ.

Đôi khi mây tầng có dạng những mảnh bị xé nhỏ; khi đó người ta gọi chúng là mảnh mây tầng.

Mây tích (Cu): đó là những đám mây riêng biệt ở tầng dưới và tầng giữa, thông thường dày đặc và với đường viền rõ nét, phát triển theo chiều thẳng đứng dưới dạng những quả đồi, vòm, tháp. Chúng có dạng như phần trên của chiếc bắp cải, dưới ánh mặt trời, chúng có màu trắng sáng, chân mây hơi tối, ít nhiều có dạng phẳng.

Khi nằm đối diện với Mặt Trời, mây có vẻ tối với những đường viền rõ nét. Mây này thường bị chia cắt nhiều đến mức tạo thành những dải. Đôi khi mây tích có phần ngoài rìa bị xé nhỏ gọi là những mảnh mây tích (Cufra).

Mây tích hoàn toàn cấu tạo bởi những giọt nước và thông thường không cho giáng thủy. Tuy nhiên, ở vùng nhiệt đới, độ nước của mây lớn do kết quả của sự kết hợp tương hỗ giữa các giọt nước, mây tích cũng có thể cho mưa nhỏ.

Mây vũ tích (Cb) là giai đoạn phát triển kế tiếp của mây tích. Chúng là những khối mây tích dày phát triển mạnh theo chiều thẳng đứng dưới dạng núi hay tháp, thường phát triển từ tầng dưới cùng cho đến tận tầng trên cùng. Khi che khuất Mặt Trời, mây vũ tích có dạng tối và giảm độ chiếu sáng rất nhiều.

Đỉnh của chúng phẳng và có cấu trúc dạng sợi như mây tích, nhiều khi có dạng đặc trưng hình đe. Phần trên cùng của mây vũ tích cấu tạo bởi những hạt băng, những giọt nước có kích thước khác nhau và những giọt lớn nhất.

Mây này cho giáng thủy rào rất lớn đôi khi kèm theo mưa đá, mùa đông cho tuyết rất dày và tuyết bông (tiếp theo sẽ xét kỹ hơn). Vì vậy, người ta còn gọi mây tích là mây đông. Trên nền của mây tích nhiều khi thấy hiện tượng cầu vồng. Dưới chân của mây tích cũng như của mây vũ tích, thường thấy những mảnh mây (loại mảnh mây tầng hay mảnh mây tích).

5.4.5 Các hiện tượng quang học trong mây

Do có mây trong khí quyển thường thấy nhiều hiện tượng quang học. Những hiện tượng này không có giá trị thực tiễn, nhưng cung cấp một số thông tin về đặc tính của mây có liên quan với các hiện tượng quang học đó. Chúng xuất hiện do quá trình phản hồi, khúc xạ và nhiễu xạ ánh sáng trong các giọt nước và hạt băng của mây.

Quầng

Trong mây với tầng trên cấu tạo bởi hạt băng, đặc biệt trong mây ti tầng, thường có hiện tượng quầng. Quầng trước hết là những vòng sáng có bán kính 22 hay 46o biểu kiến với trung tâm trùng với trung tâm của đĩa mặt trời hay mặt trăng. Chúng có màu như màu cầu vồng (màu đỏ ở giữa). Ngoài những dạng chính của quầng, thường thấy những mặt trời giả, đó là những hình tròn sáng có phốt màu nằm trên cùng một mức với Mặt Trời và cách Mặt Trời với cùng khoảng cách góc như trên (22o hay 46o). Ngoài những vòng chính còn có những vòng cung khác tiếp tuyến với chúng.

Thường có thể thấy những cột thẳng không có màu chạy qua đĩa mặt trời, nghĩa là như nối tiếp nó lên trên và xuống dưới, cũng như vòng cung không có màu sắc nằm ngang trên cùng một mức với Mặt Trời.

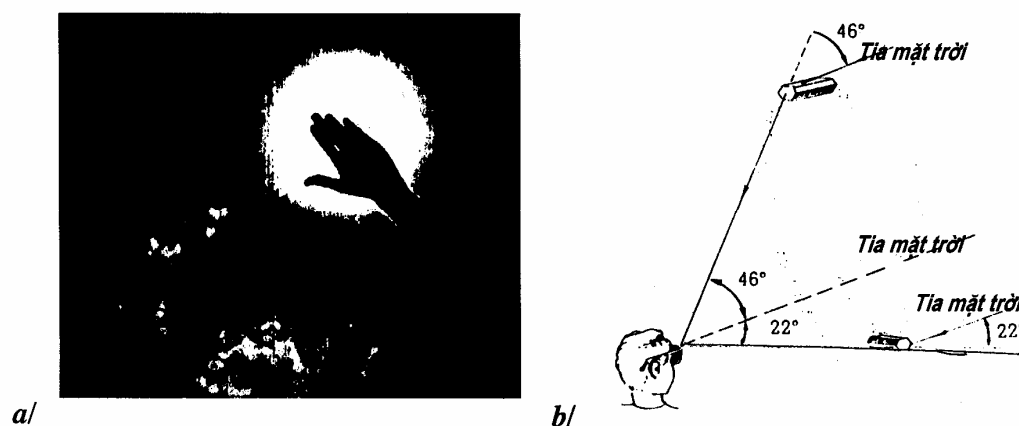
Quầng có màu là do hiện tượng khúc xạ ánh sáng trong hình lăng trụ sáu cạnh của hạt băng; còn những dạng không có màu là do hiện tượng phản hồi ánh sáng từ các cạnh hạt băng.

Hiện tượng nhiều dạng của quầng phụ thuộc một phần vào độ cao Mặt Trời và đặc biệt vào loại hạt băng và hướng các trục trong không gian của hạt băng.

Quầng 22o gây nên bởi sự khúc xạ ánh sáng do các cạnh bên của hạt băng. Tia sáng tới một trong những mặt bên của hạt băng và đi ra từ mặt bên khác không lẫn trộn mà tạo thành với mặt đầu tiên một góc 60o.

Khi đó, góc lệch nhỏ nhất so với hướng tia sáng đầu tiên như đã tính toán khoảng 22o (đối với những tia đỏ thì nhỏ hơn, còn đối với những tia tím thì lớn hơn một ít). Những tia ít bị lệch nhất sẽ có cường độ lớn nhất. Như vậy, xung quanh điểm sáng xuất hiện những vòng sáng với bán kính khoảng 22o và với sự phân chia màu quang phổ nhất định. Hiện tượng này cũng xảy ra khi các trục chính của tinh thể hướng bất kỳ. Chẳng hạn, nếu các trục chính phần lớn hướng thẳng đứng thì một vòng sáng sẽ được thay bằng hai vòng, đó là những mặt trời giả, song chúng đều cách đĩa mặt trời.

Quầng 46o (và những mặt trời giả 46o) cũng gây nên do hiện tượng khúc xạ tia sáng giữa những cạnh bên và đáy của lăng trụ, nghĩa là với góc gãy 90°. Góc lệch nhỏ nhất khi đó khoảng 46o. Vòng sáng nằm ngang gây nên bởi hiện tượng phản hồi ánh sáng từ những mặt bên của những tinh thể nằm thẳng đứng. Cột sáng đi dọc qua mặt trời tạo thành là do hiện tượng phản hồi ánh sáng từ tinh thể phần lớn nằm ngang. ở đây ta sẽ không giải thích những dạng khác của quầng.



Hình 5.13

Quầng 22° xuất hiện do tia mặt trời khúc xạ từ các tinh thể băng (a); Các tia mặt trời và tia khúc xạ tạo quầng (b)

Tán

Trong những đám mây mỏng cấu tạo bởi những giọt nước nhỏ đồng nhất (thường đó là những đám mây cao tích) thường thấy hiện tượng tán. Tán cũng thường thấy trong sương mù gần các nguồn sáng nhân tạo.

Phần chính và thường là phần độc nhất của tán là vòng sáng có bán kính không lớn lắm bao quanh nguồn sáng tự nhiên (hay nguồn sáng nhân tạo). Vòng sáng này màu xanh da trời nhạt, vành ngoài cùng đỏ nhạt. Người ta còn gọi vòng sáng này là hào quang.

Vòng tán có thể được bao quanh bởi một hay nhiều vòng sáng phụ cũng có màu như của tán chính không ghép sát với nó.

Bán kính của hào quang thường khoảng 1 – 5o. Bán kính này tỉ lệ nghịch với đường kính của những giọt nước trong mây, vì vậy theo bán kính của tán có thể xác định kích thước giọt nước trong mây.

Tán gây nên do sự nhiễu xạ ánh sáng của các giọt nước nhỏ trong mây như qua lưới nhiễu xạ. Xung quanh mỗi điểm của nguồn sáng tạo nên một hay nhiều phổ nhiễu xạ có dạng vành khuyên. Những phổ này chồng lên nhau, thêm vào đó các màu của chúng hoà vào nhau và cho một sắc xanh da trời nhạt.

Chỉ có phổ tạo nên bởi các điểm nằm ở vành ngoài cùng của nguồn sáng tạo đường viền màu đỏ nhạt quanh phần ngoài cùng của mỗi tán.

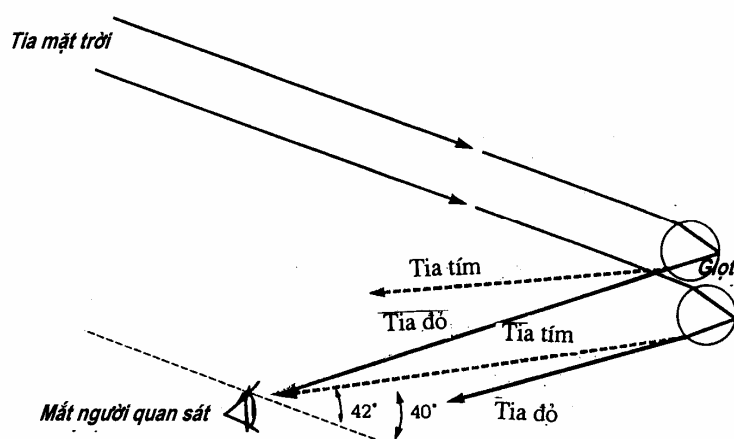
Tán xung quanh nguồn sáng nhân tạo có kích thước nhỏ so với tán do các nguồn sáng tự nhiên và có màu của cầu vồng. Hiện tượng mây có sắc thực chất cũng có nguyên nhân tương tự như tán.

Hiện tượng bóng cũng đáng chú ý. Hiện tượng này cũng giống như tán nhưng không phải bao quanh Mặt Trời hay Mặt Trăng mà bao quanh điểm đối xứng với các nguồn sáng. Nó thường thấy ở những đám mây ở ngay trước mặt hay dưới người quan sát, nghĩa là ở vùng núi hay nhìn từ máy bay. Ngay ở trên đám mây này cũng có bóng của người quan sát. Khi đó người quan sát như thấy bóng của đầu mình. Hiện tượng hào quang là do sự nhiễu xạ của ánh sáng trước đó đã bị những giọt nước trong mây phản hồi, vì vậy nó đi từ mây trở về hướng mà từ đó nó đi tới.

Cầu vồng

Mọi người đều biết hiện tượng cầu vồng. Cầu vồng thường thấy trên nền mây do mưa được Mặt Trời chiếu sáng nằm ở vị trí đối diện với Mặt Trời. Đó là vòng cung sáng có bán kính khoảng 42o có màu của quang phổ (Hình 5.14). Cung của cầu vồng là một phần của vòng tròn có tâm nằm trên đường thẳng nối tâm của đĩa mặt trời với mắt của người quan sát (đôi khi còn thấy cầu vồng mặt trăng). Khi người quan sát di động thì cầu vồng mà người đó nhìn thấy cũng chuyển động theo. Nếu Mặt Trời ở dưới đường chân trời, vòng cung của cầu vồng nằm ở sâu dưới đường chân trời và trên đường chân trời chỉ thấy một phần của cầu vồng nằm ở dưới thấp. Với độ cao của Mặt Trời 42o và lớn hơn, cầu vồng hoàn toàn không thấy được.

Trên máy bay có thể thấy cầu vồng gần như một vòng kín. Ngoài cầu vồng chính, nhiều khi còn phân biệt được cầu vồng phụ có bán kính khoảng 50o và với gờ ngoài cùng màu tím, ít khi thấy cầu vồng thứ ba, thứ tư. Đôi khi có thể phân biệt được cầu vồng phụ ở giữa cầu vồng chính. Cường độ ánh sáng, chiều rộng và màu của cầu vồng thay đổi rất nhiều tùy thuộc kích thước của giọt nước.



Hình 5.14
Các tia khúc xạ tạo cầu vồng

Điều kiện để thấy cầu vồng điển hình (mây đang cho mưa được Mặt Trời chiếu sáng) phần lớn hình thành khi có mây vũ tích.

Những giọt nước của mây hay giọt nước mưa đang rơi tương đối lớn rất cần cho sự hình thành cầu vồng điển hình. Tuy nhiên, cầu vồng cũng có thể thấy được trên nền mây cấu tạo bởi những giọt nước nhỏ, thậm chí trên nền sương mù. Trong trường hợp này cầu vồng rất rộng và có màu gần như trắng với những vành màu nhạt.

Cầu vồng cũng thường thấy trong màn bụi nước của sóng biển, thác hay giếng phun nước.

Cầu vồng hình thành do sự khúc xạ của tia mặt trời, khi chúng đi qua các giọt nước, sự phản xạ và nhiễu xạ trong các giọt nước (Hình 5.14).

5.4.6 Mây đối lưu (mây tích)

Sự khác biệt trong cấu trúc và dạng bề ngoài của mây là do sự khác biệt trong những điều kiện xuất hiện của chúng. Vì vậy, có thể chia mây thành một số loại theo nguồn gốc phát sinh.

Người ta phân biệt mây đối lưu hình thành trong khối khí và mây liên quan với front. Loại mây thứ nhất hình thành do những quá trình xảy ra trong khối khí. Loại mây thứ hai hình thành do quá trình liên quan với front, nghĩa là xảy ra trên giới hạn giữa các khối khí.

Trong những khối khí bất ổn định (khối khí lạnh và khối khí địa phương trên lục địa vào mùa hè) sự hình thành mây liên quan với hiện tượng đối lưu phát triển rất mạnh, khi tầng kết bất ổn định (Hình 5.15). Do quá trình lạnh đoạn nhiệt của không khí trong dòng đi lên, mây đối lưu xuất hiện.

Tính trung bình, tốc độ dòng đi lên trong quá trình tạo mây khoảng 3 – 6 m/s, nhưng trong từng trường hợp có thể lớn hơn 10 và thậm chí 20m/s, xung quanh mây thường thấy chuyển động đi xuống yếu hơn.

Chính những quá trình hình thành mây này xác định dạng bề ngoài đặc trưng cho mây tích. Theo bảng phân loại mây quốc tế, trước hết đó là mây tích (Cu), mây này phát triển tiếp có thể trở thành mây vũ tích (Cb).

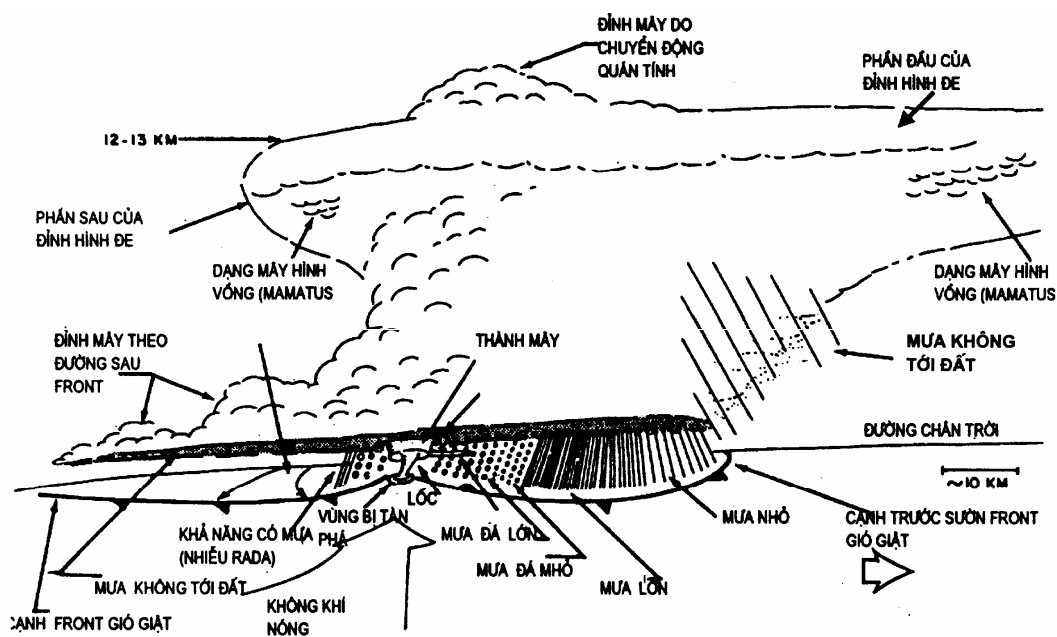
Sự chuyển biến này xảy ra khi ở phần trên cùng của mây xuất hiện những tinh thể băng hay người ta còn gọi là có hiện tượng băng kết của đỉnh mây.

Xét về bề ngoài, quá trình biểu hiện ở sự mất dạng vòm của đỉnh mây và xuất hiện cấu trúc dạng tơ. Chính quá trình này gây nên mưa rào từ mây vũ tích, trong khi đó mây tích thông thường không cho giáng thủy.

Mây vũ tích thậm chí ở vùng ôn đới có trường hợp phát triển tới độ cao 13 km và lan tới tầng bình lưu. ở miền nhiệt đới, mây vũ tích nhiều khi phát triển theo chiều thẳng đứng có thể cao hơn 15 km. Trên biển Đông Việt Nam thám sát bão đã phát hiện mây tích phát triển đến độ cao 22 km.

Kích thước ngang của mây vũ tích đạt tới 15 – 20 km; khi đó mây gồm những nhóm nhỏ riêng biệt tồn tại rất ngắn, khoảng 20 – 30 phút.

Trên hình 5.15 là cấu trúc điển hình của một đám mây dông (Cumulonimbus: Cb) cho mưa rào, dông kèm lốc và mưa đá. Mây có dạng đe ở phần trên, đỉnh mây có phần mây quán tính do chuyển động thẳng quán tính khi các phần tử khí tuy không còn dòng khí vẫn bốc lên cao theo quán tính. Vùng không khí giáng cùng với mưa ở vùng trung tâm mây, lạnh đi do giáng thủy bốc hơi vượt quá hiệu ứng nóng lên do dòng giáng khi tới mặt đất tỏa rộng ra và được ngăn cách với không khí tương đối nóng xung quanh tạo nên front lạnh với gió giật nên người ta thường gọi là “front gió giật”. Từ giữa đám mây có một vòi dạng lốc mạnh hạ xuống thấp. Dòng khí nóng đi vào mây dông bốc lên cao rất mạnh, mạnh nhất là dòng từ phía đầu xoáy theo hướng di chuyển của mây đối lưu, trong trường hợp mô tả hình 5.15 là từ phía trái sang phải hình vẽ.



Hình 5.15

Sơ đồ mây tích gây dông với khối mây tích, front gió giật ở mặt đất, với mưa có cường độ khác nhau ở các khu vực và mưa đá và vòi rồng ở gần trung tâm cơn dông (Bluestein, 1979)

Điều kiện rất quan trọng để mây đối lưu phát triển mạnh là khối khí phải có tầng kết bất ổn định đến độ cao đáng kể. Điều đó có nghĩa là gradien thẳng đứng của nhiệt độ trong khối khí từ phía dưới đến mực ngưng kết (nghĩa là đến mực bắt đầu quá trình hình thành mây) phải lớn hơn hay ít nhất cũng gần bằng gradien đoạn nhiệt khô, còn từ phía trên mực ngưng kết thì lớn hơn gradien đoạn nhiệt ẩm. Biết nhiệt độ và độ ẩm không khí ở mặt đất, có thể tính gần đúng (hay xác định bằng biểu đồ đoạn nhiệt khô) độ cao mực ngưng kết.

Mực băng kết ở độ cao có nhiệt độ khoảng -8°C , -12°C hay thấp hơn. Trước khi đạt tới mực băng kết, mây giữ cấu trúc giọt vẫn là mây tích.

Những lớp nghịch nhiệt hay thậm chí những lớp có gradien nhiệt độ thẳng đứng nhỏ, ngăn cản quá trình đối lưu phát triển theo chiều cao. Vì vậy, những lớp này được gọi là những lớp cản.

Khi mây tích phát triển tiếp theo sẽ ngừng lại. Nếu nằm ở dưới thấp, tầng nghịch nhiệt có thể làm ngừng quá trình hình thành mây.

Trong những khối khí lạnh chuyển động trên mặt đất nóng, mây đối lưu xuất hiện cả trên lục địa và biển. Trên lục địa vào mùa hè mây đối lưu phát triển ngay trong khối khí địa phương, trên mặt thổ nhưỡng được đốt nóng ban ngày. Trong những trường hợp đó, quá trình hình thành mây có biến trình ngày biểu hiện rất rõ: mây phát triển mạnh nhất vào sau buổi trưa thường kèm theo dông, đôi khi mưa đá, ban đêm mây tan. Biến trình ngày của mây trong khối khí lạnh ít biểu hiện rõ.

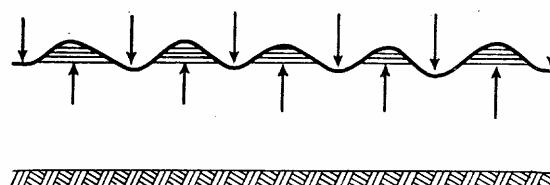
Mùa đông, trên lục địa có tuyết phủ, mây đối lưu hiếm thấy. Trong khối khí lạnh chúng chỉ phát triển vào đầu mùa xuân sau khi tuyết tan. Trên mặt biển, mây đối lưu thường thấy và phát triển mạnh ngay cả vào mùa đông.

5.4.7 Mây dạng sóng

Trong những khối khí ổn định (khối khí nóng và khối khí địa phương trên lục địa vào mùa đông), quá trình phát triển mây là quá trình rối vận chuyển hơi nước mặt đất lên cao và quá trình lạnh đi đoạn nhiệt tương ứng tương đối yếu (Hình 5.16). Những lớp nghịch nhiệt ngăn cản quá trình này. Dưới lớp nghịch nhiệt thường xảy ra hiện tượng tụ tập và sự lạnh đi do phát xạ của hơi nước.

Chính vì vậy, mây phần lớn phát triển dưới lớp nghịch nhiệt. Theo bảng phân loại mây quốc tế, thì đó là mây tầng và mây vũ tầng, còn ở tầng giữa là mây cao tích. Những đám mây này tương đối mỏng và trải rộng ra theo chiều ngang. Ngoài ra, người ta thường thấy cấu trúc dạng sóng, chính vì vậy mà chúng còn được gọi là mây dạng sóng.

Nguyên nhân của cấu trúc sóng của mây là ở chỗ, trong quá trình tạo mây đôi khi còn có quá trình sóng tham gia. Những lớp nghịch nhiệt và ở hai phía của lớp này xuất hiện những sóng trong khối khí có bước sóng khoảng 50 – 2000 m gây nên bởi sự khác biệt của tốc độ gió và mật độ (nhiệt độ) của không



Hình 5.16
Mây dạng sóng

khí. ở đỉnh sóng, không khí bốc lên cao, còn ở chân sóng, không khí hạ xuống thấp (Hình 5.16).

Vì vậy, mây có thể chia ra thành những dải hình sóng riêng biệt đặc trưng cho dạng bên ngoài của mây tầng tích hay mây cao tầng.

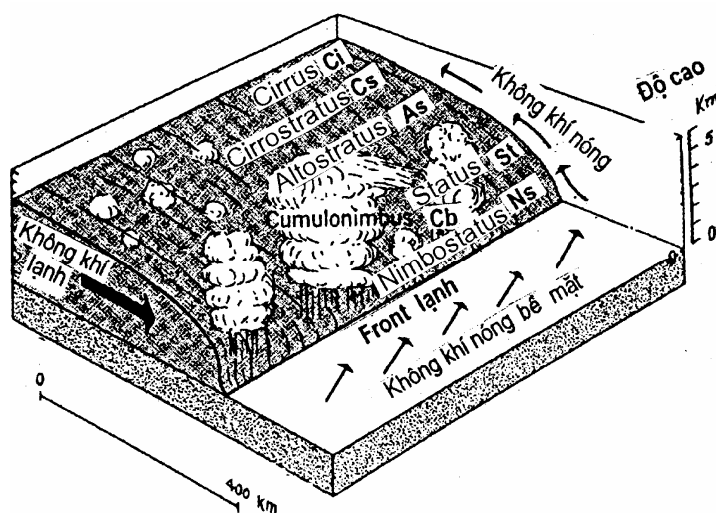
Cấu trúc sóng của mây tầng ít thấy rõ, nếu quan sát từ phía dưới vì bước sóng trong mây này lớn, hơn nữa mây thường nằm gần mặt đất. Khi quan sát bằng máy bay từ phía trên, dạng sóng của nó rất rõ.

Ngoài những sóng tự do, trong khí quyển còn xuất hiện những sóng đứng cưỡng bức khi không khí vượt qua núi. ở đỉnh sóng đứng này xuất hiện mây gần như bất động nhưng thực tế mây luôn xuất hiện trong không khí mới di chuyển tới. Người ta gọi những mây này là mây do vật cản hay mây do địa hình.

Mây dạng sóng trong biến trình ngày có tần suất cực đại vào ban đêm. Mây tầng chủ yếu đặc trưng cho mùa lạnh và ban đêm.

5.4.8 Mây do chuyển động trượt trên mặt front

Mây do chuyển động trượt lên cao liên quan với front (Hình 5.17). Đó là hệ thống mây rất lớn kéo dài theo front với chiều dài hàng mấy nghìn km và chiều rộng vài trăm km. Bộ phận chính của hệ thống mây này có dạng những lớp mây dày, vì vậy được gọi là mây dạng tầng. Front ngăn cách nê-m không khí lạnh và không khí nóng hơn nằm cạnh và trên nó. Khi đó, thông thường không khí nóng chuyển động đi lên dọc theo nê-m không khí lạnh (Hình 5.17.). Hệ thống mây front lạnh thường là mây vũ tầng (Ns), mây tầng (St), mây cao tầng As. Khi không khí nóng trước front lạnh đủ ẩm và bất ổn định thì có thể phát triển mây tích (Cu) và mây vũ tích (Cb) cho mưa rào và dông. Trên các hình 5.17 và 5.18 là hệ thống mây và giáng thủy của front lạnh và front nóng.



Hình 5.17
Hệ thống mây front lạnh

Trong xoáy thuận ngoại nhiệt đới front lạnh di chuyển nhanh hơn front nóng và chập với front nóng tạo nên hệ thống mây phức tạp (Hình 5.19).

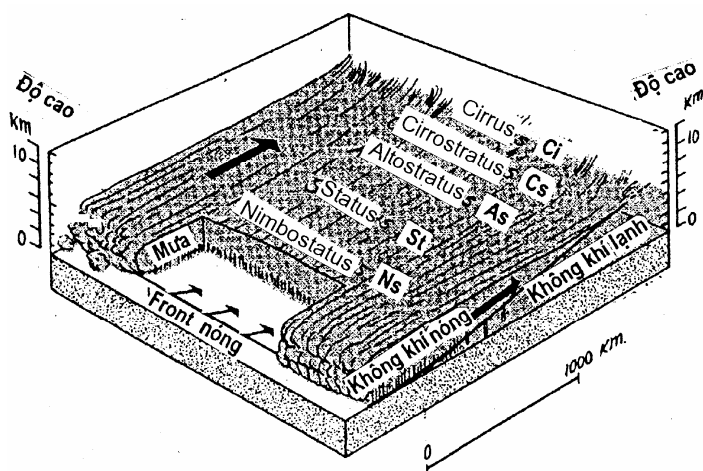
Vì mặt front rất thoải (tang của góc nghiêng chỉ khoảng 0,01 hay nhỏ hơn), nên chuyển động của không khí nóng chủ yếu là chuyển động ngang. Dù sao, ngoài chuyển động ngang này cũng vẫn còn có thành phần thẳng đứng không lớn lắm, khoảng vài cm/s hay vài phần mười cm/s, trong 1 giây nhưng đóng vai trò quan trọng trong sự hình thành hệ thống mây front.

Quá trình trượt dần của không khí nóng trên nền không khí lạnh dẫn tới sự lạnh đi đoạn nhiệt của những lớp không khí nóng dày và quá trình ngưng kết hơi nước. Kết quả là xuất hiện hệ thống mây trong không khí nóng trên nệm không khí lạnh.

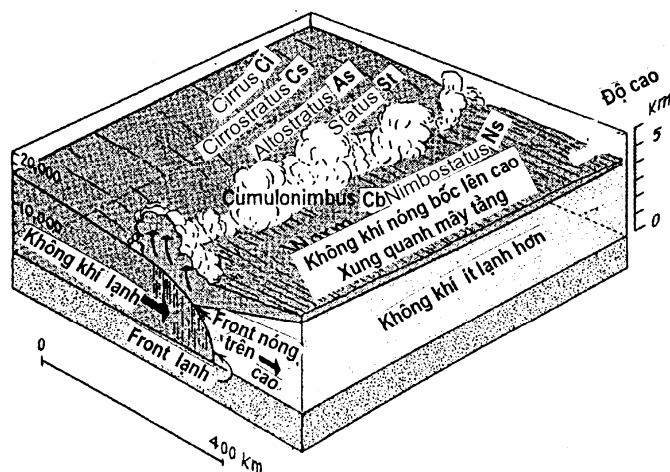
Hệ thống mây đặc biệt biểu hiện rõ trong front nóng (Hình 5.18).

Phần dày duy nhất của hệ thống mây này ở gần đuôi front (nghĩa là gần đường giao tuyến của front với mặt đất) đó là mây vũ tầng chiều dày khoảng vài kilomet nằm giữa mực 1 – 2 và 6 – 8 km chẳng hạn. Cách xa đường front, mây chuyển sang dạng cao tầng mỏng hơn, xa hơn nữa là mây ti tầng, trước nó là những dãy mây ti ở khoảng vài trăm kilomet cách đường front.

Giáng thủy từ mây cao tầng không tới mặt đất, nhất là vào mùa hè. Như mây vũ tầng cho giáng thủy phùn với dải rộng khoảng 200 – 300 km hay hơn nữa. Cùng với sự chuyển động của front, mây và mưa liên quan với nó cũng chuyển động theo. Sự xuất hiện ở đường chân trời phía tây hay phía nam của những dải mây ti mở rộng về phía trước (hay hội tụ về phía đường chân trời) là dấu hiệu báo trước sự gần tới của front nóng cùng với lượng mây và giáng thủy tương đối lớn.

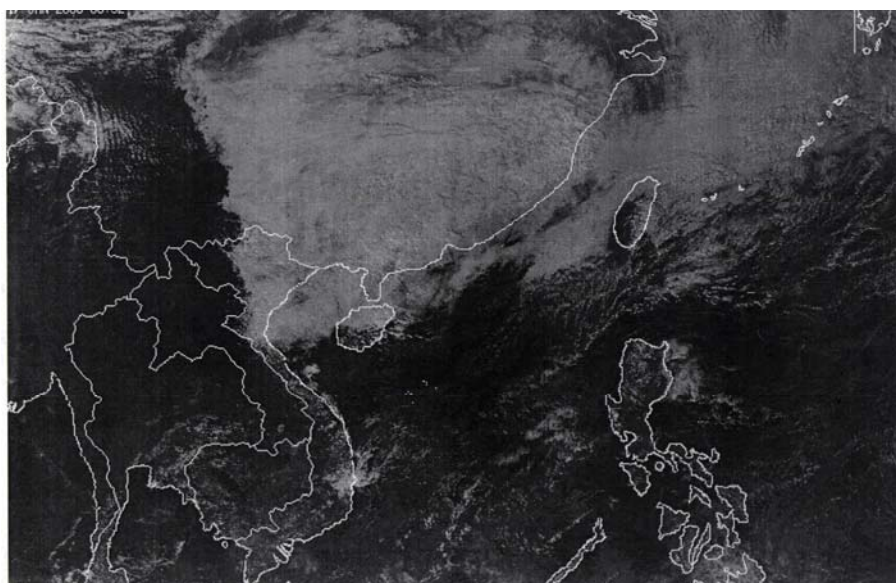


Hình 5.18
Hệ thống mây front nóng



Hình 5.19
Hệ thống mây front cổ từ lạnh

Front lạnh cũng có hệ thống mây tương tự nhưng sắp xếp ngược lại như phản chiếu qua gương (Hình 5.17). Sự khác biệt chỉ ở chỗ hệ thống mây front lạnh hẹp hơn, ở phần phía trước mây có dạng vũ tích cho mưa rào, vì ở đây không khí nóng bốc lên mạnh hơn trong trường hợp front nóng.



Hình 5.20
ảnh mây front lạnh mùa đông ở miền Bắc Việt Nam

Ở Việt Nam chỉ có front lạnh ở ngoài rìa của cao áp Siberi cho màn mây dọc theo front lạnh và có thể rộng tới 200 – 300km bao gồm phần lớn là mây tầng tích, mây tầng, đầu và cuối mùa đông có thể có mây vũ tích cho mưa rào (Hình 5.20). Trên hình ta có thể thấy dải mây front lạnh dưới một dải mây trắng rộng chừng 200 – 300km và bao trùm miền Bắc Việt Nam và miền duyên hải Nam Trung Quốc.

Ở trên đã chỉ ra những dạng mây front điển hình do chuyển động trượt lên cao. Cùng với front còn có thể hình thành một số loại mây khác. Chẳng hạn, mây tầng tích đặc trưng cho front lạnh, những mảnh mây cao tích đặc trưng cho front cổ từ. Mùa hè, trên lục địa, mây vũ tích cũng có thể phát triển trên front nóng.

Mây có thể phát triển mạnh lên khi front tới gần dãy núi. Khi các dòng không khí trườn lên cao theo sườn núi, mây do địa hình, thường là mây tích có thể phát triển độc lập.

Mây front gần như không có biến trình ngày tuy ban ngày chúng cũng phát triển mạnh hơn.

Ở miền ngoại nhiệt đới, mây do chuyển động trượt lên cao chiếm ưu thế. Còn ở miền nhiệt đới phần lớn là mây đối lưu.

5.4.9 Lượng mây – Biến trình ngày và năm của lượng mây

Người ta gọi mức độ mây che kín bầu trời là lượng mây. Lượng mây biểu diễn bằng phần mười của mức độ che kín bầu trời. Khi mây che kín toàn bầu trời, lượng mây là 10, khi bầu trời hoàn toàn quang đãng, lượng mây là 0. Khi tính chung những giá trị có thể lấy phần mười của đơn vị. Chẳng hạn lượng mây 5,8 biểu thị mây che 58% bầu trời.

Trong công tác phục vụ thời tiết, người ta dùng mã hiệu mây, độ che kín bầu trời được tính theo mức từ 0 đến 8, còn số 9 biểu thị điều kiện trong đó không nhìn thấy mây do trời tối, sương mù, bão bụi v.v...

Lượng mây thường được người quan trắc xác định bằng mắt. Nhưng cũng có dụng cụ đo lượng mây dưới dạng gương lồi nửa vòng tròn, phản ánh lại toàn bộ bầu trời và chụp từ trên xuống hoặc dưới dạng máy ảnh với kính vật tương tự. Quy định đánh giá riêng lượng mây chung, lượng mây tầng dưới, điều đó rất cần, vì mây cao và một phần mây tầng giữa ít che khuất tia mặt trời và kém quan trọng trong thực tế (đối với hàng không chẳng hạn). ở đây chỉ nói đến lượng mây chung.

Mây có ý nghĩa lớn đối với trao đổi nhiệt trên Trái Đất. Nó phản hồi trực xạ mặt trời và do đó giảm thông lượng bức xạ tới mặt đất. Mây cũng tăng cường sự khuếch tán bức xạ và giảm bức xạ hữu hiệu, thay đổi điều kiện chiếu sáng. Mặc dù những máy bay hiện đại thường bay cao hơn mây tầng giữa và thậm chí cao hơn mây tầng cao, mây có thể cản trở khi máy bay cất cánh và hạ cánh, cản trở việc xác định hướng bằng mắt, gây băng kết trên máy bay v.v...

Biến trình ngày của lượng mây phức tạp và phần lớn tùy thuộc vào loại mây. Mây tầng và tầng tích liên quan với quá trình lạnh đi của không khí do mặt đất và với quá trình vận chuyển rồi của hơi nước lên cao tương đối yếu, có cực đại vào ban đêm và buổi sáng. Ngược lại, dạng mây tích liên quan với độ bất ổn định của tầng kết và của quá trình đối lưu biểu hiện rõ, phần lớn xuất hiện ban ngày và tan đi về đêm.

Thực ra, trên mặt biển nhiệt độ không khí của bề mặt hầu như không có biến trình ngày, mây đối lưu cũng gần như không có biến trình ngày hay chỉ có cực đại nhỏ vào buổi sáng. Mây do chuyển động lên cao liên quan với front không có biến trình ngày rõ rệt.

Kết quả là, trong biến trình ngày của mây trên lục địa thuộc miền ôn đới vào mùa hè có hai cực đại, một vào buổi sáng và một lớn hơn vào sau buổi trưa. Vào mùa lạnh, khi hiện tượng đối lưu yếu hay không có, cực đại buổi sáng chiếm ưu thế và có thể là duy nhất. ở miền nhiệt đới, quanh năm có cực đại sau buổi trưa, vì ở đó đối lưu là quá trình hình thành mây quan trọng nhất.

ở miền cận nhiệt đới, mùa hè xoáy nghịch chiếm ưu thế, còn mùa đông hoạt động của xoáy thuận phát triển, lượng mây cực đại vào mùa đông và cực tiểu vào mùa hè tương tự như ở miền ôn đới thuộc châu Âu, nhưng biên độ ở đây lớn hơn.

ở miền nhiệt đới trong khu vực tín phong, lượng mây cực đại quan trắc được vào mùa hè và cực tiểu vào mùa đông.

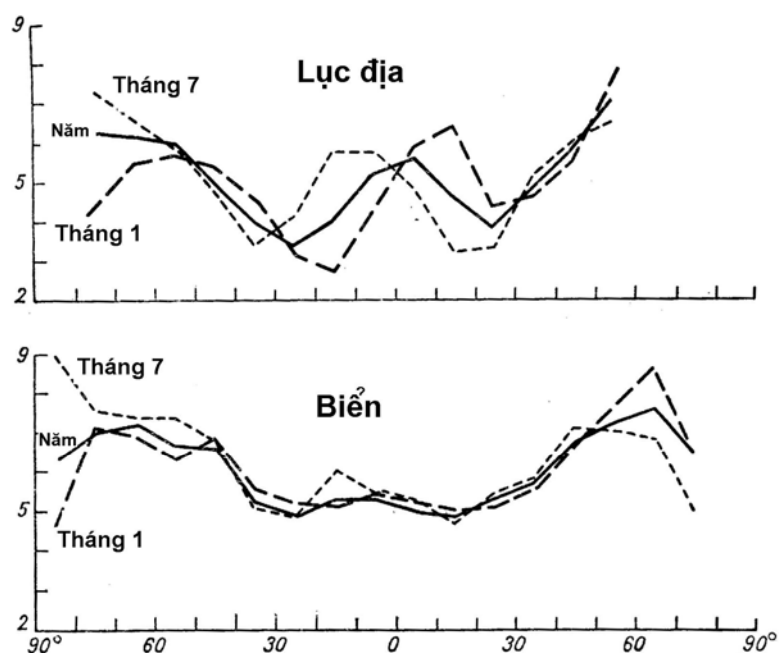
5.4.10 Phân bố địa lý của mây

Đầu tiên, ta hãy dẫn ra những giá trị trung bình năm của lượng mây ở những đới khác nhau trên lục địa và trên biển.

Vĩ độ (°)									
	90-80	80-70	70-60	60-50	50-40	40-30	30-20	20-10	10-0
Bắc Bán Cầu									
Lục địa	-	6,3	6,2	6,0	5,0	4,0	3,4	4,0	5,2
Biển	6,3	7,0	7,2	6,7	6,6	5,2	4,9	5,3	5,3
Nam Bán Cầu									
Lục địa	-	-	-	7,0	5,8	4,8	3,8	4,6	5,6
Biển	-	6,4	7,6	7,2	5,7	5,7	5,3	4,9	5,0

Từ bảng trên, ta thấy lượng mây trên biển lớn hơn trên lục địa. Đối với Bắc Bán Cầu, lượng mây trung bình trên lục địa là 4,8 và trên biển là 5,6. ở Nam Bán Cầu (ngoài lục địa châu Nam Cực lượng mây nhỏ hơn) lượng mây trên lục địa là 4,9 và trên biển là 6,0.

Đối với cả hai bán cầu hợp lại lượng mây trên lục địa là 4,9, trên biển 5,8; sau cùng đối với toàn Trái Đất nói chung lượng mây bao phủ là 5,3. Phân bố trung bình của lượng mây theo vĩ độ được biểu diễn trên hình 5.21.



Hình 5.21

Phân bố trung bình của lượng mây trên biển và trên lục địa

Trong xoáy thuận ngoại nhiệt đới front lạnh di chuyển nhanh hơn front nóng và chập với front nóng tạo nên hệ thống mây cổ tú phức hợp (Hình 5.19).

Tiếp đó, về phía vùng cận nhiệt đới, lượng mây lại tăng, đó là đới tín phong kèm theo mây đối lưu và sau đó là dải hội tụ nhiệt đới ở gần xích đạo nơi gặp gỡ của tín phong hai bán cầu và hiện tượng đối lưu phát triển mạnh.

Trên bản đồ phân bố mây trung bình nhiều năm (Hình 5.22 và 5.23) biểu hiện rõ những vùng ít mây quanh năm (lượng mây 2,0 hay nhỏ hơn) trên miền sa mạc cận nhiệt đới của hai bán cầu. Chẳng hạn ở Atsoan (22,4oE và 33oE) lượng mây trung bình năm chỉ là 0,5. ở miền Trung Âu, lượng mây rất nhỏ, nhất là vào mùa hè: ở Tecmet, lượng mây trung bình năm là 1,6, còn vào mùa hè thậm chí có 0,2. Vào mùa đông, lượng mây ở miền đông Sibiri, Trung Âu, ở Ấn Độ nhỏ do chế độ cao áp và hoàn lưu gió mùa mùa đông thịnh hành.

Lượng mây đặc biệt lớn quanh năm (đến 7,0 – 8,0 hay cao hơn) ở miền Bắc Đại Tây Dương, Thái Bình Dương kể cả miền tây bắc châu Âu và các đảo Nhật Bản, cũng như miền vĩ độ cao của các đại dương Nam Bán Cầu.

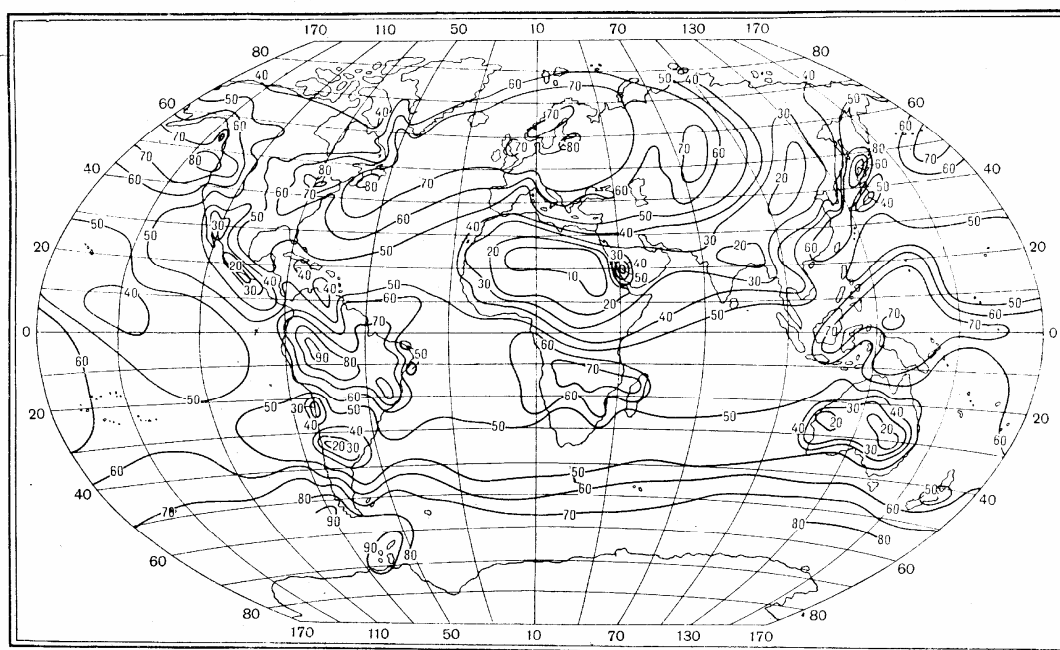
Vào mùa đông, lượng mây cũng rất lớn ở miền Tây Sibiri, ở vùng hồ lớn Bắc Mỹ. Mùa hè, lượng mây tăng ở các khu vực gió mùa thuộc vịnh Ghinê, lượng mây trung bình năm là 7,7.

ở trạm vùng núi Bennhêvit thuộc Scotlandia, trong một năm có 247 ngày trời mù. Trên bờ biển phía đông Đài Loan trong 1 năm có 233 ngày trời mù.

5.4.11 Thời gian nắng

Thời gian nắng là thời gian có trực xạ với các tia mặt trời đi thẳng từ đĩa mặt trời tới mặt ngang. Thời gian nắng phụ thuộc lớn vào lượng mây.

ở trạm khí tượng, thời gian nắng được đo bằng nhật quang ký, dựa trên nguyên tắc là dưới tác động của tia nắng được tập trung lại ở tiêu cự của kính sẽ để lại vết cháy trên băng giấy hay dấu vết trên giấy ảnh.

**Hình 5.22**

Bản đồ phân bố lượng mây tháng 1 (phần trăm)

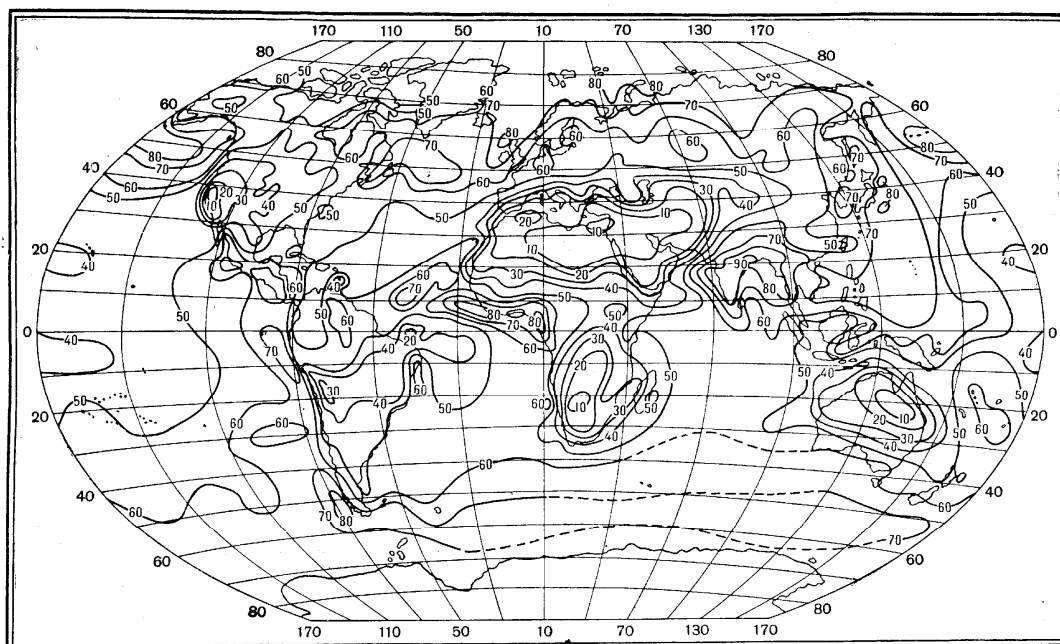
Thời gian nắng là yếu tố không kém phần quan trọng của khí hậu. Nó phụ thuộc vào độ dài của ngày xác định bởi vĩ độ địa lý và thời gian trong năm, cũng như lượng mây cho trực xạ xuyên qua. Thời gian nắng có thể tính hoặc bằng giờ hoặc bằng phần trăm so với thời gian nắng dài nhất có thể có, nghĩa là so với kinh độ ngày (thời gian tương đối). Cách biểu diễn thứ hai cho ta thấy rất rõ mức độ mây giảm thời gian nắng.

Thời gian nắng cực đại thường thấy ở vùng sa mạc cận nhiệt đới; chẳng hạn ở Arizôn, thời gian nắng trung bình năm là 88%, vào tháng 6, thậm chí là 97%. Trong những khu vực mưa nhiều gần xích đạo, đại lượng này giảm đến 35%. ở phần phía đông của châu Nam Cực, thời gian nắng tương đối rất lớn. Tổng cộng giờ nắng hàng năm ở châu Âu là 100 – 1200 giờ ở Bắc Scotland và miền bờ biển phía Bắc Nga, đến 2900 giờ ở Madrid. ở Matxcova, đại lượng này là 1570, ở Fêođôxi là 2210.

Trong biến trình năm, thời gian nắng tương đối cực đại thường thấy ở miền ôn đới Bắc Bán Cầu (không kể khu vực gió mùa) vào tháng 6 và tháng 8, cực tiểu vào tháng 12. Trong khí hậu sa mạc Bắc Bán Cầu phần lớn có hai cực đại vào tháng 6 và tháng 9. ở vùng nhiệt đới, cực trị của đại lượng này thường thấy vào mùa khô và mùa mưa nhất là ở những khu vực gió mùa.

Những ngày hoàn toàn không có nắng thường thấy ở châu Âu, phần lớn là vào mùa đông.

Tính trung bình, vùng núi được chiếu nắng ít hơn vùng đồng bằng do mây đối lưu phát triển mạnh ở sườn núi nhất là ở miền nhiệt đới. Tuy nhiên, những ngày mùa đông, những trạm trên núi cao có thể được chiếu nắng nhiều hơn vùng đồng bằng và thung lũng vì chúng nằm ở cao hơn những đám mây tầng thấp che kín thung lũng. Đó chính là điểm ưu việt lớn của một số khu vực nghỉ vùng núi.

**Hình 5.23**

Bản đồ phân bố lượng mây tháng 7 (phần trăm)

Những giờ nắng lớn nhất trong ngày ở Trung Âu trung bình nằm từ 12 đến 13 giờ, vào mùa hè sớm hơn, từ 10 đến 11 giờ; vào mùa đông muộn hơn, từ 13 giờ đến 14 giờ. Trên núi, cực đại của độ chiếu nắng mặt trời thấy sớm hơn khoảng hai giờ. ở miền nhiệt đới, những giờ nắng nhiều nhất là vào buổi sáng, khoảng 8 – 9 giờ. ở thành phố, sự vẩn đục của không khí làm giảm thời gian nắng so với thời gian nắng ở vùng ngoại ô đôi khi đến 20% hay hơn nữa.

5.4.12 Khói – Sương mù – Mù khói

Ta đã biết, không khí thường bị vẩn đục do các tạp chất và những sản phẩm ngưng kết đầu tiên rất nhỏ. Những tạp chất này khuếch tán ánh sáng đi qua và làm giảm tầm nhìn xa.

Nếu sự vẩn đục của không khí không lớn lắm, thì đó là hiện tượng khói. Khi đó các hạt gây vẩn đục là các hạt bụi và giọt nước rất nhỏ, nhưng dưới nhiệt độ rất thấp, chúng cũng là những tinh thể rất nhỏ. Sự vẩn đục loại này thường thấy ở trên cao làm cho bầu trời có màu trắng nhạt, trong trường hợp này khói là giai đoạn đầu tiên của mây.

Nhưng khói cũng thường thấy ở gần mặt đất và lan tới độ cao đáng kể. Khi đó khói làm cảnh quan mờ đi và giảm tầm nhìn xa – khoảng cách còn phân biệt được hình dạng của vật so với nền. Nếu những hạt làm vẩn đục nhỏ hơn bước sóng ánh sáng, nghĩa là có kích thước khoảng vài phần mười micron thì khói làm cho vật ở xa có màu xanh, dường như có một tấm màn màu xanh da trời bao quanh vật.

Khói làm cho những vật ở xa màu trắng hay sáng (đĩa mặt trời, mây, núi phủ tuyết) thành màu vàng nhạt. Hiện tượng làm vẩn đục này gọi là hiện tượng vẩn đục đổi màu. Nếu những hạt làm vẩn đục có kích thước tương đối lớn, khói có màu trắng hay xám nhạt. Tầm nhìn xa trong khói khoảng vài kilomet và thậm chí vài chục kilomet.

Nếu các sản phẩm ngưng kết có kích thước lớn hơn và độ tập trung của chúng ở gần mặt đất cao hơn, tầm nhìn xa có thể giảm xuống dưới một km. Trong trường hợp đó, người ta không gọi là khói nữa, mà gọi là sương mù. Người ta dùng chữ "sương mù" để chỉ tập hợp những sản phẩm ngưng kết (giọt nước, hạt băng hay cả hai) làm vẫn đục không khí ở mặt đất, cũng như để chỉ hiện tượng làm vẫn đục không khí rất mạnh có liên quan. Trong sương mù dày đặc, tầm nhìn xa có thể giảm đến vài chục mét, thậm chí đến vài mét. ở nhiệt độ dương, tất nhiên sương mù chỉ tạo thành bởi những giọt nước. Nhưng ở nhiệt độ âm không quá thấp, sương mù cũng hình thành bởi những giọt nước, nhưng đó là những giọt nước quá lạnh.

Chỉ ở nhiệt độ khoảng -10°C hay thấp hơn, ngoài những giọt nước, trong sương mù còn xuất hiện những hạt băng, sương mù trở nên hỗn hợp như mây hỗn hợp. ở nhiệt độ rất thấp, sương mù có thể chỉ bao gồm bởi những hạt băng. Tuy nhiên, người ta đã quan trắc được sương mù cấu tạo bởi những giọt nước thậm chí ở nhiệt độ thấp hơn, tới -30°C .

Nếu sự vẫn đục mạnh mẽ không phải do sản phẩm ngưng kết mà do lượng bụi tương đối lớn có trong không khí gây nên, thì hiện tượng này gọi là mù khô. Mù khô thường thấy nhất trên thổ nhưỡng bị bào mòn và khi có bão bụi ở vùng sa mạc và thảo nguyên, cũng như khi có cháy rừng và trên những thành phố công nghiệp. Khi đó, độ ẩm tương đối có thể rất nhỏ; điều đó chứng tỏ sự vẫn đục này khác biệt với sương mù. Tầm nhìn xa trong mù khô dày đặc có thể giảm tới mức như trong sương mù.

Một hiện tượng gây cảm giác khó chịu và thậm chí nguy hiểm là mù khói. Người ta gọi sương mù khói là mù dày đặc hỗn hợp với khói, đôi khi với khói độc hay với khói do các phương tiện giao thông thải ra.

Khi có sương mù, ở Luân Đôn, số người chết do bệnh đường hô hấp và hệ thống tuần hoàn tăng rất nhanh. Tháng 12 năm 1962 ở Luân Đôn, khi có sương mù khói, mật độ anhydric lưu huỳnh trong không khí lớn hơn bình thường 14 lần. Những điều kiện rất nặng nề thường thấy ở Los Angeles, nơi lượng khói do xe hơi thải ra, mờ mịt rất lớn. Hơn nữa, địa hình ở đây tạo điều kiện cho không khí đọng lại và hình thành sương mù.

Sương mù xuất hiện khi ở mặt đất có những điều kiện thích hợp cho hơi nước ngưng kết. Hạt nhân ngưng kết rất cần cho sự hình thành sương mù, luôn có trong không khí...những khu trung tâm công nghiệp lớn, lượng hạt nhân ngưng kết cỡ lớn rất nhiều. Vì vậy, tần suất và độ dày đặc của sương mù ở những thành phố lớn hơn ở những vùng ngoại ô.

Do tính hút ẩm của các hạt nhân ngưng kết, sự hình thành sương mù bắt đầu ngay khi độ ẩm tương đối nhỏ hơn 100% (khoảng 90 – 95%), nghĩa là trước khi đạt tới điểm sương. Như trên đã nói, ở nhiệt độ khoảng -10°C hay thấp hơn nữa, sương mù trở thành hỗn hợp, còn ở nhiệt độ rất thấp (thấp hơn -30°C) thậm chí thành sương mù tinh thể thuần nhất. Sương mù ở những nhiệt độ đó có thể hình thành với giá trị độ ẩm tương đối tính theo ẩm biểu nhỏ hơn 100% nhiều (đến 80% hay thấp hơn). Với độ ẩm này, hơi nước chưa bão hoà đối với giọt nước, nhưng bão hoà đối với tinh thể băng.

Sự gần tới trạng thái bão hoà chủ yếu xảy ra do quá trình lạnh đi của không khí. Sự tăng độ ẩm do quá trình bốc hơi nước từ bề mặt nóng vào không khí lạnh, chỉ đóng vai trò phụ trợ. Tuỳ thuộc vào những nguyên nhân này, sương mù có thể chia ra làm hai loại chính: sương mù do quá trình lạnh đi và sương mù do bốc hơi. Loại sương mù thứ nhất thường chiếm ưu thế.

Quá trình lạnh đi của không khí ở mặt đất xảy ra do ảnh hưởng của chính bề mặt này. Những nguyên nhân khác là phụ, nên chúng ta sẽ không nhắc tới ở đây. Quá trình lạnh đi có thể xảy ra trong những điều kiện khác nhau. Một là không khí có thể chuyển từ mặt đệm nóng hơn tới mặt đệm lạnh hơn, do đó mà lạnh đi.

Sương mù xuất hiện trong trường hợp này thực tế có thể gọi là sương mù bình lưu. Hai là, không khí có thể lạnh đi do mặt đệm dưới nó lạnh đi khi phát xạ. Người ta gọi sương mù này là sương mù bức xạ.

Cần phải nhớ rằng ở đây nói về sự lạnh đi khi mặt thổ nhưỡng hay mặt tuyết phát xạ, chứ hoàn toàn không nói về sự lạnh đi bức xạ của không khí, vì không khí lạnh đi chủ yếu là do mặt đất.

Sau cùng, có thể cả hai nguyên nhân cùng tác động, và khi đó sương mù có thể gọi là sương mù bình lưu – bức xạ.

Sương mù bình lưu xuất hiện trong khối khí nóng chuyển động tới mặt đệm lạnh hơn. Điều đó xảy ra khi khối khí chuyển động từ vĩ độ thấp tới vĩ độ cao; từ biển ấm vào lục địa lạnh vào mùa đông, từ lục địa nóng ra ngoài biển lạnh vào mùa hè hay từ những khu vực biển nóng sang những khu vực biển lạnh. Chẳng hạn vào cuối mùa đông, khi cao áp Siberi lệch đông, các đường đẳng áp phía tây cao áp trên Bắc Bộ có dạng kinh hướng làm cho không khí nóng ẩm với nhiệt độ 20 – 22°C thổi tới vùng ven biển Quảng Ninh đang còn lạnh (nhiệt độ mặt biển 14°C) thường gây ra đợt sương mù ở đây.

Trên lục địa, sương mù bình lưu thường thấy nhất vào mùa thu và mùa đông khi có sự chênh lệch nhiệt độ đáng kể giữa những miền vĩ độ thấp và những miền vĩ độ cao và khi lục địa lạnh hơn so với biển.

Sương mù bình lưu như trên đã chỉ ra, cũng thường thấy trên biển, nhất là vào mùa xuân và mùa hè. Sương mù bình lưu thường lan tới độ cao vài trăm mét. Nó thường xuất hiện khi tốc độ gió lớn, vì vậy trong sương mù có thể xảy ra quá trình tụ tập của các giọt nước; sương mù khi đó có đặc tính mưa phùn: những giọt nước lớn nhất sẽ rơi khỏi sương mù.

Sương mù bức xạ chia làm hai dạng, thường chỉ thấy trên lục địa vào những đêm quang đãng và lặng gió. Chúng liên quan với quá trình lạnh đi bức xạ vào ban đêm của thổ nhưỡng và mặt tuyết phủ. Sương mù bức xạ không lan lên cao, chỉ tới khoảng vài chục mét. Sự phân bố của chúng có tính chất địa phương: chúng có thể xuất hiện từng nơi riêng lẻ nhất là ở những vùng đất thấp, gần đầm lầy, trên những khoảng rừng trống; trên các sông lớn sương mù không hình thành vì ban đêm sương mù xuất hiện khi trời lặng gió, tuy vậy cũng cần có gió nhẹ để quá trình rối yếu xuất hiện thúc đẩy sự lan truyền quá trình lạnh đi và quá trình tạo sương mù lên cao.

Sương mù mặt đất thường xuất hiện phía dưới lớp nghịch nhiệt sau khi Mặt Trời mọc và biến mất khi lớp nghịch nhiệt này tan đi.

Sương mù bức xạ từ trên cao có thể thấy trên lục địa cũng như trên biển vào mùa lạnh trong xoáy nghịch ổn định. Đó là kết quả của quá trình lạnh dần từ ngày này qua ngày khác của những lớp không khí dưới trong xoáy nghịch. Nhờ quá trình rối, hơi nước được vận chuyển lên cao, thoát đầu mây tầng phát triển ở độ cao vài trăm mét, ở phía dưới tầng nghịch

hiệt nén. Sau đó, những đám mây này lan từ cao xuống thấp tới mặt đất, khi đó người ta gọi mây này là sương mù bức xạ trên cao. Sương mù dạng này có thể duy trì hàng tuần lễ cho đến khi nó khổng chế toàn bộ những khu vực lớn.

Sương mù bốc hơi có tần suất lớn nhất vào mùa thu và mùa đông, trong không khí lạnh trên mặt biển khơi nóng hơn. Trên lục địa, nó thường hình thành vào buổi chiều hay ban đêm trên sông hay hồ, khi không khí lạnh từ những vùng thổ nhượng xung quanh thổi tới. Sương mù bốc hơi có thể xuất hiện vào buổi chiều trong hay sau trận mưa, khi thổ nhượng bốc hơi mạnh, còn nhiệt độ không khí giảm. Trên biển thuộc miền cực, sương mù bốc hơi thường xuất hiện trên mặt hồ giữa băng khi không khí thổi tới từ những lớp băng phủ. Mùa đông, sương mù bốc hơi cũng thường lan lên cao và tan biến nhanh chóng vì không khí thường bị mặt nước đốt nóng từ dưới. Nhưng nếu điều kiện hình thành duy trì trong thời gian dài, thì sương mù có thể tồn tại lâu.

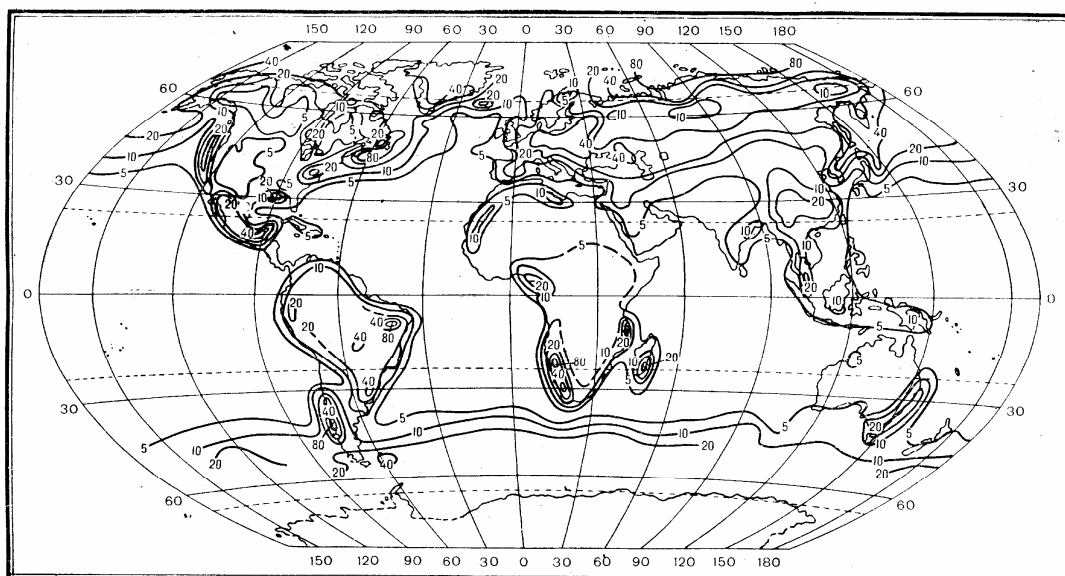
Những loại sương mù kể trên là sương mù trong khối khí nghĩa là chúng xuất hiện không phụ thuộc vào front. Ngoài ra còn có sương mù liên quan với front. Đó là một trong những dạng sương mù bốc hơi – sương mù trước front. Giáng thủy front làm bão hoà không khí và làm ướt thổ nhượng.

Do sự bốc hơi mạnh mẽ từ thổ nhượng cũng như từ các giọt mưa rơi, không khí ở gần mặt đất đạt tới trạng thái bão hoà và sương mù hình thành. Sương mù loại này thường tạo thành từng dải dày đặc trước front cùng với mưa.

Có thể dự đoán được sự xuất hiện của sương mù ở mặt đất ban đêm trên cơ sở trạng thái thời tiết từ buổi chiều. Nếu trời lặng gió và quang đăng và vào kỳ quan trắc buổi chiều nhiệt độ đã gần tới điểm sương, thì với mức độ chính xác nào đó có thể dự đoán sự xuất hiện sương mù, trên mặt đất vào ban đêm.

Để dự báo sương mù, trên cơ sở tài liệu quan trắc nhiều năm, người ta lập đồ thị hay những công thức thực nghiệm xác định đại lượng giảm của nhiệt độ ban đêm ở địa phương theo giá trị những yếu tố khí tượng vào buổi chiều. Nếu nhiệt độ cực tiểu thì ban đêm đạt tới điểm sương, có thể dự đoán là sương mù bắt đầu hình thành.

Những sương mù dày đặc chỉ xuất hiện trong trường hợp nhiệt độ cực tiểu ban đêm thấp hơn điểm sương ban chiều rất nhiều. Chỉ trong điều kiện đó mới ngưng kết một lượng hơi nước lớn.



Hình 5.24

Số ngày có sương mù trung bình năm

Trong một ngày, ở miền đồng bằng, sương mù thường có cường độ và tần suất cực đại vào buổi sáng. ở vùng núi cao, sương mù phân bố đều trong ngày hoặc có cực đại không lớn vào sau buổi trưa. Nguyên nhân là do những điều kiện đặc biệt thuận lợi cho sự hình thành sương mù ở vùng núi. Sương mù ở đây thực chất là mây xuất hiện do chuyển động đi lên của không khí theo sườn núi. Nó liên quan với quá trình lạnh đi đoạn nhiệt của không khí và có thể chia thành loại đặc biệt: sương mù sườn núi.

Ta hãy xét sự phân bố địa lý của sương mù. Trên hình 5.24 là bản đồ biểu diễn những nét chung nhất sự phân bố số ngày có sương mù trong 1 năm. Sương mù thường thấy nhất ở Châu Nam Cực, ở đây số ngày có sương mù vượt quá 80. Nguyên nhân một mặt là do không khí lạnh di chuyển từ mặt băng hay từ lục địa lạnh tới bề mặt nước không đóng băng nóng hơn. Trên miền vĩ độ cao thuộc đại dương Nam Bán Cầu, tần suất sương mù cũng rất lớn.

ở miền ôn đới Bắc Bán Cầu, tần suất sương mù lớn (80 ngày hay hơn nữa). ở Niufandlencơ, sương mù trong khu vực này có liên quan với sự di chuyển của không khí từ mặt nước nóng của dòng Labrador. ở miền cận nhiệt Nam Bán Cầu, những nơi sương mù thường xuất hiện nhất (đến 80 ngày hay hơn nữa) là các vùng sa mạc ven bờ biển Nam Phi và Nam Mỹ cũng như vùng biển bao quanh. ở đây, không khí nóng di chuyển trên dòng biển lạnh.

Tần suất sương mù cũng rất lớn ở Trung Âu, miền bờ biển Califocnia, trên miền bờ biển Đại Tây Dương của Nam Mỹ và đảo Madagatxca. Tần suất cao của sương mù ở những khu vực này có thể do những đặc tính nhiệt của mặt trái dưới không khí thổi qua. Sương mù ít thấy ở những vùng giữa lục địa, nhất là vùng sa mạc cận nhiệt với lượng hơi nước không lớn lắm, còn nhiệt độ lại rất cao.

Sương mù ít thấy ở Siberi và Canada. ở đây, vào mùa hè, không khí rất khô, nằm rất xa trạng thái bão hòa, còn mùa đông lượng hơi nước nhỏ đến mức thậm chí khi không khí ở trạng thái bão hòa cũng ít khi có sương mù. Mùa đông, tần suất và cường độ của sương mù lớn ở các vùng dân cư với lượng hạt nhân ngưng kết lớn.

5.5 Giáng thủy

5.5.1. Khái niệm chung về giáng thủy

Trong những điều kiện nhất định giáng thủy rơi xuống từ mây, đó là những giọt nước và hạt băng có kích thước lớn đến mức không thể nằm lơ lửng trong khí quyển được nữa. Những dạng giáng thủy thường thấy và quan trọng hơn cả là mưa và tuyết. Tuy nhiên, cũng có nhiều loại giáng thủy khác với dạng điển hình là mưa và tuyết.

Mưa cũng như tuyết, chủ yếu rơi từ mây do chuyển động trượt lên cao của không khí ẩm và từ mây đối lưu. Đặc tính giáng thủy cũng khác biệt tùy thuộc vào loại mây. Mây do chuyển động trượt lên (mây tầng tích và cao tầng) liên quan tới front thường cho mưa phùn.

Đó là giáng thủy kéo dài với cường độ trung bình. Giáng thủy này thường rơi tương đối đều và kéo dài (vài giờ hay vài chục giờ) đồng thời trên một phạm vi rộng lớn khoảng vài trăm km². Giáng thủy thấy ở phần lớn hay ở khắp các trạm, trong đó tổng lượng giáng thủy ở từng trạm khác biệt không nhiều. Phần lớn lượng giáng thủy ở miền ôn đới là giáng thủy phùn.

Mây vũ tích liên quan với quá trình đối lưu thường cho giáng thủy rào, cường độ lớn nhưng không kéo dài. Ngay sau khi bắt đầu, chúng có thể có cường độ rất lớn nhưng cũng có thể ngừng đột ngột. Giáng thủy rào không kéo dài là do chúng rơi từ những đám mây riêng biệt hay từ những dải mây hẹp của front lạnh. Trong khối khí lạnh chuyển động trên mặt đất nóng, từng đợt giáng thủy rào đôi khi kéo dài trên mỗi vùng trong vòng vài phút. Mùa hè trên lục địa do đối lưu địa phương khi mây vũ tích phát triển rất rộng hay khi có front lạnh đi qua, giáng thủy rào đôi khi kéo dài mấy giờ liền.

Theo tài liệu quan trắc, diện tích trung bình mưa rào bao quát trong cùng một thời điểm khoảng 20 km² rơi trong một thời gian ngắn, mưa rào cũng có thể chỉ một lượng giáng thủy nhỏ.

Cường độ mưa rào biến đổi rất lớn, thậm chí ngay trong trận mưa rào, lượng giáng thủy có thể khác biệt đến 50 mm trên khoảng cách 1 – 2km. Mưa rào là một dạng giáng thủy chủ yếu ở miền nhiệt đới và xích đạo.

Ngoài giáng thủy dầm và giáng thủy rào, người ta còn phân biệt giáng thủy phùn. Đó là giáng thủy hình thành trong khối khí và rơi từ mây tầng tích. Nó đặc trưng cho khối khí nóng hay khối khí địa phương có tầng kết ổn định. Độ dày của loại mây này không lớn, chính vì vậy vào mùa hè chúng chỉ cho giáng thủy khi có quá trình kết hợp của các giọt nước. Giáng thủy dạng nước – mưa phùn, bao gồm những giọt nước rất nhỏ rơi chậm đến mức dường như bay lơ lửng trong không khí. Mùa đông, dưới nhiệt độ thấp, mây loại này có thể chứa các hạt băng. Khi đó chúng không cho mưa phùn mà cho tuyết nhỏ và những hạt tuyết. Thông thường trong một ngày, giáng thủy phùn không cho lượng nước đáng kể. Mùa đông, giáng thủy phùn ít tăng chiều dày lớp tuyết phủ. Chỉ trong một số trường hợp đặc biệt, chẳng hạn như ở vùng núi, mưa phùn có thể có cường độ mạnh và độ nước lớn.

5.5.2. Các dạng giáng thủy

Mưa bao gồm những giọt nước có kích thước lớn hơn 0,5mm, nhưng nhỏ hơn hoặc bằng 8mm. Nếu giọt nước có kích thước lớn hơn đáng kể khi rơi phân tán thành những giọt nhỏ hơn. Kích thước của giọt nước trong mưa rào lớn hơn trong mưa dầm, nhất là vào đầu trận mưa. ở nhiệt độ âm, mưa đôi khi rơi xuống dưới dạng những giọt nước quá lạnh. Khi tới mặt đất, chúng hóa băng và tạo nên một lớp băng. Mưa phùn bao gồm những giọt nước rất nhỏ có đường kính khoảng 0,05 – 0,5 mm, chúng dễ được gió vận chuyển theo chiều ngang. Tuyết cầu tạo bởi những tinh thể băng có dạng phức tạp (hoa tuyết). Hoa tuyết rất nhiều vẻ, tùy thuộc vào điều kiện hình thành. Dạng chủ yếu của hoa tuyết là dạng sáu cạnh.

Mưa băng dưới dạng những hạt băng như những viên bi trong suốt với đường kính từ 1 – 3 mm có đặc tính riêng. Đó là những giọt nước mưa đã đóng băng trong không khí. Loại mưa này chứng tỏ sự tồn tại của lớp nghịch nhiệt. ở độ cao nào đó có lớp không khí với nhiệt độ dương trong đó những hạt băng rơi từ trên xuống tan thành giọt nước và dưới lớp đó là lớp có nhiệt độ âm. ở đây các giọt nước đóng băng lại. Mùa hè, khi thời tiết tương đối nóng, đôi khi có mưa đá dưới dạng những mảnh băng tương đối lớn bằng hạt đậu hay có đường kính từ 5 – 8 cm, đôi khi lớn hơn. Có trường hợp, trọng lượng của mảnh băng lớn hơn 300 g.

Thường mưa đá có cấu trúc không đồng nhất: chúng cấu tạo bởi những lớp băng đục và trong suốt xen kẽ. Mưa đá rơi từ mây vũ tích khi có dông và thông thường có kèm theo mưa rào.

Dạng và kích thước của những mảnh băng chứng tỏ trong quá trình hình thành chúng được các dòng đối lưu cuốn theo đưa lên cao, rơi xuống thấp nhiều lần, kích thước của chúng lớn dần lên do va chạm với xác giọt nước quá lạnh. Khi đi xuống trong những dòng giáng tới lớp không khí có nhiệt độ dương, bề mặt những mảnh băng tan ra. Tiếp đó, khi lên cao, bề mặt của chúng lại đóng băng và v.v... Để hình thành các mảnh băng mây phải có độ nước lớn, chính vì vậy mưa đá chỉ rơi vào mùa nóng, khi nhiệt độ không khí ở mặt đất lớn. ở miền ôn đới mưa đá thường hay xuất hiện hơn cả, còn ở miền nhiệt đới mưa đá thường có cường độ lớn nhất. ở miền cực không có mưa đá. Có khi mưa đá để lại trên mặt đất một lớp băng dày vài chục cm và tồn tại lâu. Mưa đá thường làm hại có khi phá hủy mùa màng, có trường hợp mưa đá gây tác hại cho súc vật, thậm chí cả người.

5.5.3. Sự hình thành giáng thủy

Giáng thủy hình thành trong trường hợp dù chỉ một phần các phân tử mây (giọt nước hay hạt băng) lớn lên bằng cách nào đó. Khi các phân tử mây trở nên nặng đến mức phản lực của không khí và chuyển động thăng không giữ nổi chúng ở trạng thái lơ lửng, các phân tử mây rơi xuống dưới dạng giáng thủy. Sự lớn lên của những giọt nước đến kích thước cần thiết không thể xảy ra do ngưng kết và kết quả của quá trình đó chỉ cho những giọt nước rất nhỏ.

Để tạo thành những giọt nước lớn hơn, thì quá trình ngưng kết phải xảy ra trong thời gian rất dài. Những giọt nước lớn hơn rơi từ mây dưới dạng mưa hay mưa phùn có thể xuất hiện do những nguyên nhân khác. Một là chúng có thể là kết quả của quá trình kết hợp của các giọt nước. Nếu các giọt nước tích điện khác dấu, thì quá trình kết hợp này sẽ xảy ra dễ dàng hơn. Sự khác biệt về kích thước của giọt nước cũng có ý nghĩa rất lớn. Các giọt nước với kích thước khác nhau rơi với tốc độ khác nhau, nên chúng càng dễ va chạm. Do quá trình này, mưa phùn hình thành từ mây tầng. Còn mây tích phát triển cho mưa hạt lớn với cường độ lớn, nhất

là ở miền nhiệt đới, vì ở đây mây có lượng nước lớn. Nhưng mưa lớn không thể hình thành do quá trình kết hợp của các giọt nước.

Mây cho mưa lớn phải là mây hỗn hợp, nghĩa là trong mây các giọt nước quá lạnh và hạt băng nằm sát cạnh nhau. Chính mây cao tầng, vũ tầng và vũ tích là những loại mây đó. Nếu như những giọt nước quá lạnh và hạt băng nằm sát nhau, thì điều kiện ẩm thường là: đối với các giọt nước, không khí chưa bão hoà còn đối với hạt băng thì quá bão hoà.

Vì vậy, các hạt băng sẽ lớn lên nhanh chóng nhờ quá trình ngưng hoa, lượng hơi nước trong không khí giảm. Khi đó đối với các giọt nước không khí trở nên chưa bão hoà. Vì vậy đồng thời với sự lớn lên của các hạt băng, các giọt nước sẽ bốc hơi, tức là xảy ra quá trình vận chuyển hơi nước từ giọt nước sang hạt băng.

Những hạt băng lớn bắt đầu rơi xuống, thường là từ phần trên cùng của mây nơi chúng thường tụ tập. Trong khi rơi các hạt băng tiếp tục lớn lên do quá trình ngưng hoa. Ngoài ra, khi va chạm với các giọt nước quá lạnh, chúng làm cho các giọt nước lạnh thêm và kết hợp với chúng, do đó kích thước các hạt băng càng lớn. Các giọt nước đông kết khi va chạm với các hạt băng và những mảnh băng làm số hạt nhân hoá băng tăng lên rất nhiều. Kết quả là ở phần mây dưới cùng thường xuất hiện những hạt băng lớn. Nếu ở đây nhiệt độ không khí lớn hơn 0°C , băng sẽ tan, biến thành giọt nước và rơi xuống dưới dạng mưa. Những giọt nước này rơi xuống với tốc độ khác nhau lại có thể kết hợp với nhau và với những giọt nước khác có trong mây. Có trường hợp hạt băng tan ra ở phần chân mây và cũng rơi xuống đất dưới dạng mưa. Sau cùng, nếu nhiệt độ từ chân mây tới mặt đất âm, thì giáng thủy rơi xuống dưới dạng tuyết thường hay tuyết bông.

Nếu giáng thủy rơi dưới dạng mưa đá hay mưa băng, thì điều kiện hình thành còn phức tạp hơn, song bản chất của hiện tượng thì tương tự. Giáng thủy có thể hình thành từ những mây băng thuần nhất trong đó các hạt băng cũng lớn lên do quá trình ngưng hoa, song thường những đám mây này ở cao và giáng thủy từ chúng bốc hơi khi rơi nên không tới được mặt đất. Các màn mây và dải của một số loại mây có thể là các dải giáng thủy.

Sự hình thành giáng thủy không liên quan trực tiếp với độ dày và độ nước của mây. Tất nhiên, mây càng dày thì khả năng đạt tới mực băng kết và hình thành giáng thủy càng lớn. Độ nước của mây càng lớn, thì giáng thủy càng mạnh. Tuy nhiên mây có thể phát triển rất mạnh, độ nước cũng có thể rất lớn, nhưng nếu mực băng kết nằm quá cao, thì giáng thủy vẫn có thể không hình thành.

Mùa hè, trong vùng đồng cỏ và miền nhiệt đới, mây tích phát triển rất mạnh, song những đám mây này không cho giáng thủy, vì dưới nhiệt độ cao, mực băng kết nằm rất cao. Liệu trong những trường hợp như vậy, ta có thể phá vỡ trạng thái cân bằng của mây và gây mưa bằng phương pháp nhân tạo được không? Phương pháp tạo trạng thái băng kết trong mây cấu tạo bởi những giọt nước quá lạnh có thể có kết quả hơn cả. Những thí nghiệm này hiện nay đang được tiến hành rộng rãi. Thường người ta rải lên mây hợp chất cacbonic ở thể rắn với nhiệt độ rất thấp làm cho một số giọt nước đông kết. Một số hạt băng “mầm” mở đầu sự hình thành giáng thủy xuất hiện. Kế đó, quá trình xảy ra dưới dạng phản ứng dây chuyền.

Phương pháp phổ biến khác là phương pháp rải lên mây Iodua bạc (AgI). Khi lạnh đi, iodua bạc tạo điều kiện hình thành trong không khí những hạt băng cực nhỏ. ở nhiệt độ dưới

40C, những hạt băng này sẽ là những hạt nhân băng kết trong mây, trên chúng các hạt băng sẽ lớn dần lên. Ngoài ra, còn có các chất khác có thể làm các phân tử mây đông kết.

Việc rải iodruya bạc và các chất gây phản ứng khác vào mây tích có khả năng gây mưa đá rất có thể dẫn tới sự hình thành giáng thủy dưới dạng mưa rào hay mưa đá nhỏ trong thời gian ngắn và bằng cách đó ngăn chặn những trận mưa đá lớn. Tuy nhiên, việc đánh giá kết quả những thí nghiệm vừa nêu trên gặp nhiều khó khăn. Không phải trong mọi trường hợp ta đều biết được là giáng thủy rơi do tác động của con người hay không phụ thuộc vào yếu tố đó. Mặc dầu vậy, nguyên lý giải quyết vấn đề gây mưa nhân tạo đã được xây dựng. Bằng các phương pháp tương tự người ta cũng có thể làm tan sương mù ở mặt đất khi rải những chất gây phản ứng thích hợp làm cho các hạt sương mù lớn lên và rơi xuống. Thí nghiệm này nhiều lần đã mang lại kết quả tốt.

5.6 Điện trường của mây, giáng thủy và các hiện tượng liên quan

5.6.1 Điện trường của mây và giáng thủy

Các giọt nước cũng như các phân tử ở thể rắn trong mây và sương mù thường tích điện hơn là trung hoà. Sương mù với những hạt sương mang điện cùng dấu thường thấy hơn cả; chỉ có khoảng 25% trường hợp các hạt sương mang điện tích khác dấu.

Tính trung bình, các giọt nước trong sương mù có khoảng vài chục đến vài nghìn điện tích cơ bản. Rất có thể là những điều kiện trong mây bao gồm các giọt nước nhỏ không cho giáng thủy cũng gần với những điều kiện trong sương mù.

Trong mây vũ tích chứa những giọt nước lớn cũng như hạt băng có kích thước lớn, thường xuất hiện những điện tích rất mạnh, điều đó có thể suy ra từ điện tích của giáng thủy. Hạt mưa rào mang điện tích trung bình khoảng $3 - 4 \cdot 10^{-3}$ đơn vị điện tích cơ bản. Song điện tích lớn nhất có thể lớn hơn giá trị trung bình hàng chục lần. Những phân tử rắn của mây và giáng thủy cũng tích điện như các giọt nước và rất có thể còn có điện tích lớn hơn. Mưa rơi xuống mặt đất thường có điện tích dương hơn là điện tích âm; nhưng đối với tuyết thì điều này khó xác định hơn. Sự phân chia điện tích trong mây vũ tích, nghĩa là sự tập hợp điện tích cùng dấu vào một phần của mây tạo nên những giá trị cường độ điện trường khí quyển rất lớn trong mây cũng như giữa các đám mây và mặt đất.

Những nguyên nhân tích điện của các phân tử mây và giáng thủy cũng như sự phân chia điện tích trái dấu trong mây chưa hoàn toàn rõ ràng. Về vấn đề này hiện có rất nhiều học thuyết khác nhau. Người ta đã đưa ra một số nguyên nhân như do sự thu nhỏ của những giọt nước và tinh thể băng nhất là khi có giáng thủy; sự va chạm của những giọt nước có kích thước khác nhau, sự phân chia của các giọt nước; sự ngưng hoa; sự phân chia và bốc hơi của các hạt băng, sự đông kết của các giọt nước quá lạnh trên hạt băng, v.v...

5.6.2 Đông

Sự phát triển điển hình của mây vũ tích và sự hình thành giáng thủy có liên quan với những biểu hiện mạnh mẽ của điện trường khí quyển, đó là sự phóng điện nhiều lần trong

mây hay giữa mây và mặt đất. Sự phóng điện có đặc tính phát lửa này được gọi là chớp, còn âm kèm theo gọi là sấm. Toàn bộ quá trình này thường còn kèm theo cả hiện tượng gió mạnh tức thời – gió giật và được gọi là dông. Theo nguyên nhân phát sinh, dông thường được phân loại như phân loại mây vũ tích. Người ta phân biệt dông trong khối khí và dông kèm theo front.

Dông trong khối khí thường có hai loại: trong khối khí lạnh chuyển động trên mặt đất nóng và trên lục địa được đốt nóng vào mùa hè (dông địa phương hay dông nhiệt). Trong cả hai trường hợp, dông có liên quan với sự phát triển của mây đối lưu, như vậy là với tầng kết bất ổn định rất lớn và với sự xáo trộn không khí rất mạnh theo chiều thẳng đứng. Dông kèm theo front chủ yếu có liên quan với front lạnh, nơi không khí nóng bị không khí lạnh đẩy lên cao.

Nhưng vào mùa hè, trên lục địa, nhiều khi chúng còn liên quan với front nóng. Khối khí lục địa nóng bốc lên theo mặt front nóng có thể có tầng kết bất ổn định rất lớn, chính vì vậy mà trên front nóng dông có thể phát triển rất mạnh. Thường dông kéo dài ở từng nơi không lâu: từ vài phút đến một vài giờ. Trong mỗi cơn dông, có khoảng vài chục tia chớp trong một phút. Thông thường, dông kèm theo mưa rào, đôi khi mưa đá. Dông đặc biệt thường thấy trên lục địa miền nhiệt đới. ở đây có khu vực một năm hơn 100 – 150 ngày có dông. Trên đại dương, dông ít thấy hơn, khoảng 10 – 30 ngày trong một năm, xoáy thuận nhiệt đới luôn kèm theo dông mãnh liệt, song những nhiễu động này ít thấy. ở miền cận nhiệt đới nơi dải cao áp chiếm ưu thế, dông ít thấy hơn nhiều: trên lục địa trong một năm, ngày có dông là 10 – 30, trên biển là 5 – 10 ngày. ở miền cực, dông là hiện tượng hiếm có.

Hiện tượng số cơn dông giảm khi lên vĩ độ cao cũng dễ hiểu. Để hình thành dông không những cần phải có tầng kết bất ổn định rất lớn và đối lưu phát triển mạnh, mà mây phải có độ nước lớn, song theo vĩ độ do nhiệt độ giảm, độ nước của mây cũng giảm.

ở miền nhiệt đới và cận nhiệt đới, dông thường thấy hơn cả vào mùa mưa. Trên lục địa miền ôn đới tần suất dông lớn nhất vào mùa hè khi đối lưu phát triển mạnh trong khối khí địa phương. Mùa dông ở đây rất ít dông. Nhưng trên đại dương trong khối khí lạnh được nước biển đốt nóng từ phía dưới, dông phát triển nhiều nhất vào mùa đông. ở vùng núi, dông thường thấy hơn là ở vùng đồng bằng.

5.6.3 Sấm và chớp

Một điều kiện không thể thiếu được của dông là sự xuất hiện hiệu điện thế rất lớn trong mây hay giữa mây và mặt đất. Điều này xảy ra khi mây tích điện mạnh và do nguyên nhân nào đó các phần tử mây tích điện khác dấu. Sau đó xảy ra quá trình phân chia điện tích: điện tích cùng dấu tập trung vào một phần của mây, điện tích ngược dấu tập trung ở phần khác.

Trong mây vũ tích, quá trình này xảy ra mãnh liệt đến mức tạo nên hiệu điện thế rất lớn giữa các phần của mây, giữa mây và mặt đất. Khi đó, cường độ điện thế của điện trường, nghĩa là hiệu điện thế trên một đơn vị chiều dài có khi đạt tới vài trăm nghìn vôn trên 1 mét. Vì tính dẫn điện của không khí nói chung rất nhỏ nên hiệu điện thế xuất hiện không thể san bằng do dòng dẫn được. Khi cường độ điện thế của điện trường đạt giá trị tới hạn nào đó khoảng 25 – 50 nghìn vôn trên một mét hay hơn nữa, hiệu điện thế được san bằng do quá

trình phóng điện phát lửa – chớp xảy ra giữa những đám mây, những phần của mây hay giữa mây và mặt đất tích điện khác dấu.

Trên khoảng cách chừng vài km (đó là độ dài của chớp thường thấy) hiệu điện thế có thể đạt tới vài trăm triệu vôn, còn cường độ điện trường trong chớp có thể khoảng vài chục nghìn ampe. Một tia chớp mang đi trong vài phần mười giây vài culông điện tích, theo một số tài liệu thậm chí tính trung bình khoảng 30 culông.

Chớp do một số, đôi khi, rất nhiều quá trình phóng điện liên tiếp, những xung đi theo một số đường nào đó gọi là kênh chớp. Kênh chớp có dạng vòng vèo và chia nhánh vì sự phóng điện xảy ra theo đường có điện trở nhỏ nhất, nghĩa là theo đường mà mật độ ion khí quyển đặc biệt lớn. Tia chớp nhìn thấy được là do không khí trong kênh chớp được đốt nóng đến mức phát ánh sáng có màu tím hồng. Nhiệt độ trong kênh chớp đạt tới 22000 – 30000°C. Khoảng cách giữa các xung khoảng 0,05 giây còn thời gian kéo dài của các tia chớp khoảng vài phần mười giây.

Mỗi quá trình phóng điện bắt đầu từ giai đoạn “dẫn đường” nghĩa là từ giai đoạn phóng điện mở đầu, dường như đặt kênh cho chớp làm tăng mật độ ion trong kênh và do đó làm tăng tính dẫn điện của kênh. Quá trình này thuộc loại “thác điện tử”. Ban đầu một lượng điện tích do lan từ mây (hay từ phần mây nào đó với điện tích âm lớn) ion hoá những phần tử không khí trên đường chúng đi qua. Do quá trình này, nhiều điện tử tự do mới được tạo thành làm tăng quá trình ion hoá. Ngay sau đó, kênh chớp được vạch ra và quá trình phóng điện chủ yếu bắt đầu xảy ra mạnh mẽ theo kênh chớp. Sự phóng điện chủ yếu bắt đầu xảy ra mạnh mẽ theo kênh chớp, còn sự phóng điện lặp lại thường yếu hơn.

Khi có sự phóng điện giữa mây và mặt đất (khoảng 40% chớp thuộc loại này) phần lớn điện tích âm truyền xuống mặt đất. Nguyên nhân là do ở phần dưới cùng của mây dông thường tụ tập điện tích âm, còn mặt đất dưới mây khi đó tích điện dương do cảm ứng điện.

Như vậy, quá trình phóng điện trong dông bổ sung điện tích âm cho mặt đất.

Sự đốt nóng rất nhanh và mạnh kèm theo sự nở rất đột ngột của không khí trong kênh chớp gây ra sóng nổ tạo hiệu ứng âm – sấm. Do âm phát từ những điểm khác nhau của kênh chớp tới người quan trắc không đồng thời, hơn nữa do sự phản hồi âm từ mây và mặt đất, nên sấm thường rền lâu.

Sự chiếu sáng của mây do những tia chớp không nhìn thấy được trong dông ở xa (khi đó sấm cũng không nghe thấy được) gọi là chớp nguөн.

5.7 Các thuỷ hiện tượng trên mặt đất

Ngoài quá trình ngưng kết trong khí quyển, quá trình ngưng kết còn có thể xảy ra trên mặt đất và trên các vật ở mặt đất.

Hơi nước ngưng kết khi không khí ẩm tiếp xúc với bề mặt lạnh, tạo nên nước hay băng bao phủ những bề mặt này. Sản phẩm ngưng kết loại này được gọi là các thuỷ hiện tượng. Tùy thuộc vào điều kiện ngưng kết, chúng chia làm nhiều loại. Sương và màn nước là sản phẩm nước do ngưng kết trên mặt đất. Những thuỷ hiện tượng trên mặt đất ở thể rắn chia ra

thành những dạng sau đây: sương muối, màn băng, sương gió. Ngoài ra, người ta còn phân biệt mưa băng và băng kết trên máy bay, hiện tượng này không xảy ra ở mặt đất mà xảy ra trong khí quyển tự do. Song, trong trường hợp băng gió và băng kết, thông thường băng không hình thành trực tiếp từ hơi nước mà do quá trình băng kết các giọt nước quá lạnh của mây hay giáng thủy.

Sương là một dạng phổ biến nhất của các thủy hiện tượng; đó là tập hợp những giọt nước vô cùng nhỏ rơi từ không khí và đọng trên mặt đất, nhất là trên cỏ hay trên các mặt nằm ngang của vật vào buổi chiều và ban đêm mùa nóng. Khi đó, trong lớp không khí dưới cùng, không có sương mù; sương xuất hiện ngay trên mặt của vật. Trên những lá không ngấm nước, các hạt sương rất nhỏ kết hợp với nhau thành những giọt nước lớn.

Nguyên nhân tách ra (có người gọi không đúng là rơi từ không khí của sương) là do mặt đất, nhất là bề mặt thực vật (cỏ, lá) lạnh đi đến điểm sương do phát xạ ban đêm. Vì vậy, không khí tiếp giáp với bề mặt này bị lạnh đi. Nếu nhiệt độ của không khí hạ thấp quá điểm sương, nước sẽ đọng lại trên bề mặt. Điều kiện cần để sương hình thành là trời quang đãng, lặng gió, làm cho phát xạ ban đêm đặc biệt mạnh mẽ.

Theo tài liệu quan trắc, sương ở vùng đồng bằng có thể cho 0,1 – 0,3 mm giáng thủy trong một đêm và 10 – 30 mm trong một năm. ở Trung Âu, đại lượng này trung bình bằng 10 mm. ở Nam Phi, sương có thể cho trên 40 mm giáng thủy trong một năm. ở những khu vực nóng ẩm thuộc miền nhiệt đới, lượng hơi nước của không khí lớn, sương có thể có độ nước rất lớn và có thể chảy xuống từ cây hay mái nhà.

Màng nước cấu tạo bởi những giọt nước, chủ yếu xuất hiện trên các mặt phẳng thẳng đứng lạnh vào những ngày trời mù có gió. Nguyên nhân đọng nước ở đây không phải do phát xạ ban đêm mà do quá trình bình lưu của không khí tương đối nóng và ẩm sau thời tiết lạnh. Những bề mặt nói ở đây (tường, hàng rào, cành cây) lạnh đi do thời tiết lạnh trước đó.

Không khí, khi tiếp xúc với chúng, lạnh đi và một phần hơi nước trong không khí ngưng kết lại. Dễ hiểu là, quá trình này phần lớn xảy ra trên những bề mặt đón gió, những bề mặt này được phủ bởi những giọt nước rất nhỏ. Ta cũng thường thấy một dạng nhân tạo của màng nước loại này: vào mùa lạnh trong phòng được sưởi ấm, mặt kính phía trong của các cửa sổ thường đóng một màng nước.

Sương muối là những tinh thể băng nhiều dạng có chiều dài khoảng vài milimet giống như những hạt muối xuất hiện trên cỏ, thổ nhưỡng, trên bề mặt nằm ngang cũng trong những điều kiện hình thành sương, nhưng mặt trái dưới khi đó có nhiệt độ âm. Hơi nước trong không khí tiếp xúc với bề mặt lạnh sẽ ngưng hoa trên bề mặt này dưới dạng những tinh thể băng. Sương muối cũng xuất hiện trên mặt tuyết phủ.

Dạng thứ hai của các thủy hiện tượng ở thể rắn là màng băng. Màng băng xuất hiện trên bề mặt thẳng đứng, đặc biệt là trên bề mặt bằng đá ở hướng đón gió cũng trong những điều kiện hình thành màng nước, nhưng dưới nhiệt độ nhỏ hơn 0°C. Như vậy, sự hình thành của màng băng có liên quan với bình lưu của không khí nóng ẩm, thường là khi có sương mù, nhưng ở nhiệt độ âm.

Trong một số trường hợp, có thể có sự nóng lên nhưng bề mặt có màng băng bao phủ vẫn phải giữ nhiệt độ âm. Màng băng có dạng tinh thể, cấu tạo bởi những tinh thể băng nhỏ, đóng dày và chặt ở trên bề mặt; song nó cũng có thể có dạng một lớp băng mỏng, nhẵn, trong suốt.

Sương gió là tinh thể băng trắng xốp phát triển trên những cành cây, lá nhọn, dây điện, hàng rào và những vật mảnh. Những tinh thể này tạo nên những sợi chỉ dài dễ bay. Sương gió phát triển khi băng giá mạnh và thông thường khi có sương mù.

Những giọt nước quá lạnh trong sương mù đóng băng khi tiếp xúc với vật và mở đầu cho quá trình hình thành các tinh thể tiếp sau. Phần lớn sương gió phát triển ở rìa đón gió của vật. Gió tương đối mạnh dễ dàng thổi bay các dải sương. ở miền rừng núi, sương gió có thể phát triển rất mạnh.

Những hiện tượng tương tự màng băng, sương muối và sương gió có thể quan sát được trong những điều kiện nhân tạo; trên kính cửa sổ (những hình vẽ do băng giá), trên tường, bên trong những phòng ở được sưởi ấm, hầm nhà, kho cũng như trong hang động.

5.8 Những đặc trưng của giáng thủy

Việc đo lường giáng thủy tại các trạm khí tượng được tiến hành nhờ dụng cụ đơn giản – thùng đo mưa (vũ lượng kế).

Vũ lượng kế hứng giáng thủy rơi vào thùng với diện tích mặt thoáng nhất định. Lượng giáng thủy tụ lại trong bình được đo bằng cốc đặc biệt có chia độ để đo chiều dày của lớp giáng thủy bằng mm.

Mùa đông, độ chính xác của vũ lượng kế thường bị hạn chế. Những xoáy rối ở gần vũ lượng kế có thể ngăn cản tuyết rơi vào thùng thậm chí “thổi” tuyết trong thùng ra ngoài. Mặt khác, khi có gió, tuyết có thể rơi vào thùng từ mặt tuyết phủ. Để giảm lượng giáng thủy mất đi từ vũ lượng kế, người ta thường sử dụng những lá bảo vệ. Ngoài ra, còn có máy tự ghi – vũ lượng ký, ghi liên tục lượng tăng của giáng thủy cũng như tổng vũ lượng kế dùng để thu giáng thủy trong một thời gian dài.

Như vậy, lượng giáng thủy rơi tại một nơi nào đó trong một thời gian nhất định được biểu diễn bằng milimet lượng nước rơi. Nói lượng giáng thủy là 68 mm có nghĩa là nếu nước của giáng thủy không chảy mất đi, không bốc hơi và không thấm vào thổ nhưỡng, thì sẽ phủ trên mặt trái dưới một lớp nước dày 68 mm.

Người ta cũng biểu diễn giáng thủy ở thể rắn (tuyết và các loại khác) bằng chiều dày của lớp nước nếu nó tan ra. Một mm giáng thủy tương ứng với thể tích nước rơi bằng 1 lít trên 1 m² hay 1 triệu lít trên một km². Tính bằng đơn vị trọng lượng, thì với độ chính xác tương đối lượng giáng thủy này bằng 1 kg trên một mét vuông hay 1000 tấn trên 1 km². Để đặc trưng cho khí hậu, người ta tính lượng giáng thủy trung bình nhiều năm (tổng lượng) cho tháng và năm. Đôi khi người ta còn tính lượng giáng thủy cho 5 hay 10 ngày. Để xác định biến trình ngày của giáng thủy, người ta xác định lượng giáng thủy trung bình giờ theo băng máy tự ghi. Theo tổng lượng giáng thủy trung bình nhiều năm cho từng tháng, người ta xác định biến trình năm. Ngoài tổng lượng trung bình tháng hay năm, sự biến thiên của giáng thủy cũng rất

cần thiết. Theo độ lệch của tổng lượng tháng và năm so với giá trị trung bình và những giá trị tận cùng.

Ngoài tổng lượng giáng thủy trung bình, người ta còn tính số ngày có giáng thủy trong một tháng, một năm, thời gian giáng thủy kéo dài trong ngày tính trung bình tháng hay năm. Người ta tính xác suất của giáng thủy, nghĩa là tỉ số giờ có giáng thủy so với tổng số giờ chung trong ngày, tháng, năm. Người ta cũng tính xác suất cho lượng giáng thủy các cấp khác nhau.

Người ta xác định cả mật độ giáng thủy, tức là cường độ trung bình của giáng thủy bằng milimet trong 1 phút hay giờ với thời gian kéo dài khác nhau.

Người ta coi ngày có giáng thủy là ngày có lượng giáng thủy ít ra phải bằng 0,1 mm. Có khi người ta còn tính số ngày có lượng giáng thủy lớn hay nhỏ hơn 1 mm.

Dưới đây dẫn ra ví dụ một số đặc trưng giáng thủy ở Hà Nội:

- Tổng lượng (mm)	571
- Số ngày có giáng thủy (ngày) ngày có lượng mưa > 0,1mm	169,5
- Cường độ trung bình (mm/ngày)	3,4
- Số giờ có giáng thủy (giờ)	654
- Cường độ trung bình (mm/giờ)	0,9
- Số giờ có giáng thủy trong ngày mưa (giờ)	3,8
- Xác suất giáng thủy trong 1 năm	0,075

5.9 Biến trình ngày và năm của giáng thủy

5.9.1 Biến trình ngày của giáng thủy

Để xác định biến trình ngày của lượng giáng thủy, người ta biểu diễn lượng giáng thủy rơi trong khoảng thời gian xác định trong ngày bằng phần trăm so với lượng giáng thủy chung của ngày và không tính đến giá trị tuyệt đối của lượng giáng thủy do đại lượng này biến đổi quá lớn từ nơi này sang nơi khác. Biến trình ngày của lượng giáng thủy rất phức tạp, thậm chí nhiều khi theo giá trị trung bình nhiều năm vẫn không phát hiện được quy luật rõ rệt.

Người ta thường phân biệt hai loại biến trình giáng thủy cơ bản trên lục địa, tuy chúng chưa bao quát được tất cả tính đa dạng của hiện tượng. Do những điều kiện địa phương thường có rất nhiều sự khác biệt so với những loại cơ bản và các biến trình phức tạp hơn nhiều.

Trong loại biến trình lục địa, lượng giáng thủy cực đại thường thấy vào sau buổi trưa và cực đại phụ nhỏ hơn thấy vào buổi sáng sớm. Cực tiểu chính vào sau nửa đêm, cực tiểu phụ vào trước buổi trưa. Cực đại chính ban ngày có liên quan với sự tăng cường của hiện tượng đối lưu, cực đại phụ liên quan với sự hình thành của mây tầng ban đêm. Loại biến trình ngày này biểu hiện rõ và thường thấy ở miền nhiệt đới hơn là ở miền vĩ độ cao, vì ở miền nhiệt đới, hiện tượng đối lưu ban ngày phát triển mạnh, còn tần suất của mây front (không có biến trình ngày rõ nét) nhỏ.

Trong loại biến trình miền bờ biển, lượng giáng thủy cực đại duy nhất thường thấy vào ban đêm và buổi sáng còn cực tiểu vào những giờ buổi trưa. Loại biến trình này vào mùa hè biểu hiện rõ hơn vào mùa đông. Một số miền bờ biển vào mùa hè thường ít mây và như vậy lượng giáng thủy nhỏ. Điều đó có thể do ban ngày không khí thổi từ biển vào lục địa được đốt nóng, độ ẩm tương đối của nó giảm và mây khó phát triển. Song càng đi vào sâu trong lục địa, lượng mây và giáng thủy ban ngày tăng do độ bất ổn định của tầng kết tăng. Trên lục địa, biến trình ngày của tần suất giáng thủy trùng với biến trình ngày của lượng giáng thủy. ở đây, cường độ giáng thủy nhỏ nhất vào buổi trưa, lớn nhất vào sau buổi trưa và buổi chiều.

5.9.2 Biến trình năm của giáng thủy

Biến trình năm của giáng thủy phụ thuộc vào hoàn lưu chung của khí quyển cũng như hoàn cảnh địa lý tự nhiên của địa phương. Dưới đây dẫn ra những loại biến trình cơ bản, chúng chưa thể bao quát được hết những dạng biến trình có thể có (Hình 5.25).

1. Loại xích đạo

Gần xích đạo (từ xích đạo đến khoảng vĩ tuyến 10o ở mỗi bán cầu) trong một năm có hai mùa mưa cách biệt bởi những mùa tương đối khô. Mùa mưa thường thấy vào sau ngày xuân phân khi dải hội tụ nhiệt đới ở gần xích đạo và quá trình đối lưu phát triển mạnh nhất.

Cực tiểu chính thường thấy vào mùa hè Bắc Bán Cầu, khi dải hội tụ nhiệt đới xa xích đạo hơn cả.

Ví dụ

(1) Liborêvin (0,5oN, 9,5o E)

- Tổng lượng mưa tháng 2 là 220mm, tháng 3 là 340 mm, tháng 7 là 3 mm, tháng 11 là 380 mm, toàn năm là 2410 mm.

(2) Bagô (4,5o N, 78o W)

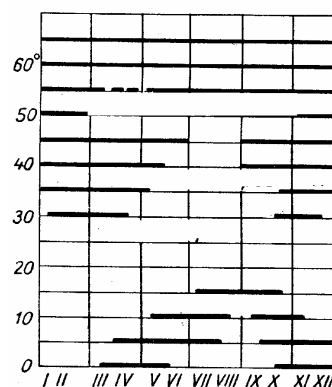
- Tổng lượng mưa tháng 1 là 60mm, tháng 4 là 140mm, tháng 7 là 50mm, tháng 10 là 60mm, tháng 11 là 160mm toàn năm là 1060 mm.

(3) Đảo Dandiba (6,2oS vĩ 39,2o E)

Lượng mưa tháng 2 là 60mm, tháng 4 là 360mm, tháng 8 là 40mm, tháng 11 là 190mm, toàn năm là 1540mm.

Thành phố Hồ Chí Minh lượng mưa tháng 1 là 11mm, tháng 4 là 43mm, tháng 7 là 313mm, toàn năm là 1600 mm.

2. Loại nhiệt đới



Hình 5. 25
Mùa mưa ở các đới thuộc Bắc Bán Cầu

Càng về phía giới hạn ngoài cùng của vành đai nhiệt đới, hai cực đại trong biến trình năm của nhiệt độ càng xít gần lại và biến thành một cực đại mùa hè. Cùng với hiện tượng này, hai thời kỳ mưa cũng hợp nhất thành một vào mùa hè khi độ cao mặt trời lớn nhất. ở gần vùng nhiệt đới, trong một năm khoảng 4 tháng mưa nhiều và 8 tháng khô hạn. Ví dụ: Sanvađo (13,7oN, 89,2oW) lượng mưa tháng 1 là 10 mm, tháng 6 là 320 mm, trong năm là 1800mm. Saopaulô (23,5oN, 16,6oW) lượng mưa tháng 7 là 40 mm, tháng 2 là 220 mm, trong năm là 1430 mm.

3. Loại nhiệt đới gió mùa

ở miền nhiệt đới, hoàn lưu gió mùa biểu hiện rõ (ví dụ như Ấn Độ, đông nam Trung Quốc, Bắc úc.) biến trình năm của giáng thủy có dạng tương tự như loại 2 với cực đại vào mùa hè và cực tiểu vào mùa đông, song với biên độ lớn hơn.

Ví dụ : Fritao (8,5oN, 13,1oW), lượng mưa tháng 2 là 10, tháng 8 là 930, hàng năm là 3990 mm.

Đaka (14,7oN, 17,4oW), lượng mưa từ tháng 1 đến hết tháng 5 là 0 – 1 mm, trong mỗi tháng, tháng 8 là 251 mm, trong năm là 520 mm. Bombay (18,9oN, 72,9oE), lượng giáng thủy tháng 12 là 1 mm, tháng 7 là 610 mm, toàn năm là 1840 mm.

Cảng Đavin (12,5oN, 130,8oE) lượng mưa tháng 7 và tháng 8 là 2 mm, tháng 1 là 400 mm, toàn năm 1570 mm.

Địa hình có thể làm tăng lượng giáng thủy mùa hè lên rất nhiều và làm cho biến trình năm biểu hiện rất rõ.

Ví dụ: Serapungi (25,3oN, 91,8oE) lượng mưa tháng 12 là 7 mm, tháng 7 là 2730 mm, toàn năm là 11020 mm.

4. Loại Địa Trung Hải

Trên đảo và phần phía tây của lục địa cận nhiệt đới thường thấy sự khác biệt, đôi khi rất rõ, giữa mùa mưa và mùa khô. ở đây, lượng giáng thủy cực đại không phải vào mùa hè mà vào mùa đông hay mùa thu. Mùa hè khô hạn do ảnh hưởng của những xoáy nghịch cận nhiệt, thời tiết ít mây. Mùa đông, xoáy nghịch di chuyển về phía vĩ độ thấp và hoạt động xoáy thuận miền ôn đới bao quát cả miền cận nhiệt đới. Mùa mưa và mùa khô kéo dài khoảng nửa năm.

Loại biến trình năm này biểu hiện đặc biệt rõ ở những nước vùng Địa Trung Hải. Biến trình năm của giáng thủy những vùng sa mạc Trung á có thể xếp vào loại này.

Ví dụ : Gibranta (36,1oN, 5,4oW), lượng giáng thủy tháng 7 là 1 mm, tháng 11 là 160 mm. Afima (38,0oN, 23,7oE) lượng giáng thủy tháng 7 là 7 mm, tháng 11 là 70 mm, toàn năm là 390 mm. San Fransisco (37,8oN, 18,5oE), lượng giáng thủy tháng 2 là 15 mm, tháng 6 là 120 mm, toàn năm là 640 mm.

Pec (32,0oN, 115,8oE), lượng giáng thủy tháng 1 là 10 mm, tháng 6 là 180 mm, toàn năm là 570 mm.

Ianta (44,5oN, 34,2o E), lượng giáng thủy tháng 1 là 80 mm, tháng 8 là 30 mm, toàn năm là 350 mm.

5. Loại lục địa miền ôn đới

ở giữa lục địa miền ôn đới, lượng giáng thủy cực đại thường thấy vào mùa hè và cực tiểu thường thấy vào mùa đông khi xoáy nghịch chiếm ưu thế. ở châu á, loại biến trình năm này biểu hiện đặc biệt rõ vì mùa đông ở đây xoáy nghịch hoạt động rất mạnh với thời tiết khô hạn thống trị. Tuy nhiên, loại biến trình năm này cũng thấy ở châu Âu và Bắc Mỹ.

Ví dụ: Viên (48,2oN, 16,4oE) lượng giáng thủy tháng 1 là 40 mm, tháng 8 là 80 mm, toàn năm là 640 mm.

Matxcova (55,8oN, 37,6oE) lượng giáng thủy tháng 2 là 30 mm, tháng 7 là 80 mm, toàn năm là 600 mm.

Tabôn (58,2oN, 68,2oE) lượng giáng thủy tháng 2 là 15 mm, tháng 7 là 80 mm, toàn năm là 440 mm.

Chicagô (41,9oN, 97,6oE) lượng giáng thủy tháng 1 và tháng 2 mỗi tháng 50 mm, tháng 7 là 90 mm, toàn năm là 840 mm.

6. Loại biển miền ôn đới

ở phần phía tây của lục địa miền ôn đới, xoáy thuận hoạt động vào mùa đông thường xuyên hơn là vào mùa hè. Vì vậy, ở đây giáng thủy vào mùa đông chiếm ưu thế, hay giáng thủy trong năm phân bố tương đối đồng đều. Chẳng hạn, ở miền bờ biển tây Âu, mùa thu và mùa đông mưa nhiều nhất, mùa xuân và đầu mùa hè khô cạn hơn cả. Biến trình này cũng quan sát thấy ở trên các đại dương miền ôn đới.

Ví dụ: Valensia (51,8oN 10,2oE), lượng giáng thủy tháng 1 là 80 mm, tháng 7 là 160 mm, toàn năm là 1430 mm.

Sitca (57,1oN, 135,3oE) lượng giáng thủy tháng 6 là 90 mm, tháng 10 là 310 mm, toàn năm là 2160 mm.

7. Loại gió mùa miền ôn đới

ở những khu vực gió mùa miền ôn đới, nhất là ở miền đông lục địa châu âu, lượng giáng thủy cực đại thường thấy vào mùa hè tương tự như ở trong lục địa, còn cực tiểu thấy vào mùa đông. Biến trình năm trong các khu vực gió mùa biểu hiện rõ nét hơn và với biên độ lớn hơn so với các khu vực giữa lục địa, đặc biệt là do lượng giáng thủy mùa hè lớn.

Ví dụ: Vladivôtxtôc (43,1oN, 131,9oE) lượng giáng thủy tháng 1 là 10 mm, tháng 9 là 110 mm, toàn năm là 570 mm.

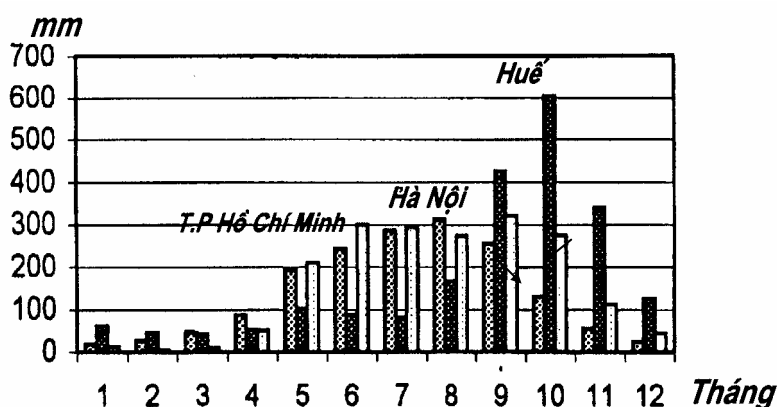
8. Loại cực

Trên lục địa, loại biến trình này được đặc trưng bởi lượng giáng thủy cực đại vào mùa hè, vì khi đó lượng ẩm của không khí lớn hơn mùa đông nhiều và cường độ hoạt động của xoáy trong quá trình một năm ít biến đổi.

Ví dụ: Miền hạ Kalinxkơ (68,60N, 161,10E) lượng giáng thủy từ tháng 2 đến hết tháng 5 là 5 – 6 mm, tháng 6 là 40 mm, toàn năm là 170 mm.

Tuy nhiên, trên những đại dương Bắc cực và Nam cực, lượng giáng thủy cực đại có thể thấy vào mùa đông, do hoạt động mạnh mẽ của xoáy thuận.

Ví dụ: Grinkhabo (Sbitsbeggen 78,00N, 14,20E) lượng giáng thủy tháng 6 là 10 mm, tháng 12 là 40 mm, toàn năm là 320 mm.



Hình 5.26

Biến trình năm của lượng mưa cho Hà Nội, Huế, T.P Hồ Chí Minh điển hình cho ba loại biến trình mưa ở Việt Nam

Ở miền Bắc Việt Nam do hoạt động của dải hội tụ nhiệt đới, áp thấp nhiệt đới và bão, đông vào mùa hè mưa cực đại vào tháng 8 (với mùa mưa từ tháng 6 đến tháng 9) mùa đông ít mưa. Tây Nguyên và Nam Bộ cũng có mùa mưa như ở miền Bắc nhưng mưa chủ yếu do hoạt động của gió mùa tây nam ở phần nam rãnh gió mùa (phần mở rộng sang phía đông của áp thấp Nam á). Trên các tỉnh giáp biển miền Trung do dải hội tụ nhiệt đới và bão hoạt động muộn hơn so với miền Bắc, cực đại mưa vào tháng 9, tháng 10, mùa mưa bị đẩy lùi về phía mùa đông và kéo dài từ cuối tháng 8 đến tháng 1 năm sau. Các biến trình mưa năm điển hình cho các khu vực được biểu diễn trên hình 5. 26.

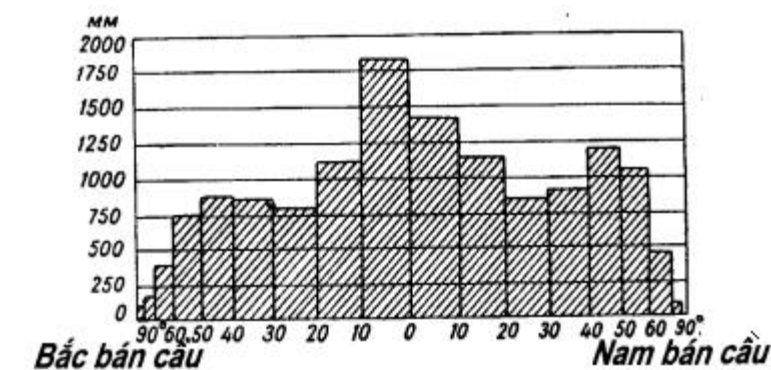
5.10 Sự phân bố địa lý của giáng thủy

Sự phân bố của giáng thủy trên Trái Đất (Hình 5.27) phụ thuộc vào rất nhiều nguyên nhân. Một trong những nguyên nhân trực tiếp là sự phân bố mây. Song không những lượng mây mà cả độ nước của mây và sự có mặt của thể rắn trong mây cũng đóng vai trò nhất định. Cả hai điều kiện đều phụ thuộc vào điều kiện nhiệt độ.

Ở những vĩ độ cao, thậm chí với lượng mây lớn, giáng thủy vẫn rơi ít vì ở đó độ ẩm của không khí và cùng với nó độ nước của mây nhỏ. ở miền vĩ độ thấp, độ nước của mây lớn hơn. Song mây dù có độ nước lớn nhưng không đạt tới mực băng kết thì giáng thủy vẫn rơi ít. Đó là những điều kiện thường thấy ở các khu vực tín phong trên các đại dương nhiệt đới.

Tóm lại, sự phân bố của giáng thủy có liên quan với sự phân bố của lượng mây và nhiệt độ, và do đó nó cũng có tính địa đới (Hình 5.27). Song tính địa đới này bị che khuất bởi tác động của những nhân tố phi địa đới, chẳng hạn như sự phân bố của lục địa và biển, đặc điểm địa hình hơn là đối với nhiệt độ và lượng mây.

Sự phân bố của giáng thủy trên lục địa rất không đều và phụ thuộc rất nhiều vào những điều kiện địa phương, nhất là địa hình, thậm chí cả trong quy mô nhỏ. Vì vậy, khi biểu diễn sự phân bố của giáng thủy trên bản đồ, ta buộc phải sơ lược hoá rất nhiều bằng cách bỏ qua những đặc điểm địa phương (Hình 5.27).



Hình 5.27

Phân bố theo đới của tổng lượng giáng thủy năm trên Trái Đất

Việc xác định tổng lượng giáng thủy trên các đại dương chỉ có thể tiến hành với độ chính xác nhỏ, phần lớn những kết luận về lượng giáng thủy trên các đại dương được rút ra từ số liệu quan trắc tần suất giáng thủy bằng cách ngoại suy cường độ của chúng từ các số liệu quan trắc ở miền bờ biển và các đảo.

Ở miền nhiệt đới với nhiệt độ cao, lượng ẩm của không khí lớn và quá trình đối lưu phát triển mạnh lượng giáng thủy nói chung lớn. Tính trung bình trong một năm khoảng 1000 mm hay hơn nữa. Lượng giáng thủy trên lục địa lớn hơn trên biển, vì trên biển, trong các khu vực tín phong, mây ít khi đạt tới mực băng kết.

Lượng giáng thủy lớn nhất ở miền nhiệt đới (2000 – 3000 mm hay hơn nữa) thường thấy trong dải hội tụ nhiệt đới tương đối hẹp, nơi gặp nhau của tín phong hai bán cầu. Dải hội tụ này không phải thường xuyên nằm gần xích đạo, nó di chuyển theo mùa. Trong khu vực dải hội tụ nhiệt đới sự hội tụ của các đường dòng gây chuyển động thẳng đứng của không khí đặc biệt mạnh. Chính vì vậy, ở đây mây phát triển mạnh nhất và lan tới độ cao rất lớn, trong mây xuất hiện trạng thái rắn.

Lượng giáng thủy rất lớn thường thấy ở Trung Mỹ, lưu vực sông Amazôn, miền bờ biển vịnh Ghinê, các đảo Indônêxia. ở một số trạm ở Trung Mỹ, lượng giáng thủy năm đạt tới 5000 – 6000 mm, ở Côlumbia 7000 mm hay lớn hơn, ở miền tây Phi đến 4000 – 5000 mm, còn ở Đebungia trên sườn tây nam của dãy núi Camêrun, lượng giáng thủy thậm chí lớn hơn 9000 mm. ở một số trạm của Indônêxia, lượng giáng thủy năm đạt tới 7000 mm.

Tổng lượng giáng thủy rất lớn thường thấy ở các đảo miền nhiệt đới có những điều kiện địa hình thuận lợi. ở đây các luồng tín phong bốc lên cao theo sườn núi đón gió. ở quần đảo Hawaii, có những trạm miền núi lượng giáng thủy năm đạt tới hơn 9000 mm, thậm chí 12000 mm, nhưng số liệu sau cùng này có thể chưa chính xác.

Hoàn lưu gió mùa phát triển rất mạnh ở ấn độ dương dẫn tới sự di chuyển đới có giáng thủy lớn nhất lên các vĩ độ cao hơn của hai bán cầu – tới ấn độ và Madagascar. ở ấn Độ và Miền Điện, lượng giáng thủy năm đạt tới 2000 – 3000mm, hay hơn nữa, còn ở rất nhiều trạm thậm chí cao hơn 6000 – 7000mm. ở ấn Độ, Asam, ở phía nam dãy Himalaya có khu vực nhiều mưa nhất trên Trái Đất đó là Serapungi (25,3oN, 91,8oE). ở đây, trong một năm, giáng thủy rơi trung bình 11000 mm.

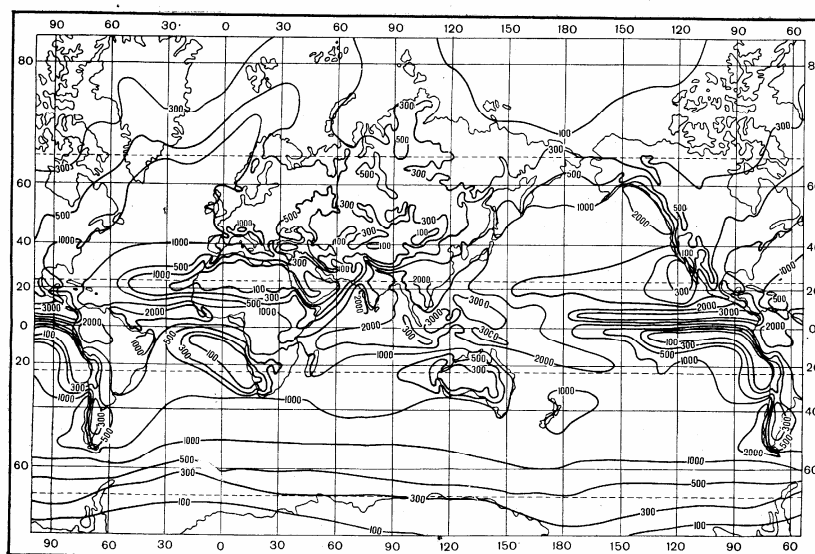
Tổng lượng giáng thủy năm lớn nhất ở Serapungi vào khoảng 23000mm, ít nhất cũng hơn 7000 mm. Nguyên nhân chính của lượng giáng thủy lớn như vậy là sự bốc lên của không khí gió mùa tây nam mùa hè theo sườn núi dốc.

ở miền cận nhiệt thuộc hai bán cầu, trong các khu vực cao áp, lượng mây nhỏ và giáng thủy giảm rõ rệt. Trong sa mạc cận nhiệt, lượng giáng thủy trung bình năm nhỏ hơn 250 mm. ở nhiều nơi nhỏ hơn 100 mm. Có những nơi, chẳng hạn như Atsoan (22,4oN, 33,0oE) đã nhắc tới, tổng lượng giáng thủy năm chỉ vài milimet hay bằng không.

Trên các đại dương thuộc vùng này, lượng giáng thủy cũng nhỏ. Giáng thủy cũng ít rơi ở những vùng sa mạc giữa lục địa phía nam miền ôn đới Bắc Bán Cầu. ở đây, mùa hè nhiệt độ cao, lượng mây nhỏ và các đám mây nằm quá cao, còn mùa đông chế độ cao áp thịnh hành với lượng mây nhỏ. Ví dụ, ở Trung á tổng lượng giáng thủy năm; ở Tasken là 350mm, ở Tecmezor, Kazalinsk Bairamali là 120 – 125mm, còn ở Turokun chỉ khoảng 80mm. ở Bairam – Ali, từ tháng 6 đến hết tháng 11 năm 1903 hoàn toàn không có mưa.

ở vùng sa mạc là đới không đủ ẩm, ở đây bốc hơi khả năng lớn hơn lượng giáng thủy nhiều, nên chỉ trồng trọt được nếu có hệ thống tưới nước nhân tạo.

Từ miền cận nhiệt đới đến miền ôn đới, giáng thủy nói chung tăng. ở miền ôn đới, hoạt động của xoáy thuận mạnh, lượng mây tương đối lớn, mây có chiều dày đáng kể thường đạt tới mực băng kết. ở vùng thảo nguyên tổng lượng giáng thủy hàng năm khoảng 300 – 550 mm, lượng giáng thủy rơi vẫn ít hơn lượng nước có thể bốc hơi. Như trên đã nói, ở đây thường có những năm hạn hán, lượng giáng thủy không đủ cho sự phát triển bình thường của cây trồng. Đây là đới ẩm không ổn định.



Hình 5.28

Phân bố tổng lượng năm của giáng thủy (mm)

Ở vùng rừng, tổng lượng giáng thủy năm là 500 – 1000mm. Lượng bốc hơi ở đây nói chung ít hơn lượng giáng thủy. Đây là nơi thừa ẩm. Lượng giáng thủy trên lục địa giảm từ tây sang đông nếu càng xa đại dương, vì từ đại dương thường xuyên có sự vận chuyển độ ẩm nhờ luồng gió tây. Ví dụ, phần lớn châu Âu có lượng giáng thủy năm từ 500 đến 1000 mm, trong khi ở miền đông Sibiri với chế độ cao áp mùa đông, lượng giáng thủy nhỏ hơn 500 mm, và ở một số vùng thậm chí nhỏ hơn 250mm. Tuy nhiên, ở những khu vực phía đông lục địa với hoàn lưu gió mùa, lượng giáng thủy lại tăng do những trận mưa lớn mùa hè.

Ảnh hưởng của những dãy núi đến lượng giáng thủy ở vùng ôn đới biểu hiện rất rõ. ở vùng núi, lượng giáng thủy nguồn gốc front hay đối lưu nói chung tăng do các dòng thăng mạnh lên khi bốc lên cao theo sườn núi.

Ngược lại, ở những sườn khuất gió, lượng giáng thủy giảm. Ví dụ ở Becghen thuộc miền bờ biển Đại Tây Dương của Na Uy, lượng giáng thủy hàng năm thường là 1730 mm trong khi đó ở Ôtslô sau dãy núi chỉ có 560 mm.

Sự khác biệt về lượng giáng thủy ở vùng bờ biển Thái Bình Dương của Bắc Mỹ và lục địa về phía đông sau dãy Thạch Sơn cũng rất lớn. Lượng giáng thủy tăng rõ rệt trên bờ phía tây so với bờ phía đông ở miền Nam Nam Mỹ và New Zeland cũng là do địa hình. Thậm chí, những dãy núi không cao lắm như Uran cũng gây ảnh hưởng đáng kể đối với sự phân bố của giáng thủy. ở Uphor, lượng giáng thủy trung bình năm là 600 mm, còn ở Chêlabinxkơ là 370 mm.

Lượng giáng thủy lớn nhất ở châu Âu thường quan sát thấy ở các trạm vùng núi của Scotland (4000 – 5000 mm) cũng như ở các trạm miền bờ biển Adriatic thuộc Nam Tư (3500 mm – 5000 mm).

Lượng giáng thủy tương đối lớn thường thấy ở dãy Anpơ (tới 3000 – 4000 mm hay hơn nữa) và ở miền bờ biển Na – uy (tới 2000 mm hay hơn nữa). ở Nga, lượng giáng thủy lớn nhất – hơn 3000mm trong một năm, thường đo được ở những sườn núi hướng về phía biển Hắc Hải của dãy Kapkat. ở miền đất thấp của vùng bờ Hắc Hải, từ Sochi đến Batumi, lượng giáng thủy năm đạt tới 2500 – 2800 mm.

Từ miền ôn đới đi về phía các vĩ độ cao lượng giáng thủy lại giảm do độ nước của mây giảm, còn ở châu Nam Cực do lượng mây trên lục địa nhỏ. ở vùng đài nguyên đông Sibiri thậm chí nhỏ hơn 200mm, mặc dù ở đây có nhiều ngày mưa.

Tuy vậy, vùng đài nguyên vẫn là đới thừa ẩm, vì ở đây lượng nước bốc hơi nhỏ hơn lượng giáng thủy. ở vùng Bắc Băng Dương, lượng giáng thủy còn nhỏ hơn. ở Nam Bán Cầu, lượng giáng thủy giảm từ khoảng 1000 mm ở vĩ tuyến 40oS đến 250 mm ở vòng cung cực và ở giữa miền châu Nam Cực lượng giáng thủy chỉ khoảng vài chục mm nên đó chính lại là khu vực khô hạn đặc biệt trên Trái Đất.

Nhưng trong trường hợp thứ nhất độ ẩm thiếu dẫn tới sự xuất hiện thực vật chịu khô hạn điển hình, còn trong trường hợp thứ hai, độ ẩm thừa và có hiện tượng tạo đầm lầy. Như vậy, để đánh giá được điều kiện ẩm thì ngoài lượng giáng thủy còn phải kể đến bốc hơi khả năng.

Ta đã biết, bốc hơi khả năng là lượng nước có thể bốc hơi ở địa phương khi tiềm lượng ẩm không hạn chế. Bốc hơi khả năng còn phụ thuộc vào các điều kiện khí hậu của địa phương, trước hết là các điều kiện nhiệt độ.

Rõ ràng là có thể đặc trưng cho điều kiện ẩm trong một năm, một tháng, hay một mùa bằng tỉ số giữa tổng lượng giáng thủy r với bốc hơi khả năng E trong thời gian đó.

Tỉ số $k = r/E$ gọi là hệ số ẩm ướt.

Hệ số ẩm ướt chỉ phần lượng giáng thủy chiếm so với lượng ẩm mất đi. Nếu giáng thủy lớn hơn bốc hơi khả năng thì dự trữ ẩm trong thổ nhưỡng tăng, khi đó sẽ thừa ẩm. Nếu giáng thủy nhỏ hơn bốc hơi khả năng, độ ẩm thiếu, khi đó thổ nhưỡng sẽ mất đi.

Theo N.N. Ivanôp, nếu hệ số ẩm ướt k trong cả năm nhỏ hơn 100%, thì địa phương có khí hậu ẩm thường xuyên, nếu k nhỏ hơn 100% trong một số tháng – khí hậu ẩm thất thường, nếu k có giá trị giữa khoảng 25 và 100% quanh năm – khí hậu ẩm vừa thường xuyên, nếu $k < 25\%$ trong một số tháng – khí hậu thiếu ẩm thất thường và nếu quanh năm $k < 25\%$ khí hậu ẩm thường xuyên.

Cũng có thể là một số tháng có khí hậu ẩm ướt và một số tháng có khí hậu khô hạn. Khi đó chúng ta có khí hậu khô hạn – ẩm ướt hay khí hậu ẩm ướt – khô hạn tùy thuộc vào thời kỳ ẩm ướt dài hay ngắn hơn thời kỳ khô hạn.

Mức độ khô hạn của khí hậu cùng với những điều kiện nhiệt độ xác định loại thực vật và toàn bộ cảnh quan địa lý của địa phương.

M.I. Buđưcô chỉ rõ là bốc hơi khả năng trong 1 năm ở địa phương cần một lượng nhiệt bằng tổng cân bằng bức xạ năm của mặt trái dưới thừa ẩm ở địa phương đó. Trong đó giả thiết rằng lượng nhiệt trao đổi giữa thổ nhưỡng và không khí do truyền nhiệt nhỏ đến mức có thể bỏ qua. Do đó, chỉ số khô hạn bức xạ k cho cả năm còn có thể viết như sau:

$$k = R/Lr$$

ở đây R là cân bằng bức xạ năm, r là tổng lượng giáng thủy năm; L là lượng ẩn nhiệt hoá hơi

Theo Buđưcô, nếu $k < 0,45$ – khí hậu thừa ẩm: lượng nhiệt tới thổ nhưỡng do bức xạ nhỏ hơn lượng nhiệt cần để bốc hơi nhiều.

Nếu k có giá trị từ 0,45 đến 1,00, ta có khí hậu ẩm, nếu k từ 1,00 đến 3,00 – khí hậu thiếu ẩm, nếu k lớn hơn 3, khí hậu khô hạn. Ngoài ra, còn có những đặc trưng độ ẩm khác.

5.11 Cân bằng nước trên Trái Đất

Trên toàn bộ Trái Đất hàng năm rơi khoảng 511 nghìn km³ giáng thủy, bằng một lớp nước dày khoảng 1000 mm, trong đó 403 nghìn km³ giáng thủy rơi trên mặt đại dương với độ dày trung bình của lớp nước là 1120 mm và 108 nghìn km³ rơi trên lục địa với độ dày trung bình của lớp nước khoảng 720m. Như vậy, 21% tổng lượng giáng thủy rơi trên lục địa và 79% rơi trên đại dương, mặc dù đại dương chỉ chiếm 71% toàn bộ diện tích bề mặt Trái Đất.

Khoảng một nửa lượng giáng thủy rơi trong đới giữa các vĩ tuyến 20oB và 20oN. ở hai vùng cực chỉ có khoảng 4% lượng giáng thủy.

Lượng nước chung trên Trái Đất trong thời kỳ địa chất hiện đại không đổi, mực nước trung bình của đại dương thế giới và lượng ẩm trong khí quyển vẫn giữ nguyên. Từ đó ta thấy, trong cùng một thời kỳ, lượng nước rơi xuống mặt đất dưới dạng giáng thủy phải bằng lượng nước bốc hơi từ mặt đất trong cùng một thời gian. Song thực tế từ bề mặt lục địa lượng nước bốc hơi nhỏ hơn lượng nước rơi xuống do giáng thủy vì một phần lượng giáng thủy chảy vào sông và sau đó ra biển. Lượng giáng thủy, lượng nước bốc hơi và dòng chảy là những thành phần của cân bằng nước trên mặt Trái Đất.

Trong một năm trên Trái Đất bốc hơi một lượng nước bằng bảy lần, còn dòng chảy của sông chiếm khoảng 1/2 lượng nước Hắc Hải.

Từ những số liệu đã dẫn ra ở trên, ta thấy rõ, mặc dù trên toàn bộ Trái Đất nói chung, lượng nước bốc hơi bằng lượng giáng thủy nhưng trên lục địa và trên đại dương nói riêng, lượng nước bốc hơi không bằng lượng giáng thủy; trên đại dương lượng nước bốc hơi lớn hơn lượng giáng thủy, trên lục địa nhỏ hơn.

Ngoài ra, nếu xét từng đới, ta cũng sẽ thấy rõ lượng nước bốc hơi ở một số đới lớn, ở các đới khác nhỏ hơn lượng giáng thủy.

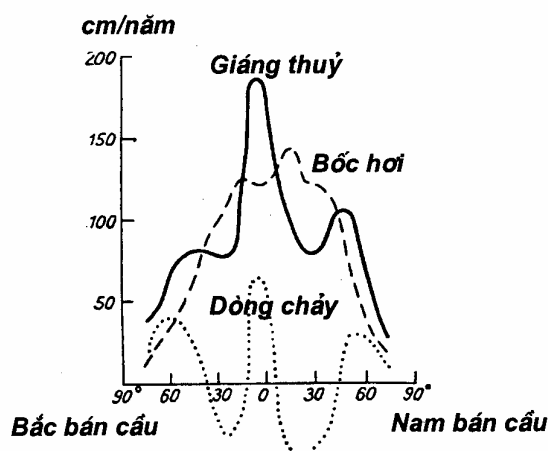
Trên hình 5.29 biểu diễn sự phân bố theo vĩ độ của các thành phần cân bằng nước: giáng thủy, bốc hơi và dòng chảy. Giáng thủy lớn nhưng bốc hơi ở miền xích đạo, trong đới khoảng từ 12oN đến 8oS, cũng như ở phía bắc vĩ tuyến 35oN và phía nam vĩ tuyến 45oS.

Những số liệu dẫn ra ở trên căn cứ vào kết quả đo và tính toán lượng giáng thủy, bốc hơi và dòng chảy không hoàn toàn đầy đủ và chính xác. Chúng đã nhiều lần được sửa đổi và trong tương lai có thể được sửa chính xác hơn. Tuy nhiên chúng cũng giúp ta hình dung đúng đắn về bậc đại lượng và tỉ lệ giữa các thành phần của cân bằng nước.

5.12 Tuần hoàn nội và tuần hoàn ngoại của độ ẩm

Nước bốc lên từ bề mặt biển, tất nhiên không chỉ rơi trên biển dưới dạng giáng thủy. Các dòng không khí mang một phần hơi nước này vào lục địa và sau đó ngưng kết rồi mới rơi xuống. Các thành phần cân bằng nước được trình bày trên hình 5.29. Tại khu vực xích đạo các thành phần này đều có trị số cực đại vì ở đây lượng giáng thủy lớn nhất do hoạt động của dải hội tụ nhiệt đới liên quan với nhánh dòng thăng của vòng hoàn lưu Hadley.

Như vậy là chỉ có một phần giáng thủy rơi trên lục địa là nước bốc hơi từ bề mặt lục địa, một phần khác là nước bốc hơi từ



Hình 5.29
Phân bố trung bình của các thành phần cân bằng nước theo vĩ độ

đại dương. Tất nhiên, nước bốc hơi từ bề mặt lục địa không chỉ rơi trên lục địa mà còn rơi trên biển.

Nếu lấy một khu vực nhất định (một lục địa, một quốc gia) thì quá trình bốc hơi từ l•nh thổ đó và sự rơi của nước trên l•nh thổ này có thể gọi là vòng tuần hoàn nội của độ ẩm. Quá trình giáng thủy rơi do hơi nước mang từ ngoài vào được gọi là vòng tuần hoàn của độ ẩm. Người ta tính là ở một khu vực nhất định trong miền ôn đới trung bình hàng năm chỉ có 10% giáng thủy rơi do nước bốc hơi từ bề mặt của khu vực này, nghĩa là rơi trong vòng tuần hoàn nội của độ ẩm, 90% lượng giáng thủy còn lại do nước thâm nhập vào không khí ở ngoài phạm vi của khu vực, nhất là từ đại dương xung quanh.

Điều đó có nghĩa là vòng tuần hoàn nội của độ ẩm thậm chí đối với một phần lục địa tương đối rộng lớn làm tăng lượng giáng thủy chung rất ít. Từ đó, ta thấy những biện pháp bất kỳ làm tăng sự bốc hơi từ lục địa (chẳng hạn, trồng các dải rừng và xây dựng các hồ chứa nước nhân tạo) chỉ có thể tăng lượng giáng thủy trên khu vực đó với mức độ không đáng kể.

Chương 6

TRƯỜNG GIÓ VÀ TRƯỜNG ÁP

6.1 TRƯỜNG ÁP

6.1.1 Trường áp và các hệ thống khí áp

Sự phân bố khí áp trong không gian được gọi là trường áp. Khí áp là một đại lượng vô hướng. Vào mỗi thời điểm trong khí quyển khí áp có thể đặc trưng bởi một giá trị bằng miliba (mb), hecto Pascal (hPa) hay milimet thủy ngân (mmHg). Như vậy, trường áp là một trường vô hướng. Cũng như đại lượng vô hướng bất kỳ, trường áp có thể biểu diễn một cách dễ thấy trong không gian bằng các mặt đẳng trị của đại lượng nhất định, còn trên mặt phẳng bằng những đường đẳng trị. Đối với trường khí áp, thì đó là những mặt đẳng áp và các đường đẳng áp.

Ở mặt đất sự phân bố khí áp vào thời điểm bất kỳ được biểu diễn trên bản đồ phân bố khí áp vẽ qua 5mb, tương ứng với 4 decamet địa thế vị (Hình 6.1). Trong nghiệp vụ dự báo thời tiết, người ta không lập bản đồ khí áp riêng biệt mà lập các bản đồ synôp tổng hợp; trên đó, ngoài khí áp trên mực biển, người ta còn điền những yếu tố khí tượng khác theo tài liệu quan trắc trên mặt đất.

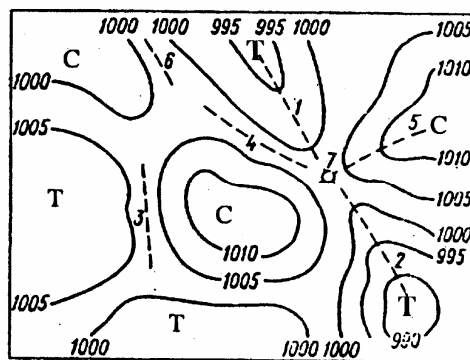
Trong khí hậu học người ta thường sử dụng các bản đồ đẳng áp trên mực biển lập theo số liệu trung bình nhiều năm.

Trường khí áp thường xuyên phân chia thành khu áp thấp, khu áp cao, sóng áp cao, rãnh áp thấp gọi là các hệ thống khí áp (Hình 6.1).

Các hệ thống khí áp cơ bản khu áp thấp (xoáy thuận) và khu áp cao (xoáy nghịch) – trên bản đồ synôp ở mặt đất được thể hiện rõ bằng những khu áp thấp và áp cao với đường đẳng áp đồng tâm khép kín có dạng gần tròn hay ô van. Ở trung tâm xoáy thuận khí áp thấp hơn ở miền rìa xoáy. Các mặt đẳng áp trong xoáy thuận võng xuống dưới dạng phễu, còn trong xoáy nghịch thì võng lên dưới dạng vòm. Gradient khí áp ngang trong xoáy thuận hướng từ miền rìa vào tâm xoáy, còn trong xoáy nghịch hướng từ tâm về phía rìa xoáy.

Kích thước của xoáy thuận và xoáy nghịch rất lớn. Chiều dọc và chiều ngang của chúng đến vài nghìn km (kích thước của xoáy thuận nhiệt đới (bão nhiệt đới) là vài trăm đến một hai nghìn km).

Ngoài những hệ thống khí áp với những đường đẳng áp khép kín mô tả ở trên, người ta còn phân biệt những hệ thống khí áp với những đường đẳng áp mở. Đó là rãnh áp thấp và sóng áp cao.



Hình 6.1

Các hệ thống khí áp cơ bản trên bản đồ mặt đất với các đường đẳng áp. T – Khu áp thấp, C – Khu áp cao, 1. Rãnh khí áp dạng chữ U, 2. Rãnh khí áp dạng chữ V, 3. Dải áp thấp, 4. Rãnh khuất, 5. Sóng cao áp hình chữ U, 6. Dải khí áp mờ, 7. Điểm trung hoà của trường yên khí áp

Rãnh áp thấp là phần kéo dài của khu áp thấp với khí áp thấp nhất nằm dọc theo trục rãnh. Các đường đẳng áp trong rãnh hoặc gần như là những đường thẳng song song hoặc có dạng chữ V latinh (trong trường hợp sau rãnh là phần kéo dài của xoáy thuận). Những mặt đẳng áp trong rãnh giống như một chiếc máng hướng chiều võng xuống dưới. Rãnh không có tâm nhưng có trục, đó là đường có áp suất cực tiểu (nếu như các đường đẳng áp có dạng chữ V) hay các đường đẳng áp đổi hướng rất nhanh khi qua trục rãnh. Trên mỗi mực, trục rãnh trùng với lòng máng của mặt đẳng áp, gradien khí áp trong rãnh hướng từ miền rìa xoáy về phía trục rãnh.

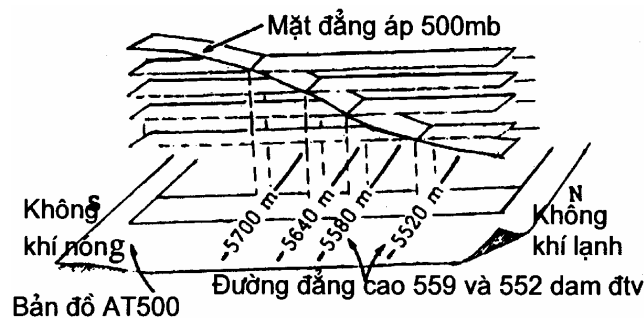
Sóng là dải cao áp nằm giữa hai khu vực thấp áp. Những đường đẳng áp song song hoặc có dạng chữ V la – tinh. Trong trường hợp sau, sóng cao áp là phần rìa của xoáy nghịch đặc trưng bởi các đường đẳng áp kéo dài thêm. Các mặt đẳng áp trong sóng cao áp có dạng hình máng ngược, có lòng hướng lên phía trên. Sóng có trục với khí áp cao nhất, qua trục mặt đẳng áp chuyển hướng tương đối nhanh. Trên mỗi mực trục sóng trùng với lòng máng ngược của mặt đẳng áp.

Người ta còn phân biệt yên khí áp, đó là khu vực trường khí áp nằm giữa hai khu áp cao (hay sóng cao áp) và hai khu áp thấp (hay rãnh áp thấp) xếp chéo nhau. Những mặt đẳng áp trong trường yên khí áp có dạng đặc trưng của yên ngựa; chúng vòng lên về phía các khu áp cao và hạ xuống về phía các khu áp thấp. Điểm trung tâm yên khí áp gọi là điểm trung hoà của trường yên khí áp.

6.1.2 Bản đồ hình thể khí áp trên cao

Để theo dõi sự biến đổi của trường khí áp cũng như trường nhiệt, trong nghiệp vụ dự báo thời tiết, theo số liệu thám trắc cao không người ta lập bản đồ hình thể các mặt đẳng áp, đó là các bản đồ hình thể khí áp. Những bản đồ hình thể khí áp lập theo số liệu trung bình nhiều năm được sử dụng để nghiên cứu khí hậu.

Trên cao, từ khoảng 1,5km trở lên tức là mực có mặt đẳng áp 850mb để thể hiện trường áp người ta không dùng bản đồ phân bố khí áp mà dùng bản đồ hình thể khí áp tuyệt đối đối với các mặt đẳng áp cơ bản. Các mặt đẳng áp đó là: 700mb nằm ở độ cao khoảng 3km; mặt đẳng áp 500mb nằm ở độ cao khoảng 5km.



Hình 6.2

Sự biến đổi độ cao của mặt đẳng áp 500mb tạo nên các đường đẳng cao với mặt mực trên bản đồ AT500

Những mặt đẳng áp 300 và 200mb nằm ở độ cao tương ứng khoảng 9 và 12km, nghĩa là gần đỉnh tầng đối lưu; mặt đẳng áp 100mb nằm ở độ cao khoảng 16km. Nếu cắt các mặt mực vào mỗi thời điểm trên mặt đẳng áp sẽ nằm ở những độ cao khác nhau so với mực biển (Hình 6.2). Điều đó, thứ nhất là do khí áp trên mực biển vào mỗi thời điểm ở những nơi khác nhau có giá trị khác nhau, thứ hai là nhiệt độ trung bình của cột không khí quyển ở những nơi khác nhau cũng khác nhau.

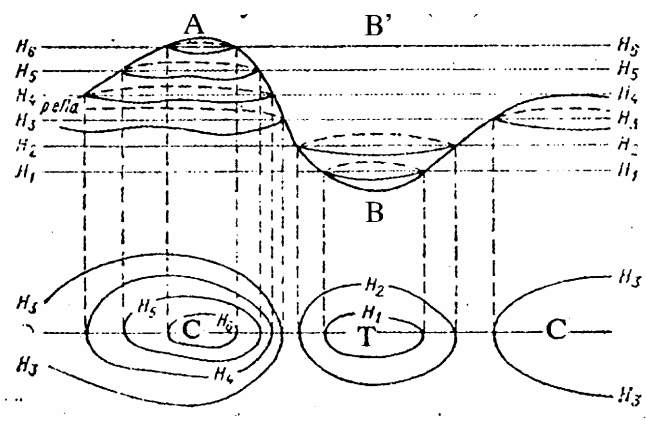
Bản đồ hình thể khí áp tuyệt đối được xây dựng trên cơ sở mô tả hình thể của các mặt đẳng áp cơ bản và thông qua nó để mô tả trường áp theo nguyên lý: nơi mặt đẳng áp cơ bản có độ cao lớn (vồng lên), khí áp cao; còn nơi mặt đẳng áp cơ bản có độ cao nhỏ (vồng xuống), khí áp thấp. Điều đó có thể thấy rõ trên hình (6.3). Như trên hình 6.3 do khí áp giảm theo chiều cao nên khí áp tại mực B' ($P_{B'}$) nằm ở vị trí cao hơn nhỏ hơn khí áp mực B (P_B): $P_{B'} < P_B$. Trong khi khí áp tại hai điểm A và B bằng nhau vì nằm trên cùng mặt đẳng áp $P_A = P_B$. Vậy khu vực A có khí áp lớn hơn khu vực B. Bản đồ khí áp tuyệt đối của các mặt đẳng áp cơ bản nói trên cho ta thấy rõ sự phân bố khí áp tại mực có mặt đẳng áp cơ bản đó.

Ta đã biết, nhiệt độ không khí càng nhỏ, khí áp càng giảm nhanh theo chiều cao. Thậm chí, nếu khí áp trên mực biển đồng đều ở mọi nơi thì những mặt đẳng áp nằm phía trên trong phần không khí lạnh sẽ vồng xuống thấp, ngược lại ở phần không khí nóng sẽ vồng lên cao.

Nói một cách chặt chẽ, trên bản đồ hình thể khí áp người ta không điền những độ cao hình học của mặt đẳng áp mà điền những giá trị địa thế vị của chúng. Địa thế vị tuyệt đối là thế năng của một đơn vị khối lượng không khí trong trường trọng lực. Theo định nghĩa, địa thế vị ở mỗi điểm trong khí quyển bằng gz , ở đây z là độ cao của điểm trên mực biển còn g là gia tốc trọng trường.

Đơn vị đo của địa thế vị là met động lực nhưng trên bản đồ hình thể khí áp để đơn giản người ta dùng đơn vị đề ca met địa thế vị (viết tắt là dam dtv).

Tóm lại, ở mỗi điểm bất kỳ của mặt đẳng áp trên vĩ tuyến và với giá trị trọng lực nào đó, địa thế vị tỉ lệ thuận với độ cao của điểm đó trên mực biển. Vì vậy, việc sử dụng địa thế vị thay độ cao hình học hoàn toàn có thể được và có ưu thế về lý thuyết và kỹ thuật nhất định. Khi đó người ta biểu diễn địa thế vị bằng mét địa thế vị có trị số gần bằng độ cao biểu diễn bằng mét (ở vĩ tuyến 45° nó bằng độ cao hình học). Cũng vì vậy người ta còn gọi địa thế vị là độ cao động lực hay độ cao địa thế vị. Trong công thức gió địa chuyển đổi với trường địa thế vị ta không cần tính mật độ ρ như đối với trường áp như ta sẽ thấy dưới đây.



Hình 6.3.

Ví dụ về bản đồ hình thể khí áp tuyệt đối $p = \text{const}$. Khu vực mặt đẳng áp vòng lên (A) – khí áp cao, khu vực mặt đẳng áp võng xuống (B) – khí áp thấp. Khí áp ở B' cùng độ cao với A nhưng có khí áp thấp hơn

Trên bản đồ hình thể khí áp với các đường đẳng cao vẽ qua 4 decamet địa thế vị cho ta thấy sự phân bố khí áp tạo các mặt đẳng áp cơ bản, trường các dòng khí cơ bản, các front trên cao, dòng khí có tốc độ ít nhất là 30m/s (dòng xiết), các dòng khí cơ bản dẫn các xoáy dưới mặt đất (dòng dẫn đường).

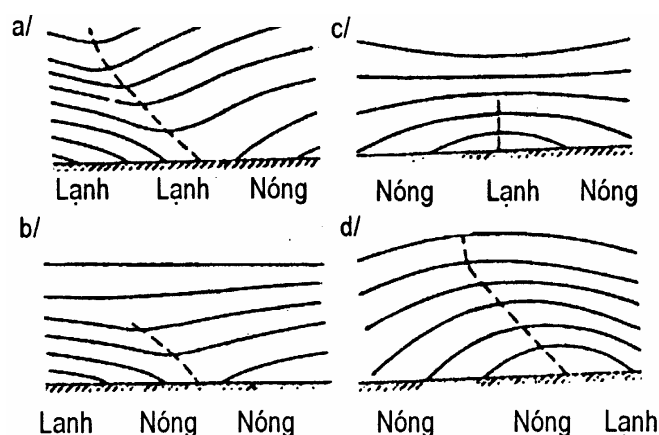
Địa thế vị tương đối bằng hiệu địa thế vị của hai điểm nằm trên một đường thẳng đứng. Trên các bản đồ hình thể khí áp tương đối, chẳng hạn bản đồ RT_{1000}^{500} cho ta sự phân bố trung bình của lớp không khí giữa hai mặt đẳng áp 500 và 1000 mb (lớp khí quyển 5km dưới cùng). Nơi có giá trị $RT_{500/1000}$ lớn là khu nóng, còn nơi có địa thế vị tương đối nhỏ là khu lạnh. Dùng bản đồ $RT_{500/1000}$ chồng lên bản đồ AT_{500} ta có được trường nhiệt áp dùng để suy luận về bình lưu không khí nóng và bình lưu không khí lạnh tới các khu vực và góp phần dự báo về sự tăng giảm của khí áp, sự tiến triển của khu áp thấp và khu áp cao, cơ sở chính trong dự báo thời tiết.

6.1.3 Sự biến đổi theo chiều cao của trường khí áp trong xoáy thuận và xoáy nghịch

Do gradien khí áp theo chiều cao tiến gần tới gradien nhiệt độ, nên hướng của các đường đẳng áp theo chiều cao tiến gần tới hướng của các đường đẳng nhiệt.

Trong một số trường hợp nhiệt độ trong khu vực xoáy thuận hay xoáy nghịch phân bố tương đối đồng đều. Nghĩa là gradien nhiệt độ nằm ngang nhỏ. Khi đó các đường đẳng áp vẫn khép kín đến độ cao rất lớn, nếu ở mực 500mb (khoảng 5km) còn giữ đường đẳng áp đóng kín thì xoáy đó là xoáy tầm cao, nếu chỉ còn dạng sóng thì đó là xoáy tầm trung, còn nếu không còn cả dạng sóng thì đó là xoáy tầm thấp. Sự biến đổi của trường khí áp theo chiều cao khi đó phụ thuộc vào sự chênh lệch của nhiệt độ trong khu vực của hệ thống khí áp và các khu vực xung quanh.

Nếu xoáy thuận hình thành trong khu vực không khí lạnh và ở trong trung tâm nhiệt độ thấp nhất thì theo chiều cao gradien khí áp ít biến đổi hướng và những đường đẳng áp khép kín với áp thấp ở vùng trung tâm lan đến độ cao rất lớn của tầng đối lưu (Hình 6.4a).

**Hình 6.4**

Xoáy thuận lạnh tầm cao (a), Xoáy thuận nóng tầm thấp và tầm trung(b), Xoáy nghịch lạnh tầm thấp (c), xoáy nghịch nóng tầm trung và tầm cao (d)

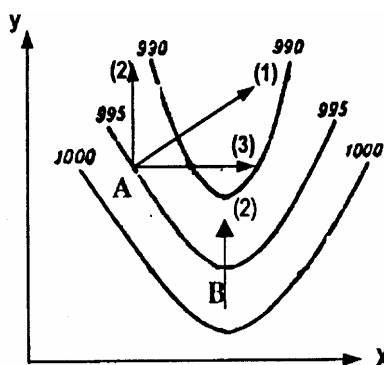
Ngược lại, nếu xoáy thuận trùng với khối không khí nóng và nhiệt độ ở trung tâm rất lớn thì gradient khí áp biến đổi rất nhanh theo chiều cao (Hình 6.4b). Trong xoáy nghịch lạnh mặt đẳng áp sẽ giảm độ cong theo chiều cao và trên xoáy nghịch dần dần xuất hiện xoáy thuận (Hình 6.4c) như trường hợp cao áp Sibêri lạnh ở dưới thấp và rãnh áp thấp Đông Á trên cao. Trong các áp cao nóng mặt đẳng áp theo chiều cao vòng lên, áp cao mạnh lên theo chiều cao và nghiêng về phía không khí nóng (Hình 6.4d) như trường hợp áp cao cận nhiệt Tây Thái Bình Dương. Trên bản đồ mặt đất áp cao này rất mờ và chỉ được xác định bởi một đường đẳng áp đóng kín 1010mb, theo chiều cao nó phát triển mạnh tới tận độ cao 12km có khi phân chia thành hai phần đông và tây.

6.1.4 Gradient khí áp ngang

Khi nghiên cứu các đường đẳng áp trên bản đồ synôp, ta thấy ở một số nơi các đường đẳng áp xít nhau hơn ở các nơi khác. Rõ ràng là ở khu vực thứ nhất khí áp biến đổi theo chiều ngang mạnh hơn, ở khu vực thứ hai yếu hơn. Người ta còn nói là biến đổi “nhanh hơn” và “chậm hơn” nhưng không nên nhầm sự biến đổi trong không gian mà ta đang xét với sự biến đổi theo thời gian.

Có thể biểu diễn một cách chính xác sự biến đổi của khí áp theo chiều ngang bằng gradient khí áp ngang. Tương tự như vậy, gradient khí áp ngang là sự biến đổi của khí áp tương ứng với một đơn vị khoảng cách trên mặt nằm ngang (nói chính xác hơn là trên mặt mực). Ở đây khoảng cách lấy theo hướng khí áp giảm mạnh nhất. Hướng biến đổi mạnh nhất của khí áp ở mỗi điểm chính là hướng chuẩn với đường đẳng áp ở điểm đó.

Gradient khí áp ngang là vector có hướng trùng với hướng chuẩn của đường đẳng áp về phía khí áp giảm và có trị số bằng đạo hàm của áp suất theo hướng này. Ta biểu diễn vector này bằng ký hiệu G còn trị số của nó là dp/dn , ở đây n là hướng chuẩn với đường đẳng áp.

**Hình 6.5**

Sơ đồ mặt cắt thẳng đứng trong khu vực xoáy thuận và vector biểu diễn gradien khí áp toàn phần: dp/dn (1), gradien khí áp thẳng đứng: $\partial p/\partial z$ (2) và gradien khí áp ngang $\partial p/\partial n$ (3)

Cũng như vector bất kỳ, gradien khí áp ngang có thể biểu diễn một cách hình tượng bằng mũi tên; trong trường hợp này mũi tên hướng theo hướng chuẩn với đường đẳng áp về phía khí áp giảm và có độ dài tỷ lệ với trị số của gradien (Hình 6.5).

Ở những điểm khác nhau của trường khí áp, hướng và đại lượng của gradien khí áp dĩ nhiên khác nhau. Nơi đường đẳng áp xít nhau hơn, sự biến đổi của khí áp trên một đơn vị khoảng cách theo hướng chuẩn với đường đẳng áp sẽ lớn hơn; nơi các đường đẳng áp cách xa nhau, sự biến đổi này sẽ nhỏ hơn. Nói cách khác, đại lượng gradien khí áp ngang tỷ lệ nghịch với khoảng cách giữa các đường đẳng áp.

Sự tồn tại của gradien khí áp ngang trong khí quyển chứng tỏ ở khu vực nào đó các mặt đẳng áp nghiêng so với mặt mực và giao tuyến của mặt đẳng áp với mặt mực. Những mặt đẳng áp luôn nghiêng về phía khí áp giảm (Hình 6.5).

Gradien khí áp ngang là thành phần nằm ngang của gradien khí áp toàn phần. Gradien khí áp toàn phần là vector không gian, ở mỗi điểm của mặt đẳng áp nó có hướng chuẩn với mặt này về phía mặt đẳng áp có giá trị khí áp nhỏ hơn. Trị số của vector này là dp/dn . Ở đây n là hướng chuẩn với mặt đẳng áp. Gradien khí áp toàn phần được chia thành: gradien khí áp thẳng đứng và gradien khí áp ngang.

Đối với khí quyển ở sát mặt đất, gradien nằm ngang của khí áp có bậc đại lượng khoảng vài miliba (thường từ 1 – 3mb) ứng với một độ kinh tuyến. Ở miền ngoại nhiệt đới gradien khí áp ngang thường là 3 – 5mb/100km. Ở miền nhiệt đới giá trị này nhỏ bằng 1/2 trừ trường hợp trong bão gradien khí áp ngang có thể tới 20mb/100km gây gió mạnh trên 30m/s.

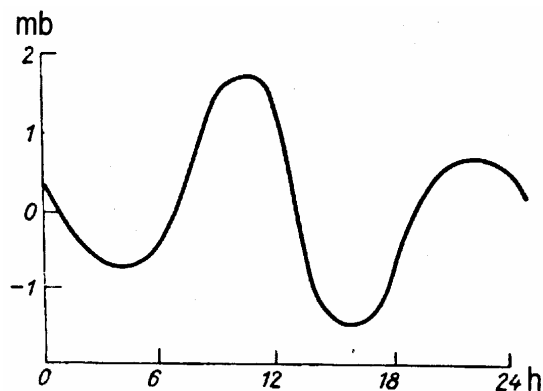
6.1.5 Dao động của khí áp

Quan trắc cho thấy rõ là khí áp ở mỗi điểm trên mặt đất hay mỗi điểm bất kỳ này trong khí quyển tự do biến đổi phần lớn không có chu kỳ. Những sự biến đổi ở miền ôn đới và miền cực lớn hơn ở miền nhiệt đới rất nhiều. Nhưng ở miền nhiệt đới biến trình ngày của khí áp lại biểu hiện rõ nét hơn.

Đôi khi chỉ qua một ngày đêm khí áp tại một điểm nào đó biến đổi đến 20 – 30mb. Thậm chí qua 3 giờ khí áp có thể biến đổi 5mb hay hơn nữa. Đường biến thiên của khí áp trên khí áp ký có dạng gần giống hình sóng: trong khoảng thời gian nào đó (khoảng vài giờ hay vài chục giờ), khí áp khi giảm nhanh, khi giảm chậm, sau lại tăng lại giảm và v.v... Vì vậy người ta còn gọi sự biến đổi của khí áp này là dao động của khí áp (hay áp triều).

Trong quan trắc khí tượng người ta thường xác định đại lượng biến đổi của khí áp trong khoảng thời gian 3 giờ trước kỳ quan trắc. Đại lượng này được gọi là khuynh hướng khí áp.

Sự biến đổi của khí áp trong một ngày ít nhiều có tính chu kỳ. Biến trình ngày của khí áp là biến trình kép: những giá trị cực đại thường thấy hai lần trong ngày: trước buổi trưa và trước nửa đêm (khoảng 9 – 10 và 21 – 22 giờ địa phương). Còn những giá trị cực tiểu thấy vào sau buổi trưa (khoảng 3 – 4 giờ) (Hình 6.6). Biến trình ngày của khí áp biểu hiện rõ ở miền nhiệt đới, nơi biên độ (hiệu giữa những giá trị cao nhất và thấp nhất trong ngày) tính trung bình có thể đạt tới 3 – 4mb. Từ miền nhiệt đới đến miền cực, biên độ dao động này giảm. Ở vĩ tuyến 60°, biên độ ngày chỉ khoảng vài phần mười miliba, còn dao động hàng ngày ở đây bị mờ đi và bị che lấp bởi những dao động không có chu kỳ với giá trị lớn hơn nhiều.



Hình 6.6
Biến trình ngày của khí áp theo giá trị chuẩn sai

Do đó, dao động ngày của khí áp ở miền ngoại nhiệt đới không có ý nghĩa và thậm chí không thể phát hiện được bằng quan trắc trực tiếp, mà chỉ có thể xác định nhờ qui toán thống kê các số liệu quan trắc.

Biến trình ngày của khí áp là do biến trình ngày của nhiệt độ không khí; sự dao động, dẫn nở của bản thân khí quyển được tăng cường do hiện tượng cộng hưởng với dao động riêng của khí quyển.

Khí áp một tháng nào đó so với giá trị trung bình nhiều năm của khí áp trung bình tháng có thể có sự chênh lệch nhất định. Giá trị sai khác đó là chuẩn sai tháng của khí áp. Đi sâu vào trong lục địa, chuẩn sai tháng của khí áp giảm. Khi có sự di chuyển xuống phía Nam của sống cao Siberi thường có chuẩn sai dương của khí áp đến 4 – 5 mb/ngày.

Những giá trị khí áp trung bình năm trong từng năm cũng thường chênh lệch so với giá trị trung bình nhiều năm, tạo nên giá trị chuẩn sai năm. Song những giá trị này nhỏ hơn giá trị chuẩn sai tháng. Giá trị chuẩn sai trung bình năm của khí áp ở miền vĩ độ cao khoảng 1,5 – 2mb; ở miền ôn đới khoảng 1mb; ở miền vĩ độ thấp nhỏ hơn 0,5mb. Song vào từng năm, giá trị chuẩn sai năm có thể lớn hơn.

Những giá trị chuẩn sai tháng của khí áp thường có cùng dấu trên phạm vi rộng lớn. Nếu như ở nơi nào đó khí áp trung bình tháng nhỏ hơn giá trị chuẩn chẳng hạn thì ở những khu vực xung quanh giá trị này cũng nhỏ hơn giá trị chuẩn, mặc dù không theo tất cả mọi hướng. Nói một cách khác, giá trị chuẩn sai khí áp có phạm vi không gian. Điều đó dễ hiểu, vì những

giá trị chuẩn sai khí áp có liên quan với đặc điểm của hoạt động xoáy thuận trên phạm vi rộng lớn.

6.2 TRƯỜNG GIÓ

6.2.1 Tốc độ gió

Ta đã rõ, gió là chuyển động ngang của không khí tương ứng với bề mặt Trái Đất. Thông thường người ta chỉ lưu ý đến thành phần ngang của chuyển động này, song đôi khi nói về chuyển động đi lên (thăng) hay đi xuống (giáng) người ta cũng tính đến thành phần thẳng đứng. Gió được đặc trưng bằng vectơ tốc độ. Trong thực tế, tốc độ gió chỉ biểu thị đại lượng trị số tốc độ, chính trị số này ta sẽ gọi là tốc độ gió, còn hướng của vectơ tốc độ là hướng gió – hướng từ đâu gió thổi tới.

Tốc độ gió biểu thị bằng m/s; km/h (nhất là trong hàng không) và bằng nút ($1\text{kts} = 0,5\text{ m/s}$).

Ngoài ra còn có bảng tốc độ gió (hay lực gió) tính bằng cấp theo bảng Bôpho. Theo bảng này toàn bộ tốc độ gió có thể chia làm 12 cấp. Bảng Bôpho liên hệ lực của gió với những hiệu ứng khác nhau của gió như mức độ gây sóng trên biển, sự lay động của cành và thân cây, sự lan truyền của khói v.v...

Mỗi cấp của bảng đều mang một tên nhất định. Ví dụ, cấp không của bảng Bôpho tương ứng với gió lặng, nghĩa là hoàn toàn không có gió. Gió cấp 4 theo bảng Bôpho gọi là gió vừa và tương ứng với tốc độ 5 – 7 m/s; gió cấp 7 là gió mạnh với tốc độ 12 – 15 m/s; gió cấp 9 là gió với tốc độ 18 – 21 m/s; gió cấp 12 là gió trong bão với tốc độ lớn hơn 29 m/s.

Người ta thường phân biệt tốc độ gió trung bình qua thời gian quan trắc ngắn (trong 1 phút hay 10 phút tùy từng quốc gia) và tốc độ gió tức thời, dao động rất mạnh và có khi lớn hơn hay nhỏ hơn tốc độ gió trung bình rất nhiều. Phong kế thường chỉ cho những giá trị tốc độ gió trung bình và sau đây ta chỉ nói đến tốc độ gió này. Ở gần mặt đất ta thường thấy gió với tốc độ khoảng 4 – 8 m/s, rất ít khi vượt quá 12 – 15 m/s. Khi có gió giật và cuồng phong tốc độ gió ở miền ôn đới có thể vượt quá 30 m/s và trong từng cơn gió giật đạt tới 65 m/s, có những cơn gió giật tới 100 m/s. Trong các xoáy cỡ nhỏ (vòi rồng) có thể có tốc độ gió lớn hơn 100 m/s. Trong những dòng gọi là dòng xiết ở phần trên của tầng đối lưu và ở phần dưới của tầng bình lưu tốc độ gió trung bình trong thời gian dài và trên một phạm vi rộng lớn có thể đạt tới 70 – 100 m/s.

Tốc độ gió được đo bằng phong kế với những cấu trúc khác nhau. Cấu trúc phong kế thường dựa trên nguyên lý: áp lực của gió làm quay bộ phận thụ cảm của máy (phong kế với bộ phận đón gió hình bán cầu, phong kế chong chóng v.v...) hay làm lệch bộ phận thụ cảm khỏi vị trí cân bằng (bảng gió Vild), theo tốc độ quay hay đo độ lệch có thể xác định tốc độ gió.

Hiện có nhiều loại phong ký và phong hướng ký (nếu ngoài tốc độ còn đo cả hướng gió). Các dụng cụ đo gió trên các trạm mặt đất đặt ở độ cao 10 – 12 m, gió đo được gọi là gió mặt đất.

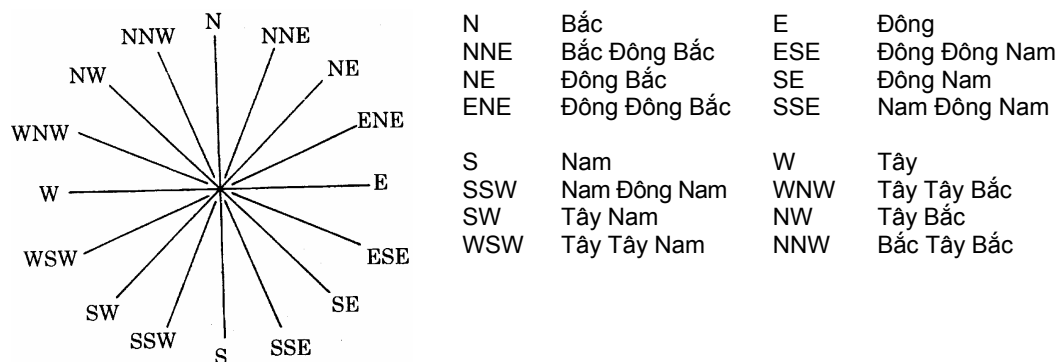
6.2.2 Hướng gió

Cần nhớ, khi nói về hướng gió, ta muốn chỉ hướng từ đâu gió thổi tới. Có thể chỉ hướng gió bằng điểm trên đường chân trời từ đó gió thổi tới hoặc hướng gió tạo nên với kinh tuyến địa phương nghĩa là góc phương vị. Trong trường hợp đầu người ta phân biệt 8 hướng chính trên đường chân trời: bắc, đông bắc; đông, đông nam, nam, tây nam, tây, tây bắc và 8 hướng phụ giữa chúng: bắc đông bắc, đông đông bắc, đông đông nam, nam đông nam, nam tây nam, tây tây nam, tây tây bắc, bắc tây bắc (Hình 6.7).

Mười sáu hướng chỉ hướng từ đâu gió thổi tới có những ký hiệu viết tắt bằng tiếng Việt và tiếng quốc tế (tiếng Anh) sau đây: nếu hướng gió được đặc trưng bằng góc của hướng với kinh tuyến thì trị số góc sẽ tính từ phía bắc theo chiều kim đồng hồ. Như vậy hướng bắc sẽ tương ứng với 360° , hướng đông bắc 45° , hướng đông 90° , hướng nam 180° , hướng tây 270° .

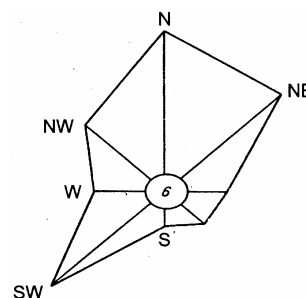
Khi quan trắc gió ở những tầng cao, hướng gió được biểu thị bằng độ và khi quan trắc trên những trạm mặt đất thì được biểu thị bằng hướng trên đường chân trời. Hướng gió được xác định bằng tiêu quay quanh trục thẳng đứng. Dưới tác động của gió, tiêu sẽ hướng theo hướng gió. Tiêu thường gắn với bảng gió Vild.

Cũng như đối với tốc độ, người ta phân biệt hướng gió tức thời và hướng gió trung bình đã loại bỏ nhiễu động. Hướng gió tức thời dao động rất mạnh xung quanh hướng gió trung bình và được xác định bằng tiêu gió.



Hình 6.7
La bàn gió và 16 hướng gió chính

Tuy nhiên, ngay khi đã lấy trung bình, ở mỗi nơi trên Trái Đất hướng gió cũng biến đổi liên tục còn ở những nơi khác nhau vào cùng một thời điểm hướng khác nhau. Ở một số nơi, gió với những hướng khác nhau qua một khoảng thời gian dài hầu như có cùng một tần suất, sự thịnh hành của một số hướng gió với các hướng khác trong một mùa hay trong năm. Điều đó phụ thuộc vào những đặc điểm hoàn lưu chung của khí quyển và một phần vào những điều kiện địa hình của địa phương.



Hình 6.8
Hoa gió với gió lặng 6% và các hướng gió có tần suất lớn là Bắc, Đông Bắc và Tây Nam

Khi qui toán khí hậu các số liệu quan trắc gió, đối với mỗi điểm ta có thể dựng biểu đồ biểu diễn sự phân bố hướng gió theo những hướng chính dưới dạng những hoa gió (Hình 6.8). Từ điểm đầu của toạ độ cực vẽ các hướng (8 hay 16 hướng) bằng những đoạn thẳng có chiều dài tỉ lệ với tần suất gió và hướng nhất định.

Nối các điểm cuối của những đoạn thẳng này bằng đường gãy khúc. Tần suất gió lặng biểu thị bằng số ở trung tâm biểu đồ (điểm gốc toạ độ). Khi dựng các hoa gió có thể tính cả tốc độ trung bình của gió theo mỗi hướng sau khi nhân với tần suất của hướng nhất định. Khi đó, đồ thị sẽ chỉ lượng không khí bằng đơn vị quy ước được gió vận chuyển theo mỗi hướng.

Để biểu diễn trên những bản đồ khí hậu người ta tổng hợp hướng gió bằng nhiều phương pháp. Có thể vẽ trên bản đồ ở những nơi khác nhau những hoa gió. Có thể xác định tốc độ gió tổng hợp của mọi tốc độ (coi chúng như những vector) ở mỗi nơi trong một tháng nào đó qua thời kì nhiều năm, sau đó lấy lượng của gió tổng hợp này làm hướng gió trung bình. Nhưng thường người ta xác định hướng gió thịnh hành bằng cách xác định ô vuông với tần suất cao nhất, đường đi qua trung tâm ô vuông này được coi là hướng gió thịnh hành.

6.2.3 Đường dòng

Gió cũng như mọi vector bất kì có thể biểu diễn bằng mũi tên có chiều dài đặc trưng cho trị số tốc độ, còn hướng là hướng từ đâu gió thổi tới. Chẳng hạn trong trường hợp gió đông bắc, mũi tên phải hướng về phía tây nam.

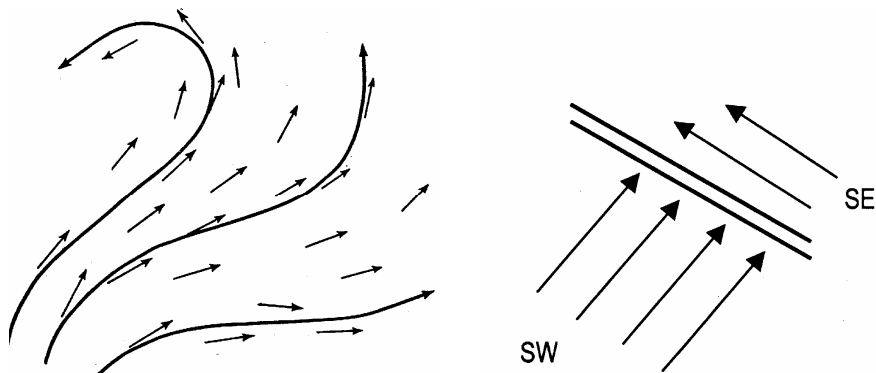
Như vậy, sự phân bố của gió trong không gian là trường vector. Có thể biểu diễn vector này bằng những phương pháp khác nhau. Trường gió được biểu diễn rõ nhất nhờ các đường dòng tương tự những đường sức trong từ trường chẳng hạn ở mỗi điểm của trường có số liệu gió, vẽ mũi tên có hướng chỉ hướng gió thổi tới. Sau đó vẽ các đường dòng sao cho hướng gió ở mỗi điểm của trường trùng với hướng của tiếp tuyến với đường dòng đi qua điểm đó. Như vậy đường dòng là đường mà tại mỗi điểm của nó vector gió tiếp tuyến với nó. Đường dòng càng xít nhau nếu tốc độ gió ở đó càng lớn.

Bằng phương pháp đó ta được hệ thống các đường dòng trên bản đồ (Hình 6.9), nhìn phác qua có thể biết được ở mỗi khu vực vào thời điểm nào đó, không khí chuyển động như thế nào.

Cần nhớ rằng, trường đường dòng đối với kỳ quan trắc nhất định chính là bức tranh tức thời của trường gió. Không nên lẫn đường dòng với quỹ đạo của hạt khí. Vấn đề là ở chỗ, trường gió thường biến đổi theo thời gian và do đó sự phân bố của đường dòng cũng biến đổi. Mỗi hạt khí qua một thời gian ngắn đi qua một quãng đường trong trường gió biến đổi và vì vậy quỹ đạo của nó không trùng với đường dòng vẽ cho một thời điểm nhất định. Chỉ khi nào trường gió ổn định, nghĩa là sự phân bố của gió trong trường dòng không biến đổi theo thời gian, đường dòng và quỹ đạo của các hạt khí mới trùng nhau. Trong trường hợp đó trường khí áp phải ổn định theo thời gian.

Có thể vẽ đường dòng trung bình, chẳng hạn theo hướng gió thịnh hành hay theo gió tổng hợp qua thời kỳ nhiều năm. Ở một số khu vực trên bản đồ, đường dòng xít lại, hội tụ và ở một khu vực khác chúng phân kỳ (Hình 6.9 trái). Có khi các đường dòng hội tụ lại ở một điểm gọi là điểm hội tụ, dường như chúng tập trung vào điểm đó từ các hướng khác nhau trong xoáy

thuận, hay ngược lại, chúng phân tán theo mọi hướng từ một điểm gọi là điểm phân kỳ trong xoáy nghịch.

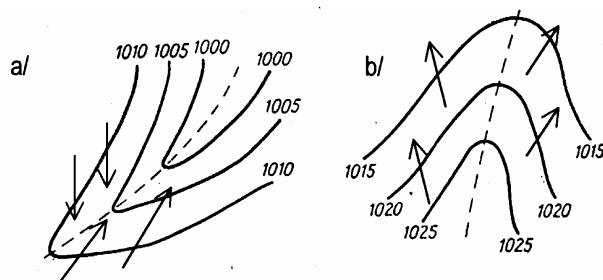


Hình 6.9

Đường dòng phân kỳ (đường cong) và véc tơ gió tiếp tuyến với đường dòng (a) đường hội tụ một chiều (b)

Nếu trong trường đường dòng hội tụ có chuyển động tịnh tiến, thì các đường dòng có thể hướng về một phía đường hội tụ, còn từ phía kia chúng có thể song song với đường hội tụ như biểu diễn trên hình 6.9, phải. Người ta gọi đường hội tụ này là đường hội tụ một chiều. Trên khu vực Việt Nam và biển Đông, trong nhiều trường hợp hình thành dải hội tụ nhiệt đới dạng kinh hướng. Đó là dải hội tụ giữa gió mùa tây nam và tín phong đông nam gần như song song với hướng của dải hội tụ nhiệt đới.

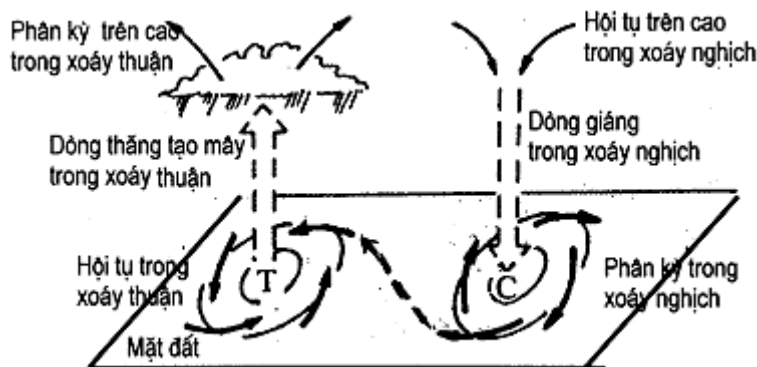
Dễ hiểu là, sự hội tụ của đường dòng phải kèm theo sự chuyển động của không khí thẳng lên và ngược lại sự phân kỳ kèm theo chuyển động không khí giáng xuống và tỏa ra xung quanh. Trục rãnh rõ nằm với trục rãnh thấp hơn hai cánh rãnh là đường hội tụ hai chiều với dòng thẳng dọc theo trục rãnh (Hình 6.10a) còn trục sống là trục phân kỳ hai chiều với dòng giáng dọc theo trục sống (Hình 6.10b).



Hình 6.10

Đường hội tụ hai chiều trong rãnh liên quan với dòng thẳng dọc trục rãnh (a) Đường phân kỳ hai chiều trong sống liên quan với dòng giáng dọc trục sống (b)

Trong xoáy thuận ở mặt đất dòng khí hội tụ, do tính liên tục trên xoáy thuận mặt đất dòng thẳng phát triển tạo mây và mưa, phía trên cao trong khu vực xoáy thuận là dòng phân kỳ không khí ở trên cao duy trì áp thấp trong xoáy thuận (Hình 6.11, trái). Ngược lại, trong khu vực xoáy nghịch ở mặt đất dòng khí phân kỳ và trên cao không khí hội tụ, duy trì khí áp cao trong xoáy nghịch (Hình 6.11, phải).



Hình 6.11

Mối liên quan giữa chuyển động hội tụ và dòng thẳng tạo mây trong khu vực xoáy thuận (a) và chuyển động phân kỳ và dòng giáng và thời tiết quang mây trong khu vực xoáy nghịch (b)

Sự hội tụ và phân kỳ là bản chất của trường gió do sự phân bố của khí áp. Các đường dòng hội tụ hay phân kỳ một phần là do ảnh hưởng của ma sát đối với không khí chuyển động. Nhưng sự hội tụ và phân kỳ cũng có thể có liên quan với hình thể hay địa hình của mặt trái dưới. Nếu không khí chuyển động theo lòng khe hẹp dần lại, chẳng hạn như giữa các dãy núi, các đường dòng sẽ hội tụ lại; nếu chuyển động theo lòng khe mở rộng dần các đường dòng sẽ phân kỳ.

Sự hội tụ trên quy mô lớn như trên dải hội tụ nhiệt đới hay trong khu vực xoáy thuận tạo dòng thẳng với tốc độ chỉ vài cm/s. Chuyển động thẳng đưa một khối lượng không khí lớn lên cao, nhiệt độ không khí giảm và tới mức trạng thái bão hoà tạo nên các hệ thống mây rất lớn hình rё quạt hay hình sừng như trong trường hợp xoáy thuận front hay đới mây với chiều ngang hai ba trăm kilomet và chiều dài vài nghìn kilomet như trong trường hợp dải hội tụ nhiệt đới.

6.2.4 Sự biến đổi của tốc độ gió và hướng gió do chuyển động rối và địa hình

Hướng và tốc độ gió biến đổi rất nhanh và liên tục, dao động xung quanh những đại lượng trung bình nào đó. Nguyên nhân của những dao động (nhiều động) của gió là do tính rối. Nhưng sự dao động này có thể ghi lại được bằng máy tự ghi có độ nhạy cao. Gió có sự dao động tốc độ và hướng biểu hiện rõ gọi là gió giật. Khi gió có độ giật rất lớn, người ta gọi là tố.

Khi quan trắc gió hàng ngày trên các trạm, người ta xác định hướng và tốc độ gió trung bình trong khoảng thời gian vài giây. Khi quan trắc theo máy đo gió Vild quan trắc viên phải theo dõi dao động của tiêu gió trong hai phút và theo dõi dao động của bảng gió Vild cũng trong hai phút, kết quả xác định được hướng và tốc độ trung bình của gió trong khoảng thời gian đó. Phong kế có thể xác định tốc độ gió trung bình trong khoảng thời gian bất kỳ.

Mặt khác, việc nghiên cứu tính giật của gió cũng đáng chú ý. Tính giật có thể đặc trưng bằng tỉ số giữa biên độ dao động của tốc độ gió trong khoảng thời gian nào đó với tốc độ trung bình cũng qua khoảng thời gian đó. Thường người ta lấy biên độ trung bình hoặc biên độ thường thấy nhất để so sánh. Biên độ ở đây chỉ hiệu giữa hai giá trị cực đại và cực tiểu liên tiếp của tốc độ gió tức thời. Ngoài ra, cũng còn có các đặc trưng cho tính biến thiên khác kể cả biến thiên của hướng gió.

Rồi càng mạnh, tính giật càng lớn. Như vậy, tính giật trên lục địa biểu hiện rõ hơn trên biển và đặc biệt lớn ở những khu vực có địa hình phức tạp, vào mùa hè lớn hơn vào mùa đông và trong biến trình ngày có cực đại vào sau buổi trưa khi đối lưu phát triển mạnh.

Trong khí quyển tự do, tính rối của trường gió thường gây ra hiện tượng sốc máy bay. Độ sốc đặc biệt lớn trong những đám mây đối lưu phát triển mạnh. Nó cũng tăng đột biến ngay cả khi không có mây, trong những dòng xiết.

Vật chướng ngại bất kỳ nằm trên đường đi của gió sẽ ảnh hưởng đến gió, gây nhiễu động trong trường gió. Những vật chướng ngại này có thể có qui mô lớn như những dãy núi và qui mô nhỏ như nhà cửa, cây cối, những dải rừng v.v... Trước hết, vật chướng ngại làm lệch dòng không khí: dòng không khí hoặc phải lượn qua vật chướng ngại theo hai bên sườn hoặc vượt qua phía trên. Quá trình vượt qua xảy ra càng dễ dàng nếu tầng kết của không khí càng bất ổn định, nghĩa là gradient thẳng đứng của nhiệt độ trong khí quyển càng lớn. Quá trình vượt qua vật chướng ngại của không khí đưa tới hậu quả rất quan trọng như sự tăng lượng mây và giáng thủy trên sườn núi đón gió, trong dòng không khí đi lên, và ngược lại làm mây tan ở sườn núi khuất gió trong dòng không khí đi xuống.

Khi lượn qua vật chướng ngại, gió ở phía trước vật yếu đi, song ở hai bên sườn sẽ mạnh lên, đặc biệt là ở những phần nhô ra (góc nhà, mũi bờ biển v.v...). Đường dòng ở những phần đó sẽ xít lại. Sau khi vượt chướng ngại vật gió yếu đi, tạo khu vực gió yếu.

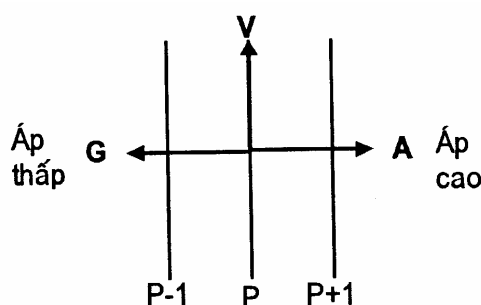
Gió mạnh lên đáng kể khi thổi vào lòng địa hình thu hẹp lại, chẳng hạn như giữa hai dãy núi. Khi đó, thiết diện thẳng của luồng gió giảm đi, nhưng qua thiết diện nhỏ đó cũng có một lượng không khí như trước chuyển động nên tốc độ gió tăng.

6.3 GIÓ ĐỊA CHUYỂN

Có thể biểu diễn chuyển động đơn giản nhất của không khí một cách lí thuyết dưới dạng chuyển động thẳng, đều, không có ma sát. Người ta gọi chuyển động đó với lực lệch hướng do sự quay của Trái Đất (lực Coriolis) khác không là gió địa chuyển.

Ở Bắc Bán Cầu trong gió địa chuyển lực gradient khí áp $(-1/\rho)\partial p/\partial n$ gây chuyển động cân bằng với lực Coriolis do sự quay của Trái Đất $A = 2\omega \sin\varphi$. Do giả thiết chuyển động là chuyển động đều, hai lực này, lực gradient khí áp và lực Coriolis có trị số bằng nhau và ngược hướng nhau (Hình 6.12).

Như trên đã nói, ở Bắc Bán Cầu, lực Coriolis vuông góc với tốc độ về phía phải. Từ đó thấy rõ là theo trị số lực gradient khí áp bằng lực Coriolis và lực gradient khí áp hướng vuông góc với tốc độ về phía trái. Do đường đẳng áp hướng vuông góc với gradient khí áp nên gió địa chuyển thổi dọc theo đường đẳng áp, khi đó khu vực áp thấp ở phía trái của chuyển động sao cho áp cao luôn ở phía phải chuyển động (Hình 6.12). Ở Nam Bán Cầu lực Coriolis về phía trái. Ta dễ



Hình 6.12

Sơ đồ gió địa chuyển (V) trong trường các đường đẳng áp thẳng với sự cân bằng giữa lực gradient khí áp (G), lực Coriolis (A)

dạng tính được tốc độ gió địa chuyển nếu viết điều kiện cân bằng của các lực tác động, tức là cho tổng của chúng bằng không, ta được:

$$-\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial n} + 2\omega \sin \varphi V_{dc} = 0. \quad (6.1)$$

Sau khi giải phương trình ta tìm được tốc độ gió địa chuyển. Ta có công thức tính tốc độ gió địa chuyển như sau:

$$V_{dc} = \frac{1}{f\rho} \frac{\partial p}{\partial n}. \quad (6.2)$$

Điều đó có nghĩa là tốc độ gió địa chuyển tỷ lệ thuận với trị số của lực gradien khí áp. Gradien khí áp càng lớn, nghĩa là các đường đẳng áp càng xít, gió càng mạnh.

Ta hãy đưa vào công thức trên những trị số của mật độ không khí dưới điều kiện chuẩn của khí áp, nhiệt độ trên mực biển và trị số tốc độ gió bằng m/s, còn gradien khí áp bằng mb/100km. Khi đó sẽ được công thức dưới dạng thực dụng thuận lợi khi xác định tốc độ gió địa chuyển ở mặt đất (trên mực biển) theo giá trị gradien:

$$V_{dc} \left(\frac{m}{s} \right) = \frac{4.8}{\sin \varphi} \frac{\Delta p}{\Delta n} [mb/100km). \quad (6.3)$$

Chẳng hạn, với gradien khí áp bằng 1mb/100km ở vĩ độ 55° , ta sẽ có $V_{dc} = 5,8m/s$; với gradien là 2mb/100km, tốc độ gió địa chuyển lớn gấp đôi v.v... Gió ở mặt đất ít nhiều khác biệt với gió địa chuyển về tốc độ và hướng. Điều đó là do ở mặt đất có lực ma sát tác động, đối với gió địa chuyển ta giả thiết bằng không nhưng thực ra lực ma sát bề mặt có giá trị tương đối lớn.

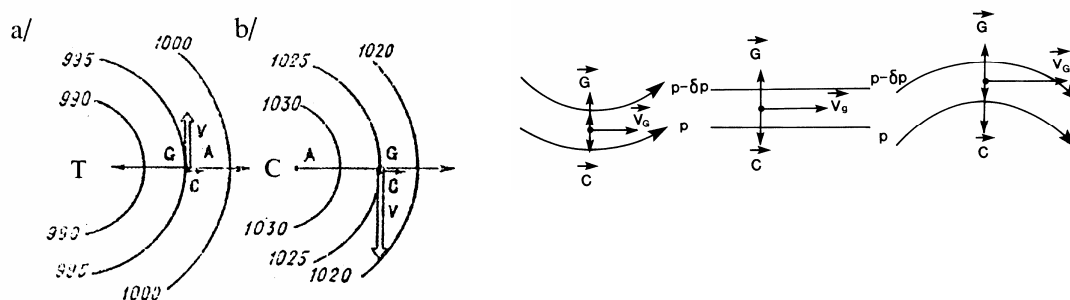
Tuy nhiên, trong khí quyển tự do, từ độ cao khoảng 1000m, gió thực tương đối gần với gió địa chuyển. Lực ma sát tại độ cao này và ở trên những mực cao hơn nữa nhỏ đến mức có thể bỏ qua được. Trong nhiều trường hợp, độ cong của quỹ đạo không khí ở đó cũng nhỏ, nghĩa là chuyển động không khí gần với chuyển động thẳng. Sau cùng, mặc dù gió thực thường không hoàn toàn là chuyển động đều, nhưng dù sao gia tốc trong khí quyển thường không lớn lắm.

Thực tế, gió trong khí quyển tự do vẫn có hướng lệch với các đường đẳng áp về phía nào đó nhưng với một góc không lớn lắm (khoảng chừng vài độ). Còn tốc độ của nó chỉ xấp xỉ tốc độ gió địa chuyển.

6.4 GIÓ GRADIEN

Nếu chuyển động của không khí không chịu tác động của lực ma sát nhưng là chuyển động cong, thì ngoài lực gradien và lực Coriolis do sự quay của Trái Đất còn xuất hiện lực li tâm $C = v^2/r$. Ở đây v là tốc độ gió, còn r là bán kính cong của quỹ đạo chuyển động của không khí. Khi đó, trong chuyển động đều ba lực tác động lên không khí như trên hình 6.13.

Trong xoáy thuận, giả thiết quỹ đạo chuyển động là những đường tròn lực Coriolis hướng vuông góc với vector tốc độ gió, nghĩa là hướng theo bán kính vòng tròn về phía phải (ở Bắc Bán Cầu). Lực li tâm, như đã nói ở trên, cũng hướng theo bán kính của đường cong quỹ đạo tròn về phía lõi của đường cong. Lực gradient khí áp phải cân bằng với tổng hình học của hai lực này và cũng nằm trên một đường thẳng với chúng – trên bán kính của đường tròn nhưng ngược hướng.



Hình 6.13

Trái: Lực tác động trong mô hình gió gradient trong xoáy thuận (a) và trong xoáy nghịch (b) Vector gió gradient tiếp tuyến với đường đẳng áp theo chiều kim đồng hồ trong xoáy nghịch và ngược chiều kim đồng hồ trong xoáy thuận.

Phải: Với cùng gradient khí áp gió gradient trong xoáy nghịch mạnh hơn gió địa chuyển, gió gradient trong xoáy thuận yếu hơn gió địa chuyển G – lực gradient khí áp; (A) – lực lệch hướng do sự quay của Trái Đất (lực Coriolis); C – lực ly tâm

Điều đó có nghĩa là gradient khí áp hướng vuông góc với vector tốc độ. Do tiếp tuyến với đường đẳng áp và vuông góc với gradient khí áp nên gió thổi dọc theo đường đẳng áp sao cho khí áp thấp ở bên trái chuyển động.

Người ta gọi trường hợp lý tưởng của chuyển động đều của không khí theo quỹ đạo tròn không tính lực ma sát là gió gradient (hay gió địa chuyển xoáy). Từ những điều trình bày ở trên, ta thấy rõ gió gradient có quỹ đạo trùng với các đường đẳng áp. Gió gradient thổi hướng theo đường đẳng áp tròn.

Người ta thường kết hợp khái niệm gió địa chuyển với khái niệm gió gradient, và coi gió địa chuyển là trường hợp riêng của gió gradient với bán kính của đường đẳng áp lớn vô cùng.

Trong hệ thống khí áp thấp với các đường đẳng áp tròn đồng tâm, gradient khí áp hướng theo bán kính từ ngoài rìa vào trung tâm. Điều đó có nghĩa là, ở trung tâm của hệ thống khí áp thấp nhất, về phía rìa khí áp tăng. Hệ thống khí áp với khí thấp nhất ở trung tâm và với những đường đẳng áp tròn đồng tâm như vậy là dạng đơn giản nhất của xoáy thuận. Lực ly tâm trong xoáy thuận luôn hướng ra phía ngoài, về phía lõi của quỹ đạo (đường đẳng áp) nghĩa là ngược hướng với lực gradient khí áp. Lực li tâm trong những điều kiện thực tế của khí quyển thường nhỏ hơn lực gradient khí áp. Vì vậy, để các lực cân bằng nhau, lực Coriolis do sự quay của Trái Đất phải hướng theo lực li tâm để tổng hợp lực của chúng cân bằng với lực gradient khí áp. Điều đó có nghĩa là lực Coriolis cũng phải hướng từ trung tâm xoáy thuận ra phía ngoài. Vector tốc độ gió phải hướng vuông góc với lực Coriolis về phía trái (ở Bắc Bán Cầu). Do đó, gió gradient phải thổi theo đường đẳng áp tròn của xoáy thuận ngược chiều kim đồng hồ và lệch với gradient khí áp về phía phải (Hình 6.13a).

Đối với khu áp cao, ở trung tâm hệ thống khí áp cao nhất; về phía ngoài rìa, khí áp giảm khi đó gradient khí áp hướng từ tâm về phía ngoài rìa (Hình 6.13b). Lực ly tâm trong xoáy nghịch cũng hướng ra phía ngoài, về hướng lõi của đường đẳng áp, nghĩa là cùng hướng với

lực gradien khí áp. Từ đó ta thấy rằng lực Coriolis do sự quay của Trái Đất phải hướng vào phía trong xoáy nghịch để cân bằng với hai lực cùng hướng: lực gradien khí áp và lực li tâm. Lực Coriolis vuông góc về phía phải (ở Bắc Bán Cầu) sao cho gió thổi dọc đường đẳng áp tròn theo chiều kim đồng hồ.

Trong cả hai trường hợp kể trên cũng như trong trường hợp gió địa chuyển, vector tốc độ gió gradien lệch với gradien khí áp về phía phải ở Bắc Bán Cầu. Ở Nam Bán Cầu lực Coriolis hướng về phía trái của vector tốc độ, gió gradien sẽ lệch về phía trái của lực gradien khí áp. Vì vậy, đối với Nam Bán Cầu, chuyển động của không khí trong xoáy thuận theo đường đẳng áp thuận chiều kim đồng hồ, còn trong xoáy nghịch ngược chiều kim đồng hồ. Sau đây ta chỉ xét đến những điều kiện ở Bắc Bán Cầu.

Tốc độ gió gradien V_{gr} xác định từ phương trình bậc hai:

$$-\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial n} - 2\omega \sin \varphi V_{gr} - \frac{V_{gr}^2}{r} = 0. \quad (6.4)$$

Ý nghĩa của phương trình này là cả ba lực (lực gradien, lực lệch hướng, lực li tâm) cân bằng với nhau. Dấu cộng tương ứng với gió gradien trong xoáy thuận, còn dấu trừ tương ứng với gió gradien trong xoáy nghịch.

Từ đó, ta dễ dàng rút ra là với cùng trị số gradien khí áp, tốc độ gió gradien trong xoáy thuận nhỏ hơn, còn ở trong xoáy nghịch lớn hơn tốc độ gió trong trường hợp các đường đẳng áp thẳng, nghĩa là lớn hơn gió địa chuyển. Tốc độ gió tỉ lệ thuận với lực lệch hướng. Tuy nhiên, trong trường hợp xoáy nghịch, lực Coriolis lớn hơn, còn trong trường hợp xoáy thuận nhỏ hơn so với lực gradien. Vì vậy, với cùng trị số gradien khí áp, tốc độ gió trong xoáy nghịch lớn hơn trong xoáy thuận.

Trong khí quyển tự do gió trong xoáy thuận và xoáy nghịch có tốc độ gần bằng gió gradien hơn là gió địa chuyển. Trong những lớp gần mặt đất, do ảnh hưởng của lực ma sát gió thực khác biệt nhiều so với cả hai loại gió này.

6.5 GIÓ NHIỆT

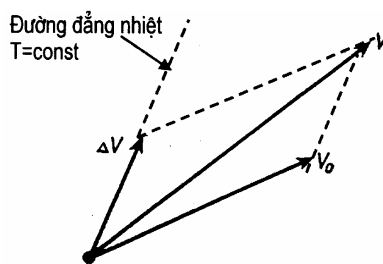
Như ta đã biết, gió địa chuyển và gió gradien thổi dọc theo đường đẳng áp hay đường đẳng cao. Gió thực trong khí quyển tự do cũng gần song song với đường đẳng áp.

Tuy nhiên, nếu hướng của các đường đẳng áp biến đổi theo chiều cao, hướng gió cũng biến đổi. Tương tự, tốc độ gió cũng sẽ biến đổi phụ thuộc vào sự biến đổi của đại lượng gradien khí áp.

Ta đã rõ, theo chiều cao gradien khí áp có thêm thành phần phụ hướng theo và tỉ lệ thuận với gradien nhiệt độ cũng như gia số độ cao. Như vậy là, ngay cả gió gradien theo chiều cao cũng có thêm thành phần tốc độ phụ hướng theo đường đẳng nhiệt (cần lưu ý đây là đường đẳng nhiệt trung bình của toàn lớp khí quyển ta đang xét). Thành phần phụ này được gọi là gió nhiệt. Để tìm gió gradien V ở mực trên cần thêm vào gió gradien V_0 ở mực dưới đại lượng gió nhiệt (Hình 6.14).

Nếu ở mực dưới gradien khí áp trùng với hướng gradien nhiệt độ, ở phần khí quyển phía trên thì gradien khí áp theo chiều cao sẽ tăng và không đổi hướng. Trong trường hợp đó, đường đẳng áp trên tất cả các mực sẽ trùng hướng với đường đẳng nhiệt, còn gió nhiệt sẽ trùng với gió ở mực dưới. Khi đó, theo chiều cao gió mạnh lên và không đổi hướng.

Nếu ở mực dưới gradien khí áp ngược hướng với gradien nhiệt độ, theo chiều cao gradien khí áp sẽ giảm. Cùng với gradien khí áp, gió sẽ không đổi hướng, yếu dần theo chiều cao đến khi có tốc độ bằng không, sau đó có hướng ngược lại, sẽ hướng sang phải hay sang trái tùy theo gradien khí áp lệch về phía nào của gradien nhiệt độ. Vì vậy, theo chiều cao gió thực quay sang phải hay sang trái và tiến gần trùng với hướng của đường đẳng nhiệt.



Hình 6.14

Gió nhiệt

V_0 – gió ở mực dưới ;

∇v – gió nhiệt;

V – gió ở mực trên

Ở phần phía đông (phần đầu) xoáy thuận nơi gradien khí áp hướng về phía tây, còn gradien nhiệt độ hướng về phía bắc, theo chiều cao gió quay sang phải và tiến gần tới đường đẳng nhiệt. Ở phần đuôi (phần phía tây) xoáy thuận – theo chiều cao gió quay sang trái. Trong xoáy nghịch tình hình ngược lại.

Nói một cách chặt chẽ, lý thuyết gió nhiệt chỉ dùng cho gió gradien. Tuy vậy những quy luật đã tìm ra cũng hoàn toàn đúng trong những điều kiện thực của khí quyển.

6.6 LỰC MA SÁT

Trong khí quyển, ma sát cũng là lực gây gia tốc âm đối với chuyển động không khí, nghĩa là nó làm chậm cũng như thay đổi hướng của chuyển động không khí.

Có thể coi lực ma sát trong khí quyển có hướng ngược với vector tốc độ gió. Lực ma sát có giá trị lớn nhất ở gần mặt đất, theo chiều cao nó giảm và đến mực khoảng 1000m thì trở nên không đáng kể so với các lực khác tác động lên chuyển động của không khí. Vì vậy, bắt đầu từ độ cao này, lực ma sát có thể bỏ qua. Lớp khí quyển mà từ đó lực ma sát thực tế không còn nữa (500 – 1500m trung bình là 1000) gọi là khí quyển tự do.

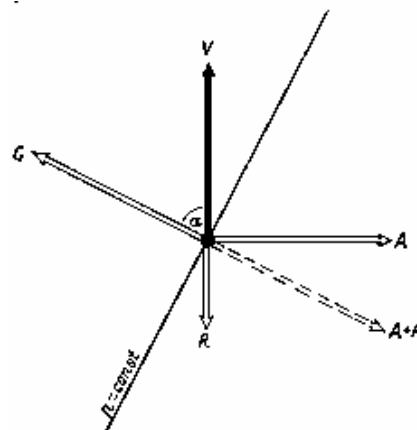
Phần dưới cùng của tầng đối lưu từ mặt đất đến mực ma sát gọi là tầng ma sát hay lớp biên hành tinh.

Lực ma sát gây nên trước hết do không khí chuyển động trên mặt đất gồ ghề, tốc độ của những hạt khí tiếp xúc với mặt đất giảm đi. Những hạt khí với tốc độ nhỏ trong quá trình trao đổi rồi sẽ lan lên tầng cao hơn, thay vào đó là những hạt khí với tốc độ lớn hơn từ trên xuống

và khi tiếp xúc với mặt đất chúng lại chuyển động chậm đi. Tóm lại, do chuyển động rối sự giảm tốc độ lan lên cao trong một tầng khí quyển khá dày. Đó chính là tầng ma sát.

Khi tầng kết của khí quyển không ổn định thì ngoài rối cơ học, rối nhiệt đối lưu – hiện tượng xáo trộn không khí theo chiều thẳng đứng rất mạnh, cũng phát triển. Kết quả là khi tầng kết bất ổn định (thường là vào mùa hè trên lục địa) ảnh hưởng giảm tốc độ của ma sát lan trong tầng không khí rất dày và mực ma sát nằm cao hơn khi tầng kết ổn định (thường thấy vào mùa đông). Mặt khác, ở mặt đất ảnh hưởng của ma sát đối với tốc độ và hướng gió khi tầng kết bất ổn định sẽ nhỏ hơn khi tầng kết ổn định.

Do ảnh hưởng của lực ma sát, tốc độ gió giảm đến mức là ở mặt đất (trên độ cao tiêu chuẩn) tốc độ gió thực trên lục địa chỉ khoảng bằng một nửa tốc độ gió địa chuyển với cùng một trị số gradien khí áp. Trên biển, sự giảm tốc độ gió do ma sát nhỏ hơn trên đất liền, tốc độ gió thực bằng khoảng hai phần ba tốc độ gió địa chuyển.



Hình 6.15

Gió địa chuyển có tính tới lực ma sát (chuyển động thẳng đều có tính đến ma sát)

Lực ma sát cũng ảnh hưởng tới hướng gió. Ta hãy giả thiết chuyển động thẳng đều của không khí khi có ma sát. Điều đó có nghĩa là ba lực: gradien khí áp, lực Coriolis và lực ma sát (Hình 6.15) phải cân bằng nhau.

Vì lực ma sát hướng ngược với vector tốc độ nên nó không nằm trên cùng một đường thẳng với lực lệch hướng. Vì vậy, lực gradien khí áp cân bằng với hai lực kể trên không thể nằm cùng trên một đường thẳng với lực lệch hướng.

Như trên hình 6.15, lực gradien khí áp không vuông góc với vector tốc độ gió mà làm với nó một góc nhọn. Nói một cách khác, vector tốc độ gió không hướng theo đường đẳng áp. Nó cắt đường đẳng áp và lệch về phía phải, tạo với nó một góc nhỏ hơn góc vuông. Trong trường hợp này, vector tốc độ gió có thể phân tích thành hai thành phần – dọc theo đường đẳng áp và theo hướng bán kính của đường đẳng áp.

Nếu giả thiết chuyển động đều của không khí, theo đường đẳng áp tròn khi có lực ma sát, ta cũng sẽ rút ra kết luận tương tự. Trong trường hợp này, lực ma sát cũng không trùng với lực lệch hướng. Vector tốc độ gió cũng sẽ lệch với đường đẳng áp và có thành phần hướng theo gradien khí áp.

Trong xoáy thuận, gradien khí áp hướng từ ngoài vào trung tâm, gió cũng có thành phần hướng về phía trung tâm. Nó kết hợp với thành phần hướng theo đường đẳng áp ngược chiều kim đồng hồ. Vì vậy, ở những lớp dưới cùng trong khu vực xoáy thuận, gió thổi ngược chiều kim đồng hồ từ phía ngoài rìa vào trung tâm. Trong xoáy nghịch, thành phần hướng theo đường đẳng áp sẽ thuận chiều kim đồng hồ và kết hợp với nó là thành phần hướng theo gradien khí áp từ trung tâm ra phía ngoài rìa.

Khi vẽ các đường dòng ở những lớp dưới cùng của khu vực xoáy thuận, ta thấy chúng có dạng xoáy hướng ngược chiều kim đồng hồ và hội tụ vào trung tâm xoáy. Tâm xoáy thuận là

điểm hội tụ của các đường dòng. Ở lớp dưới cùng của khu vực xoáy nghịch, các đường dòng có dạng xoáy phân kì theo chiều kim đồng hồ từ tâm xoáy. Tâm xoáy nghịch là điểm phân kỳ của các đường dòng.

Ngược lại so với Bắc Bán Cầu là ở Nam Bán Cầu, các đường dòng hình xoáy trong xoáy thuận hướng theo chiều kim đồng hồ và trong xoáy nghịch hướng ngược chiều kim đồng hồ. Tuy nhiên, thành phần tốc độ gió vuông góc với đường đẳng áp trong xoáy thuận vẫn hướng vào trong, còn trong xoáy nghịch hướng ra ngoài.

6.7 ĐỊNH LUẬT KHÍ ÁP CỦA GIÓ

Kinh nghiệm cho thấy rằng, gió ở mặt đất (không kể những vĩ độ gần xích đạo) luôn lệch với gradien khí áp một góc nhỏ hơn 90° . Ở Bắc Bán Cầu về phía phải và ở Nam Bán Cầu về phía trái. Từ đó rút ra nguyên lý sau: nếu đứng quay lưng về phía gió còn mặt hướng theo hướng gió thổi thì khí áp thấp nhất sẽ ở phía trái và hơi dịch về phía trước một ít, còn khí áp lớn nhất ở phía phải và hơi dịch về đằng sau một ít (Hình 6.16). Trên cao gió thực gần bằng gió địa chuyển nên hướng gió song song với đường đẳng cao (Hình 6.16, trái), dưới thấp, ở sát mặt đất do ảnh hưởng của ma sát hướng gió làm với đường đẳng áp một góc khoảng 30° trên biển và tới 45° trên lục địa (Hình 6.16, phải). Nguyên lý này đã được tìm ra bằng thực nghiệm, ngay vào nửa đầu thế kỷ thứ 19 và có tên là định luật khí áp của gió hay định luật Baysbalo.

Tương tự, gió thực trong khí quyển tự do (ở Bắc Bán Cầu) luôn thổi gần theo các đường đẳng áp sao cho khí áp thấp ở phía trái và lệch với gradien khí áp về phía phải một góc xấp xỉ 90° . Điều này có thể coi là sự mở rộng của định luật khí áp của gió đối với khí quyển tự do

Rõ ràng là định luật khí áp của gió mô tả những tính chất của gió thực gần với những tính chất của gió địa chuyển và gió địa chuyển có ma sát. Như vậy, những quy luật chuyển động của không khí đối với những điều kiện lý thuyết đơn giản hoá nói trên, cơ bản vẫn dùng với những điều kiện thực phức tạp hơn. Chẳng hạn, gió ở mặt đất lệch với gradien khí áp tương tự như gió địa chuyển có ma sát. Đồng thời, mặc dù đường dòng ở mặt đất trong xoáy thuận và xoáy nghịch không phải là những đường xoắn hình học, song đặc tính của chúng vẫn có dạng xoắn hội tụ vào tâm trong xoáy thuận và phân kỳ từ tâm trong xoáy nghịch.

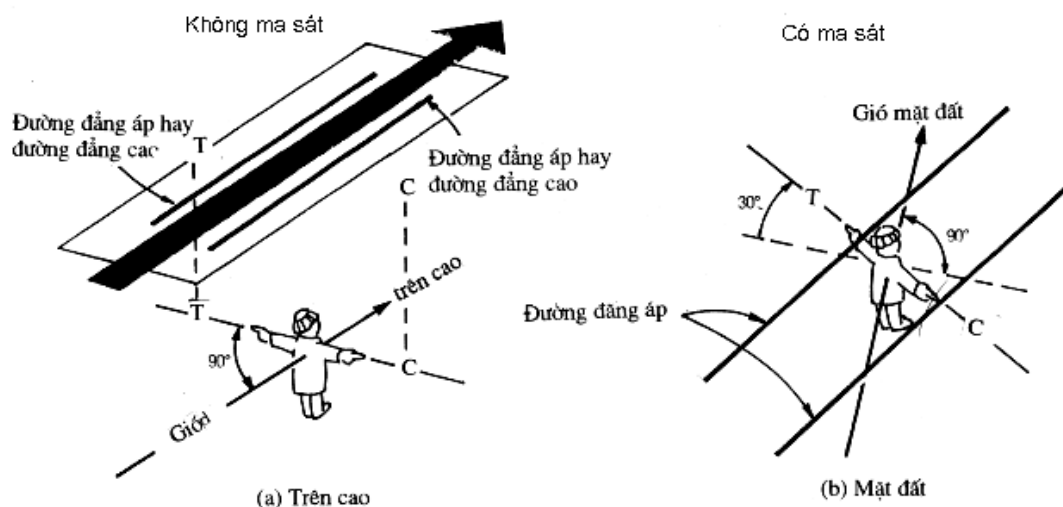
Trong khí quyển tự do, mặc dù các đường đẳng áp và đường dòng không có dạng hình học rõ và chuyển động của không khí có gia tốc, gió vẫn thổi gần theo hướng các đường đẳng áp với tốc độ gần bằng tốc độ gió địa chuyển.

Độ lệch của gió thực trong khí quyển tự do so với gió gradien tuy rất nhỏ song có giá trị quyết định đối với sự biến thiên của khí áp.

Như ta đã biết, khí áp trên mỗi mực bằng trọng lượng của cột không khí nằm trên, nghĩa là tỉ lệ thuận với khối lượng của không khí trong cột. Sự giảm khối lượng trong cột khí trên địa điểm nào đó làm cho khí áp giảm, sự tăng khối lượng trong cột làm cho khí áp tăng.

Trong khí quyển tự do, trên mỗi mực, sự biến đổi của khối lượng không khí còn do chuyển động thẳng đứng. Trong chuyển động giáng, một phần không khí sẽ đi xuống khỏi mực đã cho và vì vậy, khí áp trên mực sẽ giảm, trong chuyển động thăng, tình hình ngược lại. Điều đó có thể thấy phía dưới khu vực cửa vào hội tụ đường dòng của dòng xiết, khí áp tăng

và thường hình thành sóng áp cao và áp thấp dưới cửa ra, phân kỳ đường dòng thường hình thành rãnh áp thấp và áp thấp.



Hình 6.16

Minh họa định luật Baysalo đối với gió thực trên cao song song với đường đẳng áp (a) và gió thực ở mặt đất cắt đường đẳng áp (b)

Trên mặt đất, khí áp không biến đổi do các chuyển động thẳng đứng mà chỉ biến đổi do chuyển động ngang. Chuyển động ngang này là nguyên nhân chủ yếu của sự biến đổi khí áp trên mực bất kỳ, còn trên mặt đất nó là nguyên nhân duy nhất.

Chuyển động ngang của không khí có thể gây ra cũng như không gây ra sự biến đổi của khí áp, điều này tùy thuộc vào những đặc tính riêng. Chẳng hạn, gió địa chuyển thổi theo vòng vĩ tuyến và nhiệt độ mọi nơi đồng đều thì khí áp sẽ không biến đổi. Trong những điều kiện đó, sự phân bố khối lượng không khí không biến đổi và do đó sự phân bố khí áp cũng không biến đổi. Tuy nhiên, nếu có chuyển động của các khối khí từ vĩ độ này sang vĩ độ khác, thì ngay khi có gió gradien, khí áp vẫn biến đổi. Không khí lạnh có mật độ lớn từ vĩ độ cao xuống vĩ độ thấp thay thế không khí nóng có mật độ nhỏ hơn sẽ làm khí áp ở miền vĩ độ thấp tăng và ngược lại.

Thực tế, khí áp thường xuyên biến đổi và đôi khi biến đổi rất lớn. Khí áp biến đổi chính là do gió thực lệch so với gió gradien. Trong đó độ lệch đáng kể của gió thực so với gió gradien gây nên do ma sát chỉ có thể thay đổi sự phân bố khí áp theo một chiều và làm san bằng hiệu khí áp, nghĩa là làm cho xoáy thuận đầy lên và xoáy nghịch yếu đi. Thực tế cũng thường thấy hiệu khí áp tăng lên, nghĩa là xoáy thuận sâu thêm và xoáy nghịch mạnh lên. Những sự biến đổi này của trường khí áp trước hết là do gió thực lệch so với gió gradien trong khí quyển tự do, khi đó có thành phần gió hướng ngược gradien khí áp.

6.8 FRONT TRONG KHÍ QUYỂN

Trong khí quyển thường hình thành những điều kiện, trong đó hai khối khí với những tính chất khác nhau nằm cạnh nhau và được ngăn cách bởi đới chuyển tiếp hẹp. Khi đi từ khối khí này sang khối khí khác qua đới front, nhiệt độ, gió, độ ẩm không khí ít nhiều có sự biến đổi đột ngột.

Đới front luôn có chiều rộng và bề dày nhất định tuy rất nhỏ so với kích thước của các khối khí mà nó ngăn cách. Vì vậy, lý tưởng hoá những điều kiện tức là ta có thể coi front như mặt ngăn cách giữa các khối khí. Khi gặp mặt đất, mặt front tạo nên đường front, người ta cũng thường gọi tắt là front. Trong điều kiện lý tưởng hoá cũng có thể coi front là đường đột biến.

Một điều rất quan trọng là các mặt front nằm nghiêng trong khí quyển. Lý thuyết và kinh nghiệm chỉ rõ là góc nghiêng của mặt front so với mặt đất nhỏ, khoảng vài phút. Tang của góc nghiêng gọi tắt là độ nghiêng của front có giá trị khoảng từ 0,01 đến 0,001. Như vậy, trong khí quyển front nằm rất thoải. Cách xa đường front khoảng vài trăm km mặt front chỉ ở độ cao khoảng vài kilômet. Trên hình 6.17 là hệ thống mây front trên ảnh mây vệ tinh kênh thị phổ (nhìn thấy) với hệ thống đường đẳng áp trong xoáy thuận và hệ thống front cổ tù.

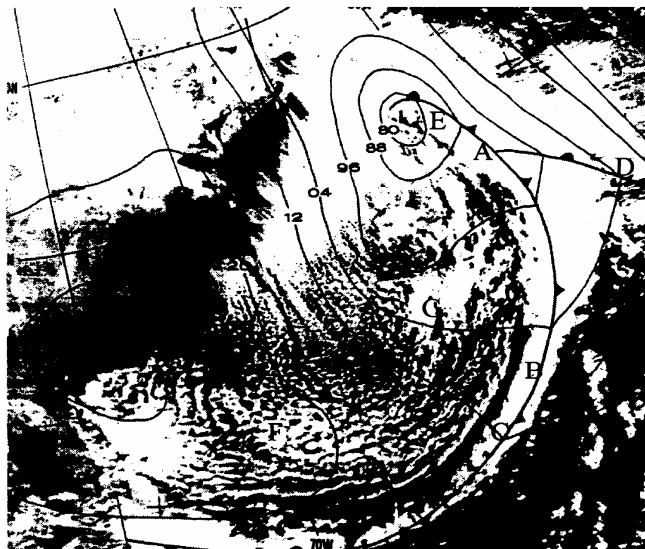
Mặt khác, không khí do mặt front ngăn cách không chỉ nằm cạnh nhau mà còn nằm trên nhau, không khí lạnh nằm dưới không khí nóng dưới dạng cái nêm. Front trong khí quyển không tồn tại bất biến, chúng xuất hiện, phát triển, mạnh lên hay tan đi, song điều kiện hình thành đối với chúng luôn tồn tại trong khí quyển và vì vậy, front không phải là hiện tượng ngẫu nhiên mà là hiện tượng xảy ra hàng ngày trong khí quyển.

Thông thường, cơ chế hình thành front (sự sinh front) trong khí quyển là cơ chế động học: Front hình thành dưới tác động của trường chuyển động không khí; trong đó các khối khí với nhiệt độ (và các đặc tính khác) khác biệt tiến gần lại với nhau. Trong một đới nhất định, gradien ngang của nhiệt độ tăng, điều đó chứng tỏ sự thay thế đới chuyển tiếp giữa hai khối khí bởi đới front biểu hiện rõ. Tương tự, front có thể tan đi nghĩa là đới front biến thành các đới chuyển tiếp rộng, gradien nhiệt độ ngang giảm rõ rệt.

Front trong một số trường hợp còn có thể hình thành do ảnh hưởng của điều kiện nhiệt của mặt trái dưới, chẳng hạn như dọc theo rìa các tầng băng hay rìa các lớp tuyết phủ. Song cơ chế hình thành front này ít có ý nghĩa so với quá trình sinh front động học.

Trong điều kiện thực, thông thường front không nằm song song với các dòng khí. Gió ở hai phía front có thành phần chuẩn với front, vì vậy front không đứng tại chỗ mà di chuyển. Front có thể di chuyển hoặc về phía không khí lạnh, hoặc về phía không khí nóng.

Nếu đường front mặt đất di chuyển về phía không khí lạnh, nêm không khí lạnh sẽ lui dần thì đó là front nóng (Hình 6.17). Sự di chuyển của front nóng qua điểm quan trắc đồng thời với sự thay thế khối khí lạnh bằng khối khí nóng và như vậy nhiệt độ sẽ tăng, khí áp giảm và các yếu tố khí tượng khác cũng biến đổi.



Hình 6.17

Đường front mặt đất và hệ thống mây front trên ảnh mây vệ tinh: front lạnh (ABC), front nóng (AD), front cổ tù (AE), trong đó A là điểm cổ tù. Khu vực mây tích phát triển trong không khí lạnh (FG) khi có bình lưu lạnh trên bề mặt nóng với các dải mây tích theo chiều chuyển động của dòng khí trong xoáy thuận. Front tĩnh là đoạn front không di chuyển hay ít di chuyển về một phía khối khí

Nếu đường front trên mặt đất di chuyển về phía không khí nóng, nê không khí lạnh sẽ chuyển động về phía trước và không khí nóng lùi dần hoặc bị không khí lạnh đang lấn tới đẩy lên cao. Người ta gọi front này là front lạnh.

Sự di chuyển của front lạnh qua địa phương sẽ gây nên sự thay thế không khí nóng bằng không khí lạnh, sự giảm nhiệt độ và những sự biến đổi đột ngột của các yếu tố khí tượng khác. Trong đới front trong chuyển động của không khí xuất hiện các thành phần thẳng đứng.

Trường hợp quan trọng hơn cả là khi không khí nóng trượt lên cao, nghĩa là đồng thời với chuyển động theo chiều nằm ngang, không khí nóng còn chuyển động vượt lên cao trên nê không khí lạnh. Chính sự phát triển của các hệ thống mây cho mưa dọc theo mặt front có liên quan với hiện tượng này.

Trong front nóng chuyển động trượt lên cao cuốn cả những lớp không khí nóng rất dày. Trên toàn bộ mặt front xuất hiện hệ thống mây cao tầng, tầng tích cho mưa dầm trên phạm vi rất rộng. Trong front lạnh, chuyển động trượt lên cao của không khí nóng bị hạn chế trong một dải hẹp, đặc biệt là trước nê không khí lạnh nơi không khí nóng bị không khí lạnh đẩy lên cao. Ở đây mây phần lớn có đặc tính của mây vũ tích cho mưa rào và dông.

Trong khí quyển, khi xoáy thuận phát triển còn xuất hiện cả những front tập hợp phức tạp hơn do sự kết hợp của hai hay nhiều mặt front. Đó là front cổ tù. Chúng cũng liên quan với những hệ thống mây nhất định.

Một điều rất quan trọng là tất cả front đều liên quan với rãnh trong trường khí áp. Trong trường hợp front bất động, các đường đẳng áp trong rãnh song song với chính front. Nhưng đối với các front nóng và front lạnh, các đường đẳng áp khi gặp front nằm trên trục rãnh thường có dạng chữ V latinh.

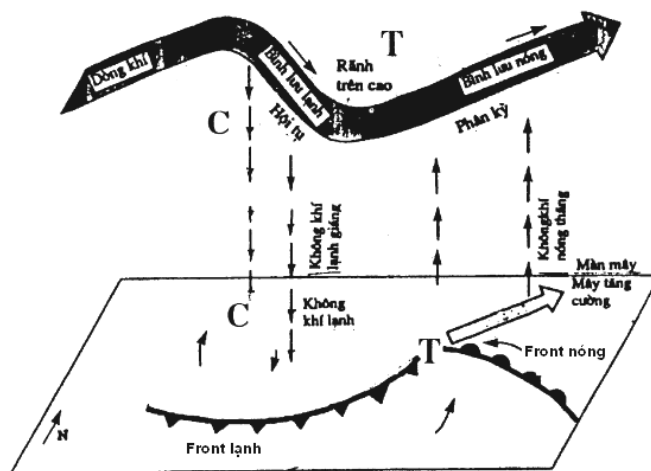
Vì vậy, khi đi qua front gió ở nơi nào đó sẽ đổi hướng theo chiều kim đồng hồ; chẳng hạn, trước front gió có hướng đông nam, sau front gió sẽ đổi hướng sang hướng nam, tây nam hay tây. Vào mùa đông front lạnh nằm dọc theo rìa phía Nam của áp cao Siberi. Không khí lạnh cùng cao áp Siberi di chuyển từ phía Nam Trung Quốc về phía Việt Nam. Front lạnh này trong rãnh khuất nên song song với đường đẳng áp. Dọc theo front lạnh hình thành hệ thống mây Ns, As rộng đến 500 km, kéo dài suốt dọc phía Nam cao áp. Khi front lạnh di chuyển vào Việt Nam gây sự giảm nhiệt độ, khí áp tăng, gió chuyển hướng đông bắc, trời đầy mây. Đầu và cuối mùa đông có thể hình thành mây vũ tích trước front lạnh cho mưa rào và dông.

Trong các phần trình bày ở trên, front được coi như mặt phẳng hình học đột biến. Thực tế, front là đới chuyển tiếp hẹp giữa các khối khí lạnh và khối khí nóng. Nhiệt độ trên front không có sự đột biến mà biến đổi nhanh trong đới front. Điều đó có nghĩa là front được đặc trưng bởi sự tăng của gradien nằm ngang của nhiệt độ. Ở miền nhiệt đới, hiệu nhiệt độ trên front nhỏ và dấu hiệu chính của front là sự hội tụ của các đường dòng.

Ta đã biết, nếu gradien nằm ngang của nhiệt độ gần trùng với gradien khí áp nằm ngang, gradien khí áp này sẽ tăng theo chiều cao, và cùng với nó tốc độ gió cũng tăng. Từ đó ta thấy rằng trong đới front nằm giữa không khí nóng và không khí lạnh, gradien ngang của nhiệt độ đặc biệt lớn, gradien khí áp tăng mạnh theo chiều cao và cùng với nó tốc độ gió đạt tới những giá trị rất lớn.

Kết quả là ở phía trên front biểu hiện rõ, ở phần trên tầng đối lưu và ở phần dưới tầng bình lưu thường quan sát thấy các dòng khí rất mạnh rộng khoảng vài trăm kilômét với tốc độ là 30m/s đến khoảng 150 – 300km/h dải màu sẫm phần phía trên hình 6.18. Ở cao hơn nữa, trong tầng bình lưu gradien nhiệt độ ngang có chiều ngược lại, gradien khí áp giảm và tốc độ gió giảm. Tốc độ gió cực đại thường quan sát thấy ở gần đỉnh tầng đối lưu.

Người ta gọi các dòng không khí với tốc độ lớn trên 30m/s trở lên nằm ở gần đỉnh tầng đối lưu nói trên là dòng xiết. Trong front cực, dòng chảy xiết thường thấy ở những mực thấp hơn. Trong những điều kiện nhất định, dòng xiết cũng quan sát thấy cả ở tầng bình lưu. Trên hình 6.18 là hệ thống đường front mặt đất trong xoáy thuận đang di chuyển về phía đông bắc với dòng thẳng trước front nóng, dòng giáng sau front lạnh trong cao áp và dòng xiết với bình lưu nóng trong xoáy nghịch và trước front nóng, bình lưu lạnh sau front lạnh.



Hình 6.18

Dòng xiết trong đới gió tây với sóng và rãnh trên cao cùng khu vực hội tụ sau rãnh và khu vực phân kỳ trước rãnh. Phần phía dưới khu vực dòng hội tụ là dòng không

khí lạnh giáng và khu áp cao mặt đất, phía dưới khu vực phân kỳ là áp thấp và dòng thẳng theo dòng dẫn đường trên cao nên di chuyển từ tây sang đông, mũi tên kép là hướng di chuyển của xoáy thuận

Do những front cơ bản – front ôn đới và front băng dương – chủ yếu nằm theo vĩ tuyến, hơn nữa không khí lạnh thường ở vĩ độ cao hơn, dòng xiết thường thấy ở những vĩ độ cao hơn. Dòng xiết miền ôn đới thường thấy ở độ cao khoảng 9 – 12 km còn dòng xiết miền cận nhiệt nằm cao hơn, tại mực 15 – 16 km. Rìa phía bắc dòng xiết có độ cong xoáy thuận do nằm ở rìa xoáy thuận hành tinh. Đặc trưng cho phần này của dòng xiết là chuyển động thẳng mạnh, mây đối lưu phát triển; trên ảnh mây vệ tinh rìa phía bắc có màn mây sắc nét hơn rìa phía Nam dòng xiết đặc trưng bởi độ xoáy xoáy nghịch, dòng giáng và mây tích ít phát triển.

Chương 7

HOÀN LƯU KHÍ QUYỀN

7.1 KHÁI NIỆM CƠ BẢN

Hệ thống các dòng không khí trên Trái Đất quy mô lục địa và đại dương được gọi là hoàn lưu chung khí quyển. Người ta phân biệt hoàn lưu chung khí quyển với hoàn lưu địa phương như Brigior (gió đất – biển) ở miền bờ biển, gió núi thung lũng, gió băng và các loại gió khác. Các hoàn lưu địa phương này ở một số khu vực có khi trùng hướng với các dòng hoàn lưu chung.

Các bản đồ thời tiết hàng ngày cho thấy rõ sự phân bố của các dòng hoàn lưu chung trên những phạm vi rất lớn của Trái Đất trong mỗi thời điểm cũng như sự biến đổi không ngừng của sự phân bố này. Sự đa dạng của hoàn lưu chung khí quyển chủ yếu là do trong khí quyển thường xuyên xuất hiện các sóng và xoáy rất lớn phát triển và chuyển động khác nhau. Đó là sự hình thành các nhiễu động khí quyển – xoáy thuận và xoáy nghịch là nét đặc trưng nhất của hoàn lưu chung khí quyển. Song trong chuyển động khí quyển đa dạng phức tạp do sự biến đổi không ngừng của trường áp và trường gió vẫn có thể tìm ra một số đặc tính lặp lại từ năm này qua năm khác. Những đặc tính này được phát hiện nhờ phương pháp trung bình thống kê, trong đó nhiễu động hàng năm của hoàn lưu ít nhiều được san bằng.

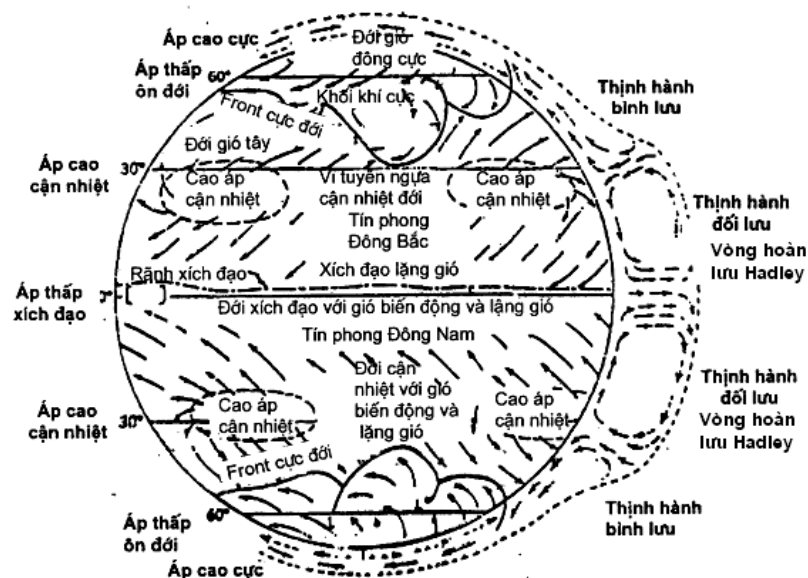
7.1.1 Đối khí áp và đối gió mặt đất

Để có thể hình dung sự phân bố khí áp theo đới người ta thường xác định các giá trị khí áp theo vòng cung vĩ tuyến trên dãy số liệu trung bình nhiều năm của khí áp tại các trạm khí hậu trên các vĩ tuyến cơ bản:

Vĩ độ	80°N	60	30	10	0	10	30	60	80°S
Khí áp (mb)	1014	1012	1019	1012	1010	1012	1018	989	991
Hướng gió	NE SW NE ENE ESE SE NW SE								

Nếu coi Trái Đất như một hành tinh, nghĩa là coi như không có sự phân biệt lục địa và biển ta sẽ có được những đới khí áp và đới gió hành tinh như minh họa trên hình 7.1. Dòng dưới cùng là hướng gió thịnh hành ở mặt đất trong các đới giữa những vĩ độ đã dẫn. Cần lưu ý, ở đây chưa loại trừ thành phần kinh hướng.

Ở hai Bán Cầu là hai đới áp cao cận nhiệt, hai đới áp thấp ôn đới và hai đới áp cao cực. Trên thực tế lục địa và biển đã chia cắt các đới khí áp này thành các trung tâm khí áp. Từ rìa hướng về phía xích đạo của áp cao cận nhiệt hai bán cầu gió thổi về phía đới áp thấp xích đạo. Hai đới gió này là hai đới tín phong. Tín phong Bắc Bán Cầu có hướng đông bắc, còn tín phong Nam Bán Cầu có hướng đông nam do tác động của lực Coriolis (lực lệch hướng do sự quay của Trái Đất) về phía phải chuyển động ở Bắc Bán Cầu và về phía trái chuyển động ở Nam Bán Cầu.



Hình 7.1

Các đới gió và đới khí áp hành tinh ở mặt đất

Từ rìa hướng về phía cực của áp cao cận nhiệt không khí nhiệt đới thổi về miền ôn đới còn không khí lạnh khô miền ôn đới thổi về phía cận nhiệt và nhiệt đới. Từ áp cao cực về phía miền ôn đới là gió đông bắc ở Bắc Cực và đông nam ở Nam Cực.

Ở miền vĩ độ trung bình, hệ thống front băng dương và front cực hoạt động mạnh (đường sóng trên hình 7.1). Phía bắc front là khối khí cực và băng dương lạnh xâm nhập sâu về phía nam. Phía nam front cực dòng khí nóng ẩm di chuyển về phía cực và được nâng từ từ lên cao tạo các hệ thống mây và mưa gần front nơi đang thịnh hành bình lưu không khí theo chiều ngang.

Đới gió mặt đất cũng liên quan với các vòng hoàn lưu theo chiều thẳng đứng (Hình 7.1). Ở miền nhiệt đới mỗi bán cầu là vòng hoàn lưu Hadley, vòng hoàn lưu này được cấu thành bởi nhánh phía dưới đó chính là tín phong thổi từ hai trung tâm cao áp cận nhiệt (30°) về phía xích đạo, đưa không khí nóng từ miền cận nhiệt về phía xích đạo hội tụ vào dải áp thấp xích đạo và bốc lên cao trong các dải mây tích. Nhánh dòng khí trên cao thổi từ xích đạo về phía cận nhiệt là phản tín phong. Khi tới vĩ độ 30° hai bán cầu nhánh dòng khí trên cao giáng xuống tạo thành dòng hoàn lưu khép kín.

Trong quá trình di chuyển trên đại dương nóng ẩm, không khí trong tín phong sẽ ẩm lên và nhiệt độ tăng. Khi tới xích đạo tín phong hai bán cầu gặp nhau và bốc lên cao tạo dòng thăng ở dải áp thấp xích đạo, nơi thịnh hành đối lưu, các dòng không khí nóng ẩm bốc lên cao trong dải hội tụ nhiệt đới sẽ tạo nên những hệ thống mây tích cho mưa rào và nhiều khi có dông. Ở phía trên cao trong vòng hoàn lưu Hadley, không khí thổi về phía cực, ngược hướng với tín phong ở dưới thấp và giáng xuống ở vĩ độ 30° . Có giả thuyết cho rằng dòng giáng này tạo nên áp cao cận nhiệt. Không khí nóng ẩm từ miền cận nhiệt đới này cũng thổi theo hướng về phía cực, bốc lên cao trên các front cực. Ở phía bắc front này là không khí lạnh từ các miền ôn đới xâm nhập xuống các miền cận nhiệt và nhiệt đới. Đây là khu vực thịnh hành chuyển động bình lưu và vòng hoàn lưu Ferrel.

7.1.2 Đới khí áp và đới gió trên cao

Trên cao, phân bố khí áp đơn giản hơn nhiều so với mặt đất: trên cực là áp thấp hành tinh có tâm ở cực với đới gió tây và dòng xiết gió tây miền vĩ độ trung bình ở rìa áp thấp này. Ở phần rìa hướng về phía xích đạo của áp thấp hành tinh trên cao là các áp cao cận nhiệt kéo dài theo vĩ tuyến với dòng khí hướng đông cơ bản của miền nhiệt đới ở phía hướng về xích đạo của áp cao liên quan với dòng xiết gió đông (Hình 7.9). Ở phần rìa hướng về phía cực là dòng gió tây cận nhiệt với dòng xiết cận nhiệt đới nằm ở gần đỉnh tầng đối lưu nhiệt đới. Hai dòng xiết, dòng xiết cận nhiệt (SJ: Subtropical Jet Stream) nằm ở nơi đứt đoạn của đỉnh tầng đối lưu nhiệt đới, kết quả của sự hội tụ của đới gió tây trên cao miền ôn đới và đới gió tây nam của rìa phía bắc cao áp cận nhiệt. Dòng xiết mạnh hơn là dòng xiết cực (PJ: Polar Jet Stream) là dòng xiết trong đới gió tây ở rìa hướng về phía xích đạo của xoáy thuận hành tinh. Trên cao, dòng xiết này mạnh hơn và mở rộng hơn. Hai dòng xiết này chính là nguồn dự trữ năng lượng cho các xoáy nhỏ trên mặt đất.

Tình hình nói trên không xảy ra ở các vĩ độ thấp. Điều đó là do khí áp cao nhất ở phần trên tầng đối lưu không phải ở trên xích đạo. Đới cao áp cận nhiệt theo chiều cao xê dịch về phía xích đạo, song trục của nó ở phần trên tầng đối lưu vẫn nằm hơi xa xích đạo. Từ đó ta thấy trong đới hẹp gần xích đạo, chủ yếu nằm ở bán cầu mùa hè, gradien khí áp kinh hướng ở phần trên tầng đối lưu hướng về phía xích đạo. Điều đó có nghĩa là, ở đây, trong phần trên tầng đối lưu và phần dưới tầng bình lưu gió đông chiếm ưu thế.

Vào mùa hè trong tầng bình lưu, sự phân bố trung bình của nhiệt độ theo kinh tuyến ngược với sự phân bố nhiệt độ ở tầng đối lưu. Tầng bình lưu trên cực nóng hơn tầng bình lưu trên miền nhiệt đới nhiều. Bắt đầu từ mực 12 – 14km nhiệt độ thấp nhất quan sát thấy trên xích đạo, nhiệt cao nhất ở trên cực. Vì vậy, gradien khí áp kinh hướng trong tầng bình lưu mùa hè theo chiều cao cũng đổi sang hướng từ cực về phía xích đạo. Song sự biến đổi này không bắt đầu ngay từ đỉnh tầng đối lưu. Ban đầu, gradien khí áp kinh hướng yếu đi do ảnh hưởng của gradien nhiệt độ đã đổi hướng và chỉ ở độ cao 18 – 20km nó mới có hướng ngược lại. Xoáy nghịch cực xuất hiện và như vậy hình thành gió đông thịnh hành trên các mực cao hơn 20km. Trên bán cầu mùa hạ hiện tượng này có tên là sự quay của gió trong tầng bình lưu. Sự phân bố của nhiệt độ trong tầng bình lưu vào mùa đông phức tạp hơn vào mùa hè. Mùa đông tầng bình lưu trên cực gần lạnh như tầng bình lưu trên miền nhiệt đới. Thực ra, từ xích đạo về phía các vĩ độ trung bình nhiệt độ tăng, còn từ vĩ độ trung bình về phía cực lại giảm.

Trong đới gió tây thường quan sát thấy những sóng rất lớn với bước sóng tới vài nghìn kilômét. Chúng biểu hiện rõ hơn cả ở phần trên tầng đối lưu, nhất là trên các bản đồ tính trung bình qua một số ngày. Vào mỗi thời điểm có khoảng 4 – 6 sóng như vậy bao quanh Trái Đất. Trong các sóng dài này, ngoài thành phần hướng tây chuyển động, không khí còn có thành phần kinh hướng với hướng về phía vĩ độ cao và vĩ độ thấp xen kẽ. Sóng dài di chuyển từ tây sang đông với tốc độ chậm hơn so với đới gió tây.

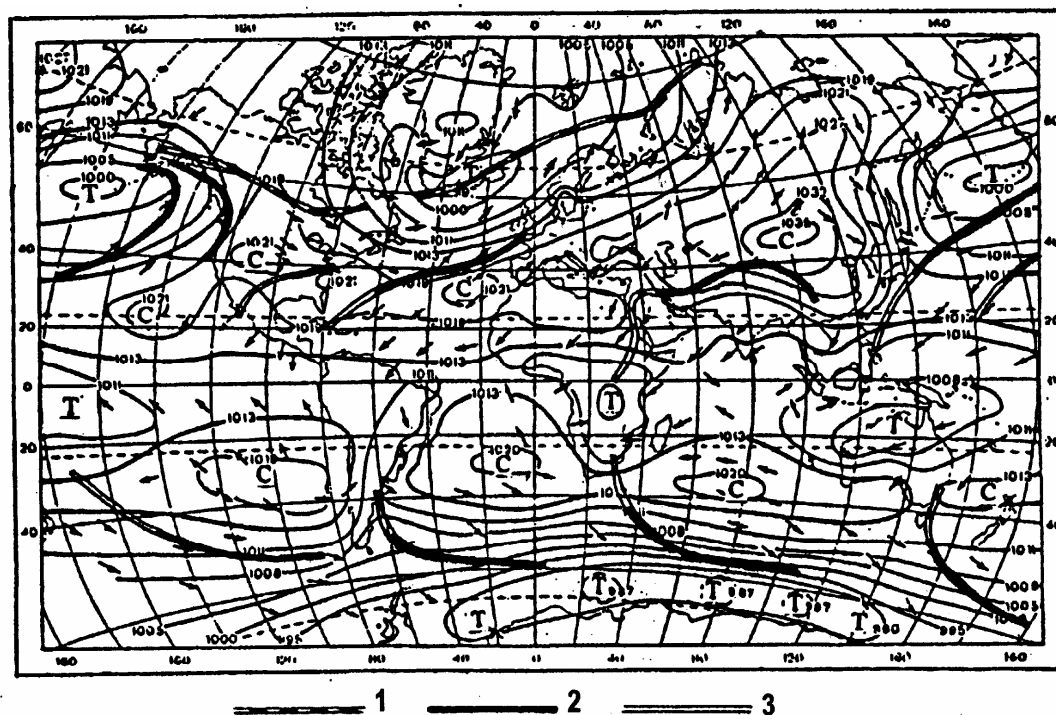
7.2 NHỮNG TRUNG TÂM HOẠT ĐỘNG VÀ FRONT KHÍ QUYỂN

Sự hình thành và biến đổi của thời tiết chịu ảnh hưởng lớn của hoạt động xoáy thuận (khu áp thấp) và xoáy nghịch (khu áp cao). Và đặc trưng khí hậu của khu vực nhất định chịu ảnh hưởng lớn của các trung tâm áp cao và áp thấp (còn gọi là các trung tâm hoạt động của khí quyển, thể hiện trên các bản đồ khí hậu học về phân bố khí áp).

7.2.1 Những trung tâm hoạt động

Sự có mặt của các trung tâm hoạt động trên bản đồ trung bình nhiều năm đã xét ở trên không có nghĩa là ở nơi nào đó trên Trái Đất quanh năm hay trong suốt mùa tồn tại hoặc xoáy thuận hoặc xoáy nghịch ổn định. Thực tế xoáy thuận và xoáy nghịch trong khí quyển di chuyển tương đối nhanh. Những bản đồ khí hậu chỉ cho phép kết luận là ở một số nơi trên Trái Đất, xoáy thuận chiếm ưu thế so với xoáy nghịch và ở đó trên bản đồ thường thấy những trung tâm hoạt động với khí áp thấp (chẳng hạn như khu áp thấp Island ở Bắc Đại Tây Dương). Ngược lại, ở những nơi khác, xoáy nghịch thấy thường xuyên hơn xoáy thuận và trên bản đồ ở những nơi này có những trung tâm hoạt động với khí áp cao.

Trên bản đồ tháng 1 (Hình 7.2) phân biệt rõ dải áp thấp xích đạo với khí áp nhỏ hơn 1015mb. Trong dải áp thấp này có ba khu vực áp thấp riêng biệt với những đường đẳng áp khép kín ở Nam Mỹ, Nam Phi, châu Úc và Indônêsi-a. Khí áp ở trung tâm những khu vực này nhỏ hơn 1010mb. Cần lưu ý là những nơi có khí áp thấp nhất trong dải áp thấp xích đạo vào tháng 1 không nằm ngay trên xích đạo, mà nằm tương đối xa xích đạo khoảng vĩ tuyến 15°S trên lục địa bị đốt nóng thuộc Nam Bán Cầu (khi đó ở đây là mùa hè).



Hình 7.2

Trường áp trong hệ thống các dòng khí mặt đất. Tháng 1. Đường đẳng áp (đường liền); Đường chí tuyến bắc và chí tuyến nam, ranh giới vòng cung cực (đường gạch) 1 – Front Băng Dương; 2 – Front cực; 3 – Front tín phong hay đoạn front cực ở miền cận nhiệt và nhiệt đới

Về hai phía của dải áp thấp xích đạo là những dải cao áp cận nhiệt, song những dải cao áp này thường phân thành những xoáy nghịch cận nhiệt đới riêng biệt với những đường đẳng áp khép kín. Những xoáy nghịch này biểu hiện đặc biệt rõ trên ba đại dương Nam Bán Cầu (các trung tâm ở 30 – 35°N và với khí áp lớn hơn 1020mb); còn trên lục địa nóng hơn trên biển, chúng được thay thế bởi những khu vực áp thấp. Ở Bắc Bán Cầu, xoáy nghịch cận nhiệt đới cũng thường thấy trên Đại Tây Dương và Thái Bình Dương với đường đẳng áp khép kín 1020mb), trục của chúng cũng nằm trên vĩ tuyến 30 – 35°N. Trên Đại Tây Dương là cao áp Aso, ở bắc Thái Bình Dương là xoáy nghịch HaWaii hay thường gọi là cao áp cận nhiệt Tây Thái Bình Dương. Mùa đông, lục địa miền ôn đới lạnh hơn nhiều so với đại dương nên ở đây hình thành cao áp lạnh ở mặt đất, đó là các cao áp Bắc Mỹ và cao áp châu Á. Cao áp châu Á

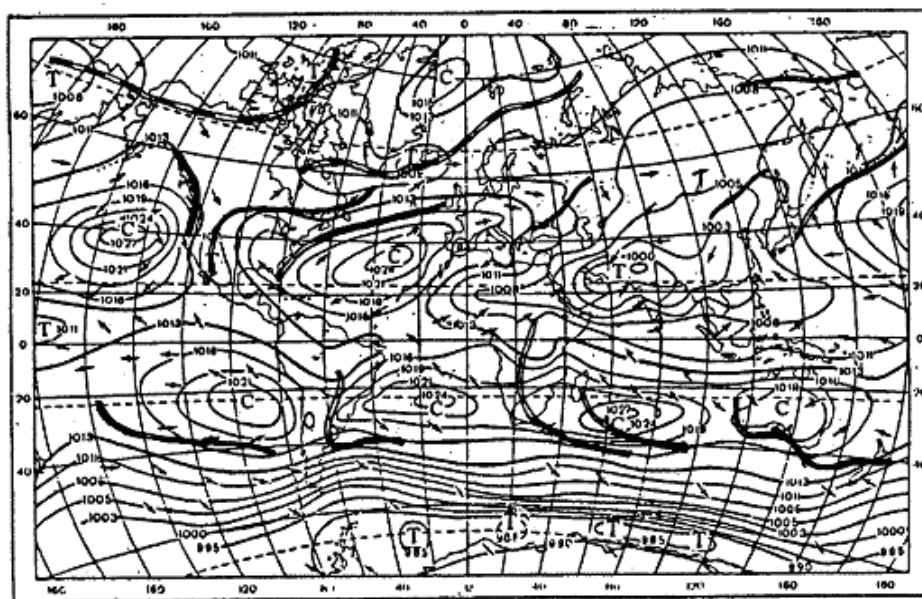
mùa đông còn được gọi là cao áp Sibêri, thống trị trên phạm vi rộng lớn từ Đông Âu tới Biển Đông, từ duyên hải phía bắc Đông Á tới miền nam Trung Quốc với sống cao áp lấn tới Đông Dương và có cường độ mạnh nhất trên Trái Đất (khí áp vùng trung tâm cao áp ở Mông Cổ có giá trị trung bình 1036mb, trên bản đồ synôp hàng ngày có thể lên tới 1050 – 1080mb). Cao áp châu Á hình thành không những chỉ do nguyên nhân nhiệt lực mà còn do sự bổ sung của các cao áp kết thúc từ chuỗi xoáy thuận trên front Băng Dương và front cực. Chính vì vậy, cao áp lạnh này có thể mở rộng phạm vi và tăng cường sau đó thu hẹp và giảm yếu.

Các cao áp cận nhiệt là các cao áp nóng tâm cao lan đến mực 200mb với trục nghiêng về phía khu vực có nhiệt độ cao. Trên bản đồ tháng 7 (Hình 7.3), cao áp cận nhiệt Tây Thái Bình Dương chia thành một số trung tâm áp cao. Trên cao, từ mực 500mb trở lên áp cao này chia thành ba trung tâm, hai trên biên và một nằm phía trên cao nguyên Tibet, áp cao này nằm phía trên áp thấp Nam Á.

Ở miền ôn đới và miền cận cực Nam Bán Cầu về phía nam dải áp cao cận nhiệt đới là dải áp thấp hầu như liên tục, mặc dầu có những trung tâm riêng biệt. Ở những vĩ độ tương tự thuộc Bắc Bán Cầu cũng có những khu vực áp thấp trên đại dương Island ở Bắc Đại Tây Dương và Aleut ở bắc Thái Bình Dương với khí áp trung tâm thấp hơn 1000mb. Trên lục địa châu Á, khu vực Bắc Mỹ là các áp cao mùa đông như trên đã nhắc đến và áp cao Canada với khí áp ở tâm lớn hơn 1020mb.

Ở miền cực, khí áp cao so với miền cận cực. Khu cao áp trên lục địa châu Nam Cực là xoáy nghịch châu Nam Cực, biểu hiện đặc biệt rõ. Ở Bắc Bán Cầu khí áp cao hơn miền ôn đới nhưng chênh lệch khí áp không lớn. Trên Greenland mới có đường đẳng áp khép kín với trị số 1000mb, giới hạn khu vực có khí áp tương đối cao.

Vào tháng 7 (Hình 7.3), khu áp thấp xích đạo di chuyển về phía bắc và khí áp thấp nhất trên Trái Đất không phải ở Nam Bán Cầu mà ở Bắc Bán Cầu vào tháng này là mùa hè. Các trung tâm thấp áp lục địa được đốt nóng thuộc Bắc Bán Cầu nên di chuyển rất xa lên phía bắc.



Hình 7.3

Trường áp trong hệ thống các dòng khí mật đất. Tháng 7 (Ký hiệu như trên hình 7.2)

Các dải cao áp ở miền cận nhiệt đới cũng biểu hiện rõ ở Nam Bán Cầu vào tháng này (mùa đông). Các xoáy nghịch cận nhiệt ở miền nhiệt đới và cận nhiệt không những bao trùm ba đại dương mà còn lan ra trên lục địa lạnh. Mùa hè ở Bắc Bán Cầu, xoáy nghịch mặt đất vẫn chỉ thấy trên hai đại dương. Trên bản đồ ta thấy rõ các trung tâm này ở phía bắc so với vị trí của nó vào mùa đông và có cường độ lớn hơn. Ngược lại với tháng 1, trên các lục địa miền cận nhiệt khí áp giảm.

Ở những vĩ độ cao hơn, khí áp vẫn còn thấp. Như vậy, ở miền ôn đới và cận cực Bắc Bán Cầu, những khu vực áp thấp địa phương (nông hơn nhiều so với khu vực áp thấp đại dương vào mùa đông) và các khu vực áp thấp trên lục địa tạo nên dải áp thấp cận cực liên tục bao quanh bán cầu. Ở phía bắc dải áp thấp này khí áp tăng tuy tăng rất ít.

Ở Nam Bán Cầu vào tháng 7 cũng như tháng 1 thường phân biệt được dải thấp áp cận cực và xoáy nghịch trên lục địa châu Nam Cực.

Tóm lại, tính địa đới trong sự phân bố của khí áp thường bị phá vỡ do khí áp trên lục địa vào mùa đông tăng, vào mùa hè giảm. Mùa đông, trên lục địa khí áp tăng cao thậm chí ngay ở miền ôn đới và miền cận cực (nơi khí áp nói chung thấp). Mùa hè, trên lục địa khí áp giảm, thậm chí ngay trong miền cận nhiệt (nơi khí áp nói chung cao).

Trước kia có giả thiết cho là ở miền cực, xoáy nghịch hầu như cố định hay ít nhất chiếm ưu thế so với xoáy thuận đến mức là trên bản đồ trung bình nhiều năm tồn tại những trung tâm hoạt động tương đối mạnh với khí áp cao – các xoáy nghịch cực. Hiện nay, kết quả thống kê trường áp cho thấy rõ là ở Bắc Cực, sự thịnh hành của xoáy nghịch so với xoáy thuận rất nhỏ, chính vì vậy trên bản đồ trung bình nhiều năm xoáy nghịch Bắc Cực không biểu hiện rõ.

Xoáy nghịch châu Nam Cực tính trung bình biểu hiện rõ hơn nhiều so với xoáy nghịch Bắc Cực. Vấn đề đặc biệt phức tạp là do độ cao trên mực biển rất lớn của bản thân lục địa châu Nam Cực (cũng như của Island, Greenland) với nhiệt độ trên bề mặt băng rất thấp nên việc đưa khí áp về mực biển dẫn tới những kết quả là không thể so sánh được với những giá trị khí áp trên mực biển đối với đại dương và những vùng đất thấp. Trên bản đồ trung bình hàng tháng của mực 700mb, xoáy nghịch trên vùng phía đông của châu Nam Cực tồn tại quanh năm.

7.2.2 Các front khí hậu học

Như ta đã biết không khí tầng đối lưu luôn phân chia thành các khối khí ngăn cách bởi các front khí quyển. Vị trí trung bình nhiều năm của các front cơ bản vào những mùa khác nhau là những front khí hậu học. Có thể xác định chúng trên bản đồ trung bình nhiều năm tương tự như xác định các trung tâm hoạt động của khí quyển. Thực tế, hàng ngày vị trí và số lượng các front có thể khác biệt nhiều so với sự phân bố trung bình nhiều năm. Front thường xuyên xuất hiện, di chuyển và tan đi do hoạt động xoáy thuận.

Vào tháng 1 trên bản đồ trung bình ở Bắc Bán Cầu (Hình 7.2) ít nhất có hai nhánh front Bắc Băng Dương hay nói một cách khác là hai front Bắc Băng Dương: một ở miền bắc Đại Tây Dương và miền bắc lục địa Âu Á, một ở miền bắc lục địa Bắc Mỹ và trên quần đảo Bắc Băng Dương. Trong từng trường hợp các front có thể có vị trí khác biệt nhiều so với vị trí trung bình. Front Bắc Băng Dương di chuyển liên tục khi có các xoáy thuận và xoáy nghịch

xuất hiện trên chúng và cùng với sự xâm nhập của không khí băng dương chúng có thể xâm nhập về phía miền vĩ độ thấp.

Ở những vĩ độ thấp hơn, giữa 30°N và 50°N ta thấy dãy các front cực phân cách các khu vực thịnh hành khối khí ôn đới với các khu vực thịnh hành khối khí nhiệt đới. Front cực đi qua Đại Tây Dương theo rìa phía bắc của vùng áp thấp Island. Ở châu Á front cực nằm gần như dọc theo giới hạn phía bắc của cao nguyên Tibet hai front trên Thái Bình Dương trong đó có nhánh front cực vòng qua Bắc Việt Nam tới miền Đông Á với chuỗi xoáy thuận ở Đài Loan, Nhật Bản và xoáy thuận trung tâm Aliut và một front trên miền nam nước Mỹ. Vị trí trung bình của các front cực chỉ rõ giới hạn phía nam của sự thịnh hành khối khí cực. Trong từng trường hợp, front cực dĩ nhiên có thể không nằm trùng vị trí trung bình nhiều năm. Những đoạn đứt giữa các front Bắc Băng Dương cũng như giữa các front cực trên bản đồ cho ta thấy những khu vực không khí xâm nhập xuống các vĩ độ thấp hay lên các vĩ độ cao với tần suất lớn, ở đây front cực bị mờ đi.

Tương tự, ở Nam Bán Cầu có các front Nam Băng Dương (không có trên bản đồ) và bốn front cực ở vĩ độ $40 - 50^{\circ}$ trên các đại dương.

Ở miền nhiệt đới, dải hội tụ nhiệt đới chỉ là dải hội tụ tín phong hai bán cầu, không có sự khác biệt nhiệt độ rõ rệt nên không thể coi là front nhiệt đới như quan niệm trước đây.

Tháng 7 các front Bắc Băng Dương và Nam Băng Dương nằm gần vị trí tháng 1. Front Nam Băng Dương vào tháng 7 (mùa đông) nằm cách xa lục địa châu Nam Cực hơn mùa hè ít nhiều, còn front Bắc Băng Dương vào tháng 7 (mùa hè) di chuyển về phía vĩ độ cao hơn. Front cực ở Bắc Bán Cầu vào tháng 7 hơi dịch chuyển về phía hướng bắc so với vị trí tháng 1. Đặc biệt là trên những lục địa bị đốt nóng, vị trí trung bình của front cực ở đây vào tháng 7 ở khoảng vĩ tuyến 50°N . Front cực ở Nam Bán Cầu tháng 7 ít nhiều di chuyển về phía xích đạo và nằm ở vĩ độ $30 - 40^{\circ}\text{S}$.

Như vậy, ở Bắc Bán Cầu từ tháng 1 đến tháng 7 tất cả các front khí hậu ít nhiều di chuyển về phía cực, còn từ tháng 7 đến tháng 1 di chuyển về phía xích đạo, đối với Nam Bán Cầu có sự di chuyển ngược lại so với Bắc Bán Cầu.

Vị trí của các front trên bản đồ trung bình chỉ rõ ranh giới những khu vực trong cả năm thịnh hành khối khí thuộc loại này hoặc loại kia và những khu vực từ mùa đông sang mùa hè và từ mùa hè sang mùa đông khối khí thuộc loại địa lý này được thay thế bởi không khí thuộc loại địa lý khác.

Ta hãy xét các bản đồ phân bố trung bình nhiều năm của khí áp đã dẫn về mực biển vào tháng 1 và tháng 7 (bản đồ 7.2 và 7.3).

7.3 HOÀN LƯU Ở MIỀN NGOẠI NHIỆT ĐỚI

Theo quan điểm địa lý, miền ngoại nhiệt đới là miền nằm ngoài hai chí tuyến $23^{\circ}30'$ mỗi bán cầu. Miền nhiệt đới là phần còn lại của Trái Đất ở hai phía xích đạo và kể cả miền xích đạo.

Như trên đã trình bày, ở miền ngoại nhiệt đới thịnh hành vận chuyển hướng tây của không khí. Điều đó biểu hiện rõ nét ở phần trên tầng đối lưu. Song các dòng không khí ở đây biến đổi thường xuyên và rất nhanh do hoạt động của xoáy thuận, vận chuyển hướng tây chiếm ưu thế chỉ là kết quả thống kê của tác động tổng hợp của nhiều động khí quyển xuất hiện ở miền này.

Đặc điểm chủ yếu của hoàn lưu khí quyển ở miền ngoại nhiệt đới và đặc biệt là ở miền ôn đới là sự hoạt động mạnh mẽ của xoáy thuận.

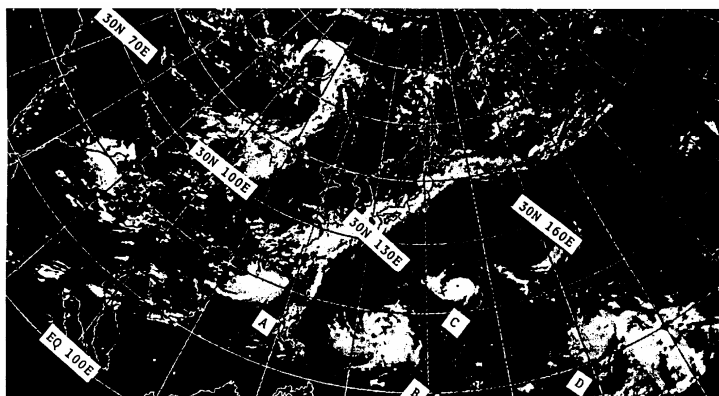
Người ta gọi hoạt động của xoáy thuận là sự xuất hiện, phát triển và di chuyển thường xuyên của các nhiễu động khí quyển qui mô lớn với khí áp thấp và khí áp cao – các xoáy thuận và xoáy nghịch. Mọi dòng không khí có qui mô lớn ở miền ngoại nhiệt đới đều liên quan với các nhiễu động khí quyển này.

Ta đã xét những đặc điểm cơ bản của sự phân bố khí áp và gió trong xoáy thuận và xoáy nghịch ở gần mặt đất và ở trên cao. Dĩ nhiên, những điều kiện thực trong khí quyển phức tạp hơn những sơ đồ mà ta xét. Chẳng hạn, các đường đẳng áp của xoáy thuận và xoáy nghịch ở mặt đất nói chung có dạng tròn hay bầu dục dù sao chúng vẫn không phải là các đường cong hình học. Gradient khí áp, tốc độ gió, góc lệch của gió so với gradient khác nhau ở những xoáy thuận khác nhau, trong những thời kỳ phát triển khác nhau của cùng một xoáy thuận cũng như ở những phần khác nhau của cùng một xoáy thuận. Tuy nhiên, những nguyên lý đã được trình bày vẫn có thể áp dụng được với xoáy thuận và xoáy nghịch bất kỳ.

7.3.1 Hoạt động của xoáy thuận ngoại nhiệt đới

Hàng năm, ở miền ngoại nhiệt đới thuộc mỗi bán cầu có đến mấy trăm xoáy thuận phát sinh. Kích thước của các xoáy thuận ngoại nhiệt đới rất lớn. Xoáy thuận phát triển mạnh có thể có đường kính 2 – 3 nghìn km. Ta có thể thấy các xoáy thuận trên ảnh mây vệ tinh hình 7.4.

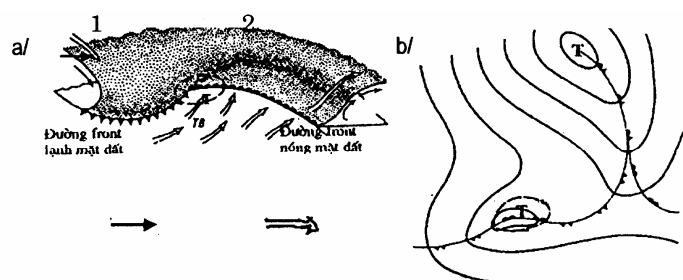
Các bản đồ thời tiết (bản đồ synop) cho thấy những nhiễu động khí quyển ở miền ngoại nhiệt đới phần lớn xuất hiện trên các front cơ bản, nghĩa là trên các front ngăn giữa khối khí ôn đới và khối khí nhiệt đới hay giữa khối khí băng dương và khối khí ôn đới.



Hình 7.4

Hai chuỗi xoáy thuận ngoại nhiệt đới ở khoảng (30°N, 100°E) và (30°N, 100°E) phát triển ở ngoài vĩ độ 30°N. Bão Susan (A) và các cơn bão rất mạnh (typhoon) Rita (B), Phyllis (C) và Tess (D) trong các giai đoạn phát triển khác nhau. Trên ảnh của vệ tinh ESSA 9 chụp miền Tây Bắc Thái Bình Dương ngày 13/7/1972

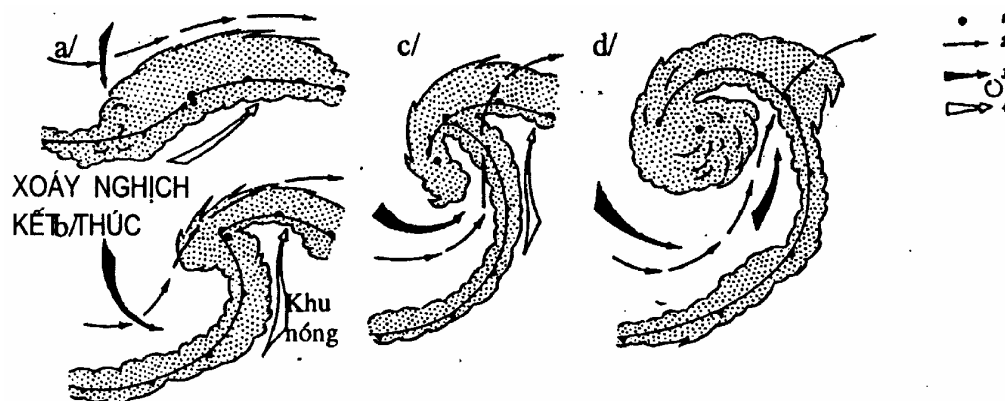
Có thể coi quá trình này như là sự xuất hiện trên mặt front cơ bản những sóng rất lớn có bước sóng khoảng 1000km hay hơn nữa. Trong quá trình xuất hiện của các sóng này sự đột biến của nhiệt độ và gió trên front cũng như tác động lệch hướng do sự quay của Trái Đất lên các dòng không khí đóng vai trò nhất định. Ta có thể thấy biểu hiện của hoạt động xoáy thuận ngoại nhiệt đới thông qua hệ thống mây thành dải sóng trên front (dải mây trắng), khác với các hệ thống mây tích trong cơn bão nhiệt đới (Hình 7.5).



Hình 7.5

Sự biến dạng theo ba chiều của mặt front khi có nhiều động sóng trên front cơ bản (a), và xoáy thuận và nhiều động sóng trên đoạn front lạnh kéo dài sau áp thấp cổ tù (b) với dòng khí lạnh (1) và dòng khí nóng (2)

Những phần tử khí ở hai phía của front tham gia vào chuyển động dao động lan truyền dọc theo front dưới dạng sóng. Trên front cơ bản có chiều dài khoảng vài nghìn kilômét thường xuất hiện nhiều sóng di chuyển theo front thường từ tây sang đông. Dĩ nhiên là khi đó chính mặt front và đường front trên mặt đất cũng chịu sự biến dạng hình sóng. Ở một số vùng – trong các đỉnh sóng front di chuyển về phía vĩ độ thấp. Các dòng khí dọc theo front mất đặc tính vĩ hướng, các lưới không khí lạnh và không khí nóng xuất hiện.



Hình.7.6

Các giai đoạn phát triển của xoáy thuận front ngoại nhiệt đới 1 – Tâm áp thấp 2 – Dòng xiết ; 3 – Không khí lạnh 4 – Không khí nóng

Trên hình 7.6a ta thấy sóng trên front cơ bản trong không gian ba chiều một phần đường front di chuyển về phía không khí nóng là front lạnh (đường răng cưa).

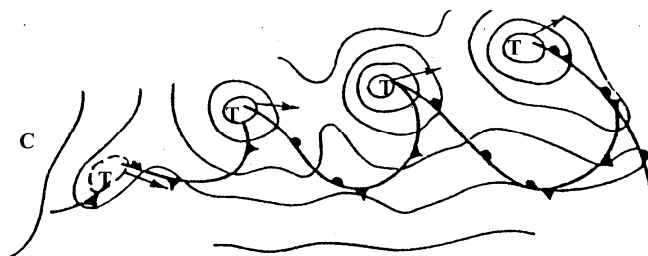
Đoạn front di chuyển về phía không khí lạnh là front nóng (đường nối các nút hình tròn). Mặt front lạnh vồng lên do không khí lạnh di chuyển như một cái nêm về phía không khí nóng. Còn mặt front nóng bị kéo dài về phía trước và bị ép xuống. Đoạn front di chuyển về phía không khí nóng là front lạnh. Nhiều động sóng trên front thường xảy ra trước như dạng sóng trên hình 7.6b. Cùng với nhiều động sóng trên front ở đỉnh sóng khí áp giảm tạo nên một xoáy thuận mới khơi sâu dần. Trong giai đoạn đầu đã hình thành mây dạng sóng như sơ đồ trường mây front xoáy thuận (Hình 7.6a,b).

Nếu điều kiện thuận lợi áp thấp có thể tiếp tục khơi sâu, gió mạnh lên, front lạnh thường di chuyển nhanh hơn front nóng nên khoảng cách giữa đường front lạnh và front nóng thu hẹp lại tạo khu nóng, khu vực nằm giữa front nóng và front lạnh. Đó là giai đoạn xoáy thuận có thể tiếp tục khơi sâu, một phần front lạnh đuôi kịp và nhập với front nóng tạo front cổ tù. Trong giai đoạn xoáy thuận cổ tù (Hình 7.7c), cường độ xoáy thuận đạt cực đại; gió có tốc độ mạnh nhất, khí áp ở tâm xoáy thấp nhất. Tiếp tục phát triển, đoạn front cổ tù kéo dài thêm và có thể uốn vòng ngược chiều kim đồng hồ theo chiều dòng khí trong xoáy thuận. Cùng với sự giảm thể năng do chênh lệch nhiệt độ theo chiều ngang giảm khi không khí nóng bị đẩy lên cao nằm trên không khí lạnh vùng trung tâm, áp thấp dần dần đầy lên, độ xoáy giảm yếu (Hình 7.6d). Tiếp đó khu áp thấp dần biến mất hệ thống mây và mưa giảm yếu, xoáy thuận tan dần.

Trên front cực và front băng dương đồng thời có thể thấy 4 – 5 xoáy thuận tạo thành chuỗi xoáy, thông thường càng về phía đông bắc xoáy thuận nằm trong giai đoạn phát triển sau cùng (giai đoạn cổ tù) như minh họa trên hình 7.7 và ảnh mây vệ tinh trên hình 7.8. Giữa các xoáy thuận của chuỗi, trong các rãnh sóng front thường hình thành các xoáy nghịch trung gian, di chuyển cùng với xoáy thuận và thường là chuyển lệch về phía vĩ độ thấp. Những xoáy nghịch trung gian này thường yếu và ít biểu hiện rõ.

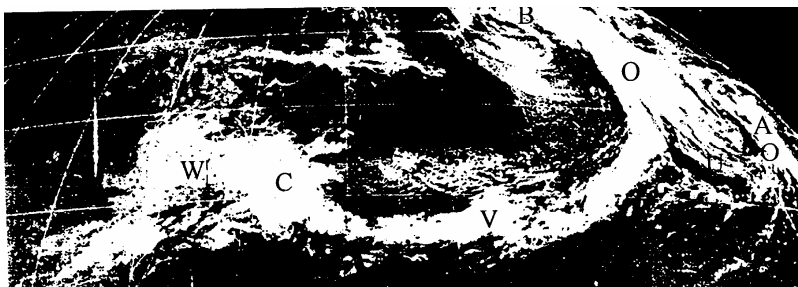
Thậm chí nhiều khi chúng không có các đường đẳng áp khép kín mà thường chỉ là lưới cao áp của các xoáy nghịch cận nhiệt đới rộng lớn, ở vùng rìa của xoáy nghịch kết thúc là front lạnh, phía sau front lạnh không khí lạnh xâm nhập vào miền nhiệt đới như trường hợp cao áp Sibêri mang không khí lạnh khô gây ra gió mùa đông bắc ở miền Bắc Việt Nam. Các

xoáy thuận cùng với các xoáy nghịch trung gian và xoáy nghịch kết thúc thường nằm ở phía tây nam nhất thường tạo nên các chuỗi xoáy và người ta thường gọi nó là các chuỗi xoáy thuận (Hình 7.7, 7.8).



Hình 7.7

Mô hình chuỗi xoáy thuận ngoại nhiệt đới với bốn xoáy thuận ở đỉnh sóng, ba xoáy nghịch trung gian giữa các xoáy thuận và xoáy nghịch kết thúc cuối chuỗi xoáy



Hình 7.8

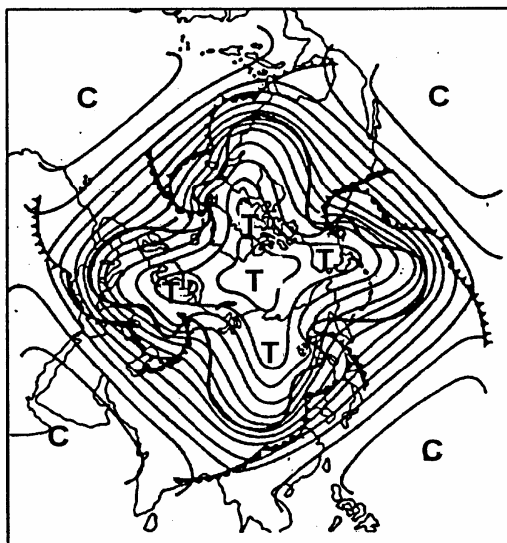
Hệ thống mây trong chuỗi xoáy thuận ngoại nhiệt đới với hai xoáy thuận ở Đông Á trên ảnh nhìn thấy tháng 4 – 1981

Front không đi qua trung tâm mặt đất của xoáy nghịch mà nằm ở vùng rìa phía nam của xoáy nghịch. Hình thể này cùng với hiện tượng giáng xuống “lắng” và tăng nhiệt độ của không khí tạo nên thời tiết điển hình của xoáy nghịch – thời tiết ít mây và khô. Hệ thống mây và mưa chỉ hình thành ở rìa xoáy nghịch dọc theo front lạnh.

Về phía bắc hay tây bắc của chuỗi xoáy thuận, trong không khí cực phát triển xoáy nghịch mạnh và có kích thước lớn hơn gọi là xoáy nghịch kết thúc đạt tới miền cận nhiệt. Đến đây, hoạt động của chuỗi xoáy thuận ngừng lại.

Chuỗi xoáy đóng vai trò quan trọng trong sự vận chuyển khối khí lạnh khô về phía xích đạo và không khí nóng ẩm về phía cực, bảo đảm sự cân bằng nhiệt, ẩm và khối lượng của các khối khí ở các vĩ độ thông qua các quá trình biến tính. Khi xoáy thuận phát triển mạnh trên front, các khối khí cũng như front phân chia chúng di chuyển cách vị trí ban đầu rất xa và không trở lại vị trí ban đầu.

Ở phần đuôi của mỗi xoáy thuận trong chuỗi xoáy, không khí cực lạnh thâm nhập sâu xuống vĩ độ thấp, mặt khác xoáy nghịch kết thúc tạo nên sự thâm nhập rất mạnh của không khí cực vào miền cận nhiệt. Khi đó không khí cực nóng lên do mặt đất, cũng như do chuyển động đi xuống trong xoáy nghịch sẽ biến tính thành không khí nhiệt đới. Khi đó xoáy nghịch kết thúc trở thành xoáy nghịch cận nhiệt tầm cao và nóng.



Hình 7.9

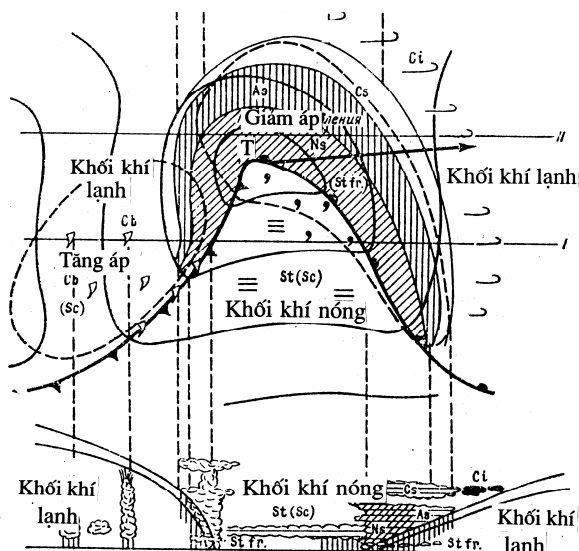
Sơ đồ bốn chuỗi xoáy thuận ngoại nhiệt đới hình thành dưới phần trước rãnh trên cao trong xoáy thuận hành tinh mức giữa tầng đối lưu (500mb, khoảng 5km) (đường liền – đường đẳng cao mức 500mb). Rìa xoáy thuận hành tinh là các áp cao cận nhiệt. Dòng xiết và đới gió tây ôn đới ở rìa xoáy thuận hành tinh. Ở rìa phía bắc áp cao cận nhiệt là dòng xiết cận nhiệt đới, phía nam áp cao cận nhiệt là dòng xiết gió đông nhiệt đới

Đồng thời, không khí nhiệt đới di chuyển về phía vĩ độ cao trong phần đầu xoáy thuận đang phát triển. Thực ra, ở mặt đất, không khí nhiệt đới không thâm nhập sâu vào khu nóng. Trong quá trình chập nhau của front lạnh và front nóng của xoáy thuận, không khí nhiệt đới bị đẩy khỏi mặt đất lên các tầng cao của tầng đối lưu, như đã nói ở trên. Song ngay ở trên cao, nó vẫn tiếp tục di chuyển về phía vĩ độ cao và thâm nhập đặc biệt sâu vào xoáy thuận trung tâm. Khi đó không khí nhiệt đới lạnh đi và cuối cùng biến tính thành khối khí cực. Thường các chuỗi xoáy này hình thành và phát triển ở phía đông rãnh trên cao trong hệ thống sóng dài như sơ đồ minh họa trên hình 7.9.

7.3.2 Cấu tạo và hệ thống thời tiết của xoáy thuận front

Xoáy thuận ngoại nhiệt đới là khu vực áp thấp, áp thấp nhất ở tâm, ra phía ngoài rìa khí áp tăng, dòng khí thổi ngược chiều kim đồng hồ và hội tụ vào tâm áp thấp.

Xoáy thuận ngoại nhiệt đới hình thành bởi hai khối khí: khối khí lạnh thường ở phía bắc và khối khí nóng ở phía nam hệ thống front như minh họa trên hình 7.10. Trên front lạnh nằm dọc theo rãnh phía nam đường xoáy (tính theo hướng di chuyển từ tây sang đông của xoáy thuận và di chuyển về phía không khí nóng). Front nóng nằm dọc theo rãnh phía đầu xoáy và di chuyển về phía không khí lạnh. Do không khí lạnh sau front lạnh có dạng như cái nêm, nên khi di chuyển về phía trước sẽ đẩy không khí nóng lên cao tạo thành hệ thống mây dọc theo front lạnh với chiều ngang của hệ thống mây khoảng 100 – 200 km. Dạng mây được minh họa trên hình 5.17. Dọc theo front nóng không khí nóng bốc lên cao phía trên không khí lạnh tạo hệ thống mây hình rẽ quạt phía trước front nóng với hệ thống mây như minh họa trên hình 5.18. Mặt cắt thẳng đứng qua front lạnh và front nóng được minh họa ở phần dưới hình 7.10. Do front lạnh thường di chuyển nhanh hơn nên có thể đuổi kịp và chùng với front nóng tạo thành front phức hợp, thường gọi là front cổ tù với hệ thống mây phức hợp của hai hệ thống mây.



Hình 7.10

Mô hình xoáy thuận (J.Bjerknes, Solberger, 1921). Phần trên: xoáy thuận với front lạnh và front nóng trên mặt ngang. Phần dưới: mặt cắt thẳng đứng theo đường IJ với hệ thống mây front. Mũi tên từ tâm xoáy chỉ hướng di chuyển của xoáy thuận

Các hệ thống mây này cho mưa dầm. Khi không khí nóng đủ ẩm có thể hình thành dải mây vũ tích phía trước front nóng và front lạnh cho mưa rào và dông. Hệ thống mây front lạnh ở miền Bắc Việt Nam có một số đặc trưng riêng. Do front lạnh ở đây nằm dọc theo một rãnh khuất (rãnh có một cánh rãnh thấp hơn trục rãnh) ngoài rìa cao áp lạnh Đông Á (áp cao Sibêri), nên hệ thống mây thường là mây tầng (St) có thể cho mưa nhỏ. Chỉ vào đầu và cuối mùa đông không khí trước front đủ nóng, ẩm và front di chuyển khá nhanh gây tốc độ dòng thẳng lớn nên có thể tạo các dải mây tích trước front cho mưa rào và dông.

Tuy nhiên, cũng có thể các xoáy thuận và xoáy nghịch tầm cao ít chuyển động, lan suốt chiều dày của tầng đối lưu, các đường đẳng áp và các dòng không khí trên cao không theo hướng vĩ tuyến sẽ di chuyển với thành phần hướng về phía nam hay phía bắc lớn. Rất ít khi dòng dẫn đường có hướng đông; khi đó xoáy thuận chuyển động từ đông sang tây một cách bất thường.

Tốc độ di chuyển của xoáy thuận nhỏ hơn tốc độ dòng dẫn đường khoảng 25 – 35%. Tính trung bình, tốc độ này khoảng 30 – 40km/h. Có trường hợp đại lượng này đạt tới 80km/h hay hơn nữa. Trong thời kỳ cuối cùng, khi xoáy thuận đầy lên, tốc độ di chuyển giảm, đôi khi giảm rất đột ngột.

Mặc dù tốc độ của xoáy thuận không lớn lắm, nhưng qua một vài ngày xoáy thuận có thể di chuyển trên một khoảng cách đáng kể khoảng vài nghìn km và biến đổi thời tiết trên đường đi của xoáy thuận.

Khi xoáy thuận đi qua, gió mạnh lên và hướng thay đổi. Nếu rìa phía nam của xoáy thuận đi qua vùng nào đó, gió thay đổi hướng từ hướng nam sang tây nam và tây bắc.

Nếu rìa phía bắc đi qua địa phương thì gió thay đổi từ hướng đông nam sang hướng đông đông bắc và bắc. Tóm lại, ở phần đầu (phía đông) của xoáy thuận gió có thành phần hướng nam, ở phần đuôi (phía tây) gió có thành phần hướng bắc. Sự dao động của nhiệt độ khi xoáy thuận đi qua cũng liên quan với hiện tượng này. Sau cùng những khu vực xoáy thuận đặc

trung bởi sự tăng của lượng mây và giáng thủy. Phần đầu xoáy thuận có giáng thủy đậm và rơi từ các đám mây do chuyển động trượt lên cao trên front khép kín.

Ở phần đuôi xoáy thuận có giáng thủy rào rơi từ các đám mây vũ tích đặc trưng cho front lạnh nhưng chủ yếu là đặc trưng cho khối khí lạnh thâm nhập vào phần đuôi xoáy thuận về phía vĩ độ thấp. Ở phần phía nam của xoáy thuận đôi khi có giáng thủy phùn trong khối khí nóng. Một chuỗi xoáy thuận bao gồm các xoáy thuận và xen kẽ là xoáy nghịch. Cuối mỗi chuỗi xoáy là xoáy nghịch kết thúc và cùng với nó là sự xâm nhập lạnh về phía vĩ độ thấp.

Thường xoáy thuận ngoại nhiệt đới di chuyển từ tây sang đông nên có thể dự đoán sự dẫn tới của xoáy thuận theo sự giảm của khí áp trước front nóng do có sự thay thế không khí lạnh trước front nóng bằng không khí nóng trong khu nóng và theo những đám mây đầu tiên xuất hiện ở chân trời phía tây. Đó là những đám mây ti nguồn gốc front chuyển động thành những dải song song. Do viễn cảnh, những dải mây này dường như toả ra từ đường chân trời. Sau các đám mây ti là mây ti tầng, tiếp theo là mây cao tầng dày, cuối cùng là mây vũ tầng với những mảnh mây vũ tích kèm theo. Tiếp theo, ở phần đuôi xoáy thuận, khí áp tăng, còn mây có đặc tính biến đổi nhanh: mây tích và mây vũ tích xen kẽ với những khu vực quang mây.

7.3.3 Xoáy nghịch front

Giữa các xoáy thuận trong chuỗi xoáy thường xuyên xuất hiện và phát triển xoáy nghịch di động. Kích thước và tốc độ di chuyển của xoáy nghịch cũng gần như của xoáy thuận, song trong giai đoạn phát triển sau cùng xoáy nghịch thường ít chuyển động và tồn tại trong trạng thái này lâu hơn là xoáy thuận. Hướng di chuyển của xoáy nghịch chủ yếu cũng được xác định bởi hướng của dòng dẫn đường từ tây sang đông ở miền ngoại nhiệt đới. Song khác với xoáy thuận, khi xoáy nghịch di chuyển, thành phần hướng về phía vĩ độ thấp, chính vì vậy xoáy nghịch thường di chuyển theo hướng đông nam. Do đó xảy ra hiện tượng tập trung các xoáy nghịch ở các vĩ độ cận nhiệt và nhiệt đới. Điều đó thể hiện rõ các dải cao áp cận nhiệt qua bản đồ phân bố khí áp trung bình nhiều năm. Mùa đông, sự phát triển tập trung và mạnh lên của xoáy nghịch chiếm ưu thế trên các lục địa lạnh ở miền ôn đới. Hiện tượng này thường xảy ra ở Đông Á, nơi cao áp Sibêri có quy mô lớn nhất trên Trái Đất là kết quả của quá trình này phối hợp với tác động nhiệt lực của bề mặt băng tuyết lạnh giá ở khu vực Đông Bắc Á.

Front chỉ hình thành ở rìa xoáy nghịch, và có đặc tính front lạnh. Khi xoáy nghịch phát triển, các lớp không khí rất dày giáng xuống dẫn tới sự nóng lên động học và sự hình thành các lớp nghịch nhiệt. Không khí càng khô và càng xa trạng thái bão hoà dẫn tới hình thành thời tiết ít mây và khô trong phần trung tâm xoáy nghịch. Chỉ ở những lớp dưới cùng vào thời gian lạnh trong ngày và trong năm có thể phát sinh sương mù và mây tầng thấp liên quan với quá trình không khí lạnh đi do mặt đất phát xạ. Các đám mây tầng cũng có thể hình thành trong những tầng cao hơn phía dưới tầng nghịch nhiệt. Hệ thống mây tầng phủ kín bầu trời có thể liên quan với front lạnh cho mưa vừa, mưa nhỏ. Trong trường hợp front lạnh di chuyển nhanh, độ nghiêng của front lớn và không khí nóng trước front lạnh nóng và ẩm, trước front lạnh có thể hình thành dải mây vũ tích cho mưa rào và dông như trường hợp front lạnh ở Bắc Việt Nam vào đầu và cuối mùa đông.

Ở vùng trung tâm xoáy nghịch, gradien khí áp và tốc độ gió nhỏ, nhiều khi ở gần mặt đất tốc độ gió bằng không. Song ở ngoài rìa xoáy nghịch gió tương đối mạnh.

7.4 TÍN PHONG

Ở miền nhiệt đới, những đặc điểm khác biệt trong chế độ bức xạ và chế độ nhiệt dẫn đến sự khác biệt đáng kể trong đặc điểm hoàn lưu so với miền ngoại nhiệt đới. Trên hầu khắp miền nhiệt đới tia bức xạ mặt trời hầu như quanh năm chiếu thẳng góc với mặt đất tạo nên ở đây nền nhiệt cao và khá đồng đều. Chính vì vậy, miền nhiệt đới là nguồn nhiệt, từ đây nhiệt vận chuyển về phía hai cực. Mặt khác, sự đồng đều của nền nhiệt cũng dẫn tới sự đồng đều của trường áp. Gradient khí áp ở miền nhiệt đới chỉ 1 – 2mb/100km, bằng nửa gradient khí áp ngang miền ngoại nhiệt đới (3 – 5mb/100km), trừ trường hợp bão khi đó gradient khí áp ngang có thể đạt tới giá trị rất lớn 20mb/100km với tốc độ gió trong bão có thể trên 100m/s. Tiến gần tới xích đạo lực Coriolis nhỏ dần, sự thích ứng giữa trường áp và trường nhiệt giảm đến mức không thể dùng hệ thức địa chuyển để tính tốc độ gió từ gradient khí áp.

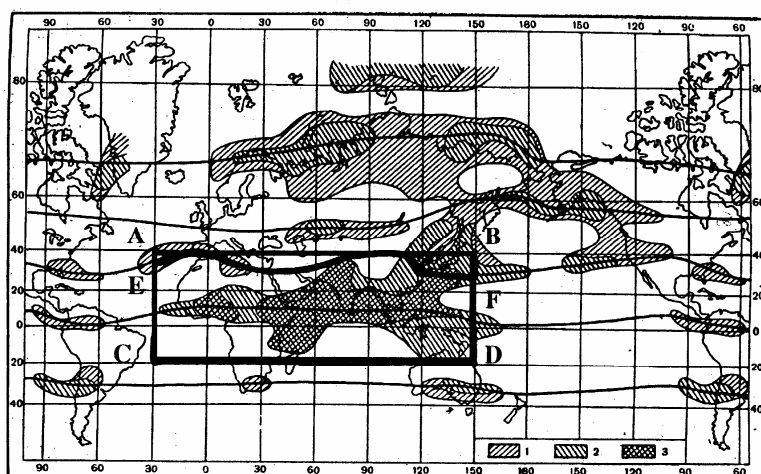
Với những đặc điểm trên, các hình thái thời tiết miền nhiệt đới có cấu trúc, nguyên nhân hình thành cũng như đặc điểm di chuyển, phát triển có phần khác biệt so với hệ thống thời tiết miền ngoại nhiệt đới. Ở miền nhiệt đới, các hệ thống thời tiết điển hình là tín phong, gió mùa, dải hội tụ nhiệt đới và nhất là bão, hệ thống thời tiết gây ảnh hưởng lớn nhất đối với thời tiết miền nhiệt đới.

Ở miền nhiệt đới hệ thống gió có quy mô lớn nhất là tín phong. Tín phong là dòng khí ổn định thổi từ phần hướng về phía xích đạo của cao áp cận nhiệt. Từ trục cao áp cận nhiệt mỗi bán cầu đến trục dải áp thấp xích đạo là hai đới tín phong rộng lớn hướng đông bắc ở Bắc Bán Cầu và đông nam ở Nam Bán Cầu. Đó là nhánh dưới thấp của vòng hoàn lưu Hadley (Hình 7.1). Đây là hệ thống gió mặt đất ổn định nhất trên Trái Đất với tần suất thịnh hành là 80 – 90% và tốc độ gió trung bình mùa đông tới 4,3 m/s và 2,4m/s vào mùa hè. Tốc độ gió trung bình không tính đến hướng đạt tới 6 – 8m/s. Do ở phía đông áp cao cận nhiệt (ở phía đông đại dương) nghịch nhiệt tín phong hạ thấp do bình lưu lạnh miền vĩ độ cao, mây tích bị ngăn chặn ít phát triển theo chiều cao. Từ phía cực tây của cao áp cận nhiệt dòng khí nóng thổi từ phía xích đạo về phía vĩ độ cao nên tầng nghịch nhiệt nâng cao, mây tích phát triển theo chiều cao, nếu có thể xuyên thủng tầng nghịch nhiệt này có thể phát triển mạnh thành mây vũ tích cho mưa rào và dông.

7.5 GIÓ MÙA

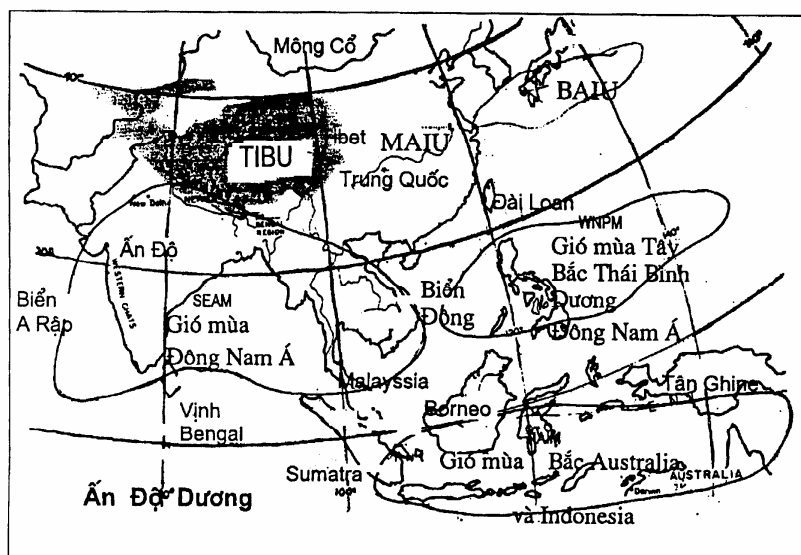
Theo Khrômov: “Gió mùa là chế độ dòng khí của hoàn lưu chung khí quyển trên một phạm vi đáng kể của bề mặt Trái Đất, trong đó ở mọi nơi gió thịnh hành chuyển ngược hướng hay gần như ngược hướng từ mùa đông sang mùa hè và từ mùa hè sang mùa đông”. Khrômov cũng đưa ra khái niệm góc gió mùa là góc giữa hướng gió thịnh hành giữa mùa đông và mùa hè là $120^\circ - 180^\circ$. Dựa vào tiêu chuẩn về tần suất gió thịnh hành chia thành: khu vực có xu thế gió mùa với tần suất hướng gió thịnh hành $< 40\%$, khu vực gió mùa với tần suất gió thịnh hành từ $40 - 60\%$ và khu vực gió mùa điển hình khi tần suất gió thịnh hành $> 60\%$.

Trên hình 7.11 là phân vùng các khu vực gió mùa trên thế giới của Khromov (1957) và khu vực gió mùa theo tiêu chuẩn về tần suất chuyển đổi xoáy ở mặt đất của Klein và tiêu chuẩn tốc độ gió trung bình của Ramage (1971).



Hình 7.11

Phân vùng gió mùa của S.P.Khromov (1957). Đường đậm nét (EF) là ranh giới phía bắc của khu vực có tần suất chuyển đổi nhỏ giữa xoáy thuận và xoáy nghịch vào mùa hè và mùa đông ở Bắc Bán Cầu (Klein, 1957). Phần giới hạn trong hình chữ nhật (ABCD) là khu vực gió mùa Đông Á (bao gồm: Việt Nam, Lào, Campuchia, Thái Lan, Brunei, tây Malaysia và Singapo) theo số liệu mới (Ramage, 1971) 1 – Khu vực có xu thế gió mùa; 2 – Khu vực gió mùa; 3 – Khu vực gió mùa điển hình



Hình 7.12

Các vùng gió mùa trong khu vực gió mùa Châu Á (SEAM, WNPM, NAIM) và hai vùng mưa ngoại nhiệt đới Maiu ở Trung Quốc và Baiu ở Nhật Bản. Và TIBU trên cao nguyên Tây Tạng. Vùng có độ cao hơn 3000m được tô sẫm. (Matsumoto, 1985)

Việt Nam nằm trong khu vực gió mùa Đông Nam Á điển hình nhất trên Trái Đất. Gần đây, theo số liệu sóng dài cực đại mất đi vào không gian vũ trụ theo tài liệu vệ tinh (OLRmax) Matsumoto đã phân biệt các khu vực gió mùa (Hình 7.12). Khu vực gió mùa Đông Nam Á (SEAM – Southeast Asia Monsoon) trải dài từ phần đông biển Ả Rập qua Ấn Độ, vịnh Bengal tới Đông Dương, khu vực gió mùa Bắc Australia và Indonesia (NAIM – North Australia – Indonesia Monsoon) kéo dài theo vĩ hướng từ Indonesia đến Biển San Hô trong dải giới hạn 5 – 20°S. Ranh giới giữa SEAM và NAIM ở gần xích đạo, khoảng giữa đảo Sumatra và Borneo. Khu vực gió mùa Tây Bắc Thái Bình Dương (Western of North Pacific Monsoon – WNPM) nằm giữa 120 – 150°E và 10 – 20°N phân biệt với SEAM bằng ranh giới là Biển Đông.

7.5.1 Gió mùa đông

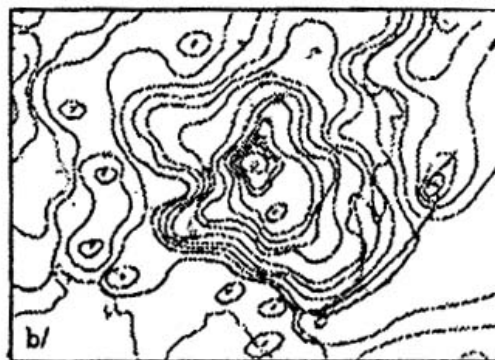
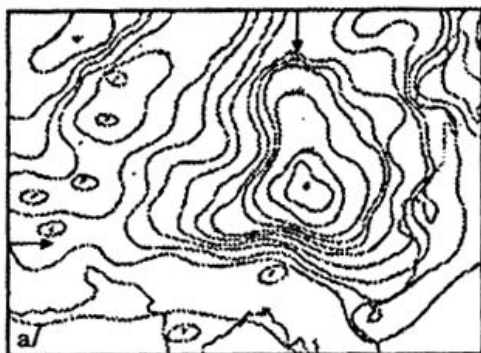
Vào mùa đông ở Việt Nam thịnh hành gió đông bắc thổi từng đợt đưa không khí cực đới biến tính lạnh khô vào đầu và giữa mùa đông và không khí lạnh với độ ẩm tương đối lớn hơn vào giữa mùa đông thường xâm nhập từ phía đông nam Trung Quốc vào Việt Nam. Những đợt không khí lạnh này còn gọi là sóng lạnh hay hàn triều gây ra rét đậm, rét hại, ngoài khơi vịnh Bắc Bộ gió mạnh lên cấp 6, cấp 7, biển động mạnh gây ảnh hưởng lớn đến sản xuất nông nghiệp và hoạt động trên biển.

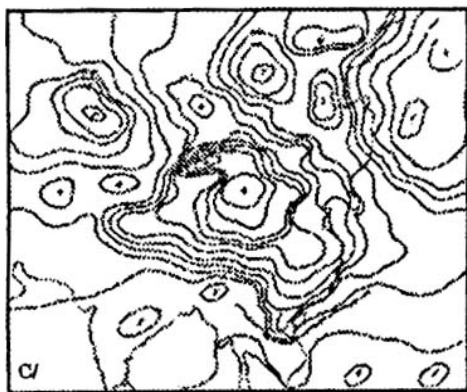
Trong nghiệp vụ dự báo thời tiết người ta gọi những đợt xâm nhập lạnh kèm theo front lạnh là gió mùa đông bắc; đợt xâm nhập lạnh nhưng không kèm theo biến đổi hướng gió, vẫn gây giảm nhiệt độ đáng kể gọi là đường đứt; còn đợt xâm nhập lạnh xuống sau đợt xâm nhập lạnh trước, chỉ gây giảm nhiệt độ không lớn, gió đông bắc vẫn mạnh lên, được gọi là đợt không khí lạnh tăng cường. Xâm nhập lạnh vào Việt Nam mạnh nhất khi có sự phối hợp cùng pha của hình thế ở mặt đất và trên cao.

7.5.1.1. Hình thế xâm nhập lạnh ở Đông Á

Trên bản đồ phân bố khí áp mặt đất tháng 1 (Hình 7.13) tồn tại một cao áp lạnh có quy mô lớn nhất trên Trái Đất với tâm ở khu vực Baical – Mông Cổ và được gọi là áp cao Sibêri còn gọi là áp cao lục địa hay áp cao lạnh. Vùng trung tâm cao áp được giới hạn bởi đường đẳng áp có giá trị 1035mb.

Có thể thấy ba sóng áp cao mở rộng về ba phía từ trung tâm áp cao đó là sóng mở rộng sang phía tây, tới tận biển Caspien và Hắc Hải, sóng thứ hai mở rộng về phía cực bắc của Đông Á tới sát Bắc Băng Dương, sóng thứ ba mở rộng về phía đông nam, tiến sâu vào miền nhiệt đới tới Đông Nam Á là đường xâm nhập lạnh vào đông nam Trung Quốc và Việt Nam. Hai sóng ở phía tây và phía bắc là hệ quả của những đợt xâm nhập lạnh trong quá trình các cao áp lạnh vốn là các áp cao trung gian và áp cao kết thúc của chuỗi xoáy thuận trên front Băng Dương và front cực phát triển ở phía tây. Các áp cao này di động và gia nhập vào áp cao Sibêri làm tăng khối lượng không khí lạnh trong khu vực áp cao Sibêri và khí áp vùng trung tâm tăng lên rõ rệt. Trong quá trình di chuyển về phía nam không khí lạnh bị cao nguyên Tibet chặn ở phía nam còn áp thấp Alêut khi đó mở rộng về phía tây nam chặn áp cao Sibêri phát triển về phía đông nên không khí lạnh chỉ có thể xâm nhập xuống phía đông nam. Sự xâm nhập lạnh này thể hiện ở sóng áp cao lạnh mở rộng về phía này trên hình 7.15.



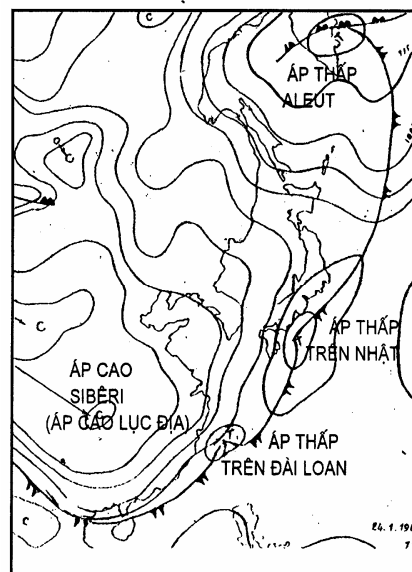
**Hình 7.13**

Do sự xâm nhập của không khí lạnh từ phía tây và phía bắc áp cao Sibêri cùng với các áp cao tách ra từ front cực và front Băng Dương ngày 24/12/2002 (theo hướng mũi tên) áp cao Sibêri tăng cường đồng thời áp thấp Aleút mở rộng về phía tây nam (hình 7.13a). Ngày 25/12/2002 do sự di động của áp cao và sự mở rộng của sóng áp cao về phía đông nam không khí lạnh xâm nhập vào miền đông nam Trung Quốc và vào miền Bắc Việt Nam (hình 7.13b). Đến ngày 26/12/2002 xâm nhập lạnh đạt cường độ mạnh nhất. Ngày hôm sau do phát xạ trong điều kiện trời quang nhiệt độ hạ rất thấp, tuyết rơi ở Lạng Sơn

Không khí lạnh sau khi xâm nhập tới miền đông nam Trung Quốc vượt qua chương ngại địa hình là các dãy núi ở các khu vực này, trong đó đáng kể nhất là dãy núi Nam Lĩnh có độ cao trung bình 2000m, dừng lại ở đây 1 – 2 ngày với ranh giới phía nam là front tĩnh Hoa Nam sau khi nhận bổ sung không khí lạnh ở phương bắc tới và vượt qua dãy Nam Lĩnh xâm nhập xuống phía nam và sau thời gian tới biên giới Việt Nam và các tỉnh phía Bắc. Tiếp đó không khí lạnh di chuyển tới vùng đồng bằng Bắc Bộ và các tỉnh Bắc Trung Bộ. Đồng thời lên phía Việt Bắc tới Bắc Quang (Tuyên Quang) gây mưa mùa đông ở khu vực này.

Trên hình 7.14 minh họa sự biến đổi của áp cao Sibêri khi có sự bổ sung của không khí lạnh theo hành lang xâm nhập lạnh từ phía tây và phía bắc. Sau khi các áp cao miền ngoại nhiệt đới gia nhập vào áp cao Sibêri áp cao này co lại và trung tâm áp tăng và mở rộng sóng áp cao về phía đông nam.

Sau khi vượt biên giới phía bắc Việt Nam ta có thể thấy một chuỗi xoáy thuận, front nằm dọc theo dải áp thấp giữa áp cao Sibêri và áp cao cận nhiệt (có khi là một chuỗi áp thấp rồi một đường đẳng áp khép kín gọi là dải áp thấp bị nén, rãnh ngang hay “rãnh gió mùa mùa đông”) để phân biệt với rãnh gió mùa mùa hè là phần kéo dài của áp thấp Nam Á về phía bờ biển Đông Á và Biển Đông Việt Nam. Trên chuỗi xoáy thuận này áp cao Sibêri đóng vai trò áp cao kết thúc của chuỗi xoáy, về phía đông bắc là xoáy thuận front trên Đài Loan, Nhật Bản và cuối cùng là xoáy thuận Aleut nằm trong giai đoạn cổ tù (Hình 7.14). Front lạnh ở rìa áp cao Sibêri nằm trong rãnh khuất ở rìa áp cao này, đứng trong khu vực sinh front ở phía nam xoáy nghịch. Hệ quả là các đường front lạnh nằm song song với đường đẳng áp khi ở giữa biên giới phía bắc Bắc Bộ. Càng di chuyển xuống phía nam front lạnh biến dạng dọc bờ biển do không khí lạnh di chuyển nhanh còn phần phía tây không khí lạnh bị dãy Hoàng Liên Sơn ngăn chặn front lạnh dường như neo lại ở đây, phần phía đông chuyển động chậm lại khi

**Hình 7.14**

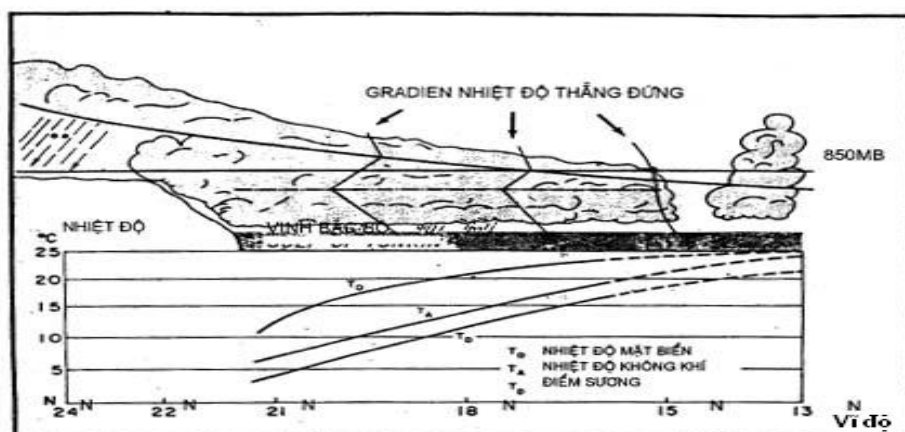
Áp cao Sibêri (áp cao lục địa) trong chuỗi xoáy thuận với áp thấp trên Đài Loan và Nhật Bản và áp thấp Aleút phát triển rộng sang phía tây nam tạo với áp cao Sibêri một dải gradien khí áp lớn nằm theo hướng tây bắc- đông nam, tạo điều kiện thuận lợi cho không khí cực đới biến tính dưới thấp thâm nhập sâu xuống phía nam tới Bắc Việt Nam và Đông Dương

gặp các dãy núi trên đảo Hải Nam. Chính vì vậy, đường front lạnh mặt đất vòng xuống dọc theo bờ biển. Phía nam vĩ độ 15 – 16°N do không khí lạnh biển tính nóng và ẩm rất nhanh đường front lạnh mờ đi và tan hẳn.

Trên cao điều kiện thuận lợi cho xâm nhập lạnh là hình thành hoàn lưu kinh hướng, rãnh châu Âu, sông Ural và rãnh Đông Á như trên mô hình 7.9 với biên độ rất lớn là một phần của sóng dài lan truyền từ tây sang đông. Kết quả là không khí lạnh trên cao cũng tràn từ bắc xuống nam. Rãnh Đông Á nằm dọc theo bờ biển Đông Á càng sâu xâm nhập lạnh xuống phía nam càng mạnh. Hơn nữa rãnh sâu sẽ làm áp thấp Alêut phát triển mạnh về phía tây nam ngăn chặn áp cao Sibêri phát triển về phía đông, đẩy không khí lạnh xuống phía nam càng mạnh.

7.5.1.2. Xâm nhập lạnh và hệ thống thời tiết

Do sự di chuyển của front lạnh ở rìa của cao áp Sibêri và khối khí cực đới biển tính ở phía sau front lạnh thường gây nên sự giảm đột ngột của nhiệt độ và sự biến đổi thời tiết của miền Bắc Việt Nam và Bắc Trung Bộ vào mùa đông thể hiện ở sự thay thế của không khí nhiệt đới nóng ẩm ở phía trước front lạnh bằng khối khí cực đới biển tính lạnh khô ở phía sau front lạnh, gió chuyển hướng đông bắc mạnh lên, độ ẩm giảm rõ rệt.



Hình 7.15

Sơ đồ mặt cắt thẳng đứng theo chiều bắc nam qua front lạnh trên Biển Đông trong thời kỳ gió mùa đông bắc. Phần trên hình mô tả màn mây tầng ở phía bắc 16°N và mây tích ở gần 13°N, điều kiện thời tiết, gradien nhiệt độ theo chiều thẳng đứng. Phần dưới hình biểu diễn giá trị trung bình của nhiệt độ mặt biển, nhiệt độ không khí và điểm sương. Đường chấm gạch là giới hạn dưới tầng nghịch nhiệt front. (Atkinson, 1971)

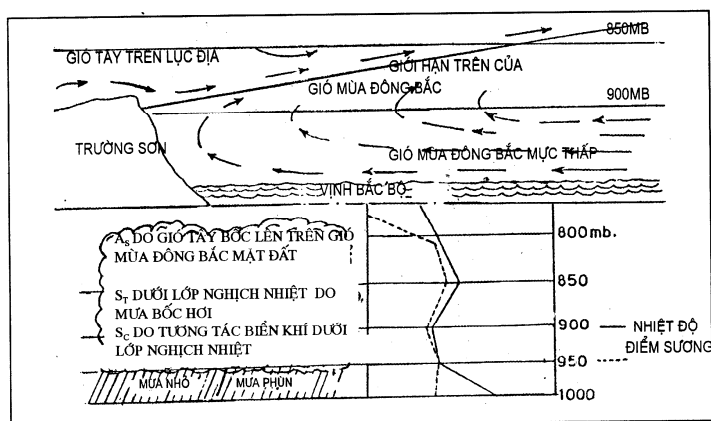
Các đợt xâm nhập lạnh thường gây nên sự giảm nhiệt độ lớn. Chính trong những đợt xâm nhập lạnh này ở một số tỉnh miền núi phía bắc nhiệt độ có thể giảm dưới 0°C cho tuyết ở Sapa và Lạng Sơn. Các đợt gió mùa đông bắc, đường đứt hay không khí lạnh tăng cường có thể gây nên những đợt rét đậm rét hại ảnh hưởng lớn đến hoạt động nông nghiệp và đời sống.

Không khí lạnh sau front lạnh khi di chuyển về phía Việt Nam đẩy không khí nóng ẩm phía nam front lạnh lên cao trên phạm vi rộng lớn với chiều rộng 400 – 500km dọc theo front lạnh. Do không khí lạnh bị chặn lại ở phía đông của cao nguyên Tibet và cao nguyên Vân Quý ở phía bắc cũng như dãy Hoàng Liên Sơn ở Bắc Bộ nên màn mây tầng St di chuyển xuống phía nam cùng front lạnh bị giới hạn về phía tây trên ảnh mây vệ tinh (Hình 7.15). Trên hình 7.15 là sơ đồ mặt cắt thẳng đứng qua hệ thống mây tầng (St) của front lạnh với độ rộng từ 24°N nơi không khí lạnh xâm nhập vào Bắc Việt Nam, hệ thống mây vũ tích ở khoảng 13°N, ở Nam Trung Bộ và Nam Bộ các đường tầng kết nhiệt cho thấy nghịch nhiệt trong

front lạnh giảm yếu và tan đi khi tới 15°N . Các đường phân bố nhiệt độ cho thấy mức độ biến tính của không khí lạnh khi di chuyển về phía nam, ta thấy đường phân bố nhiệt độ mặt biển T_0 , nhiệt độ không khí và T_d đều tăng. Tới khoảng 15°N rất khó xác định đường front do không khí cực đới biến tính rất mạnh sau khi đi một quãng đường dài trên Biển Đông Trung Quốc và Biển Đông Việt Nam.

Mây tầng St phía dưới lớp nghịch nhiệt front, dưới mực 850mb, hình thành do không khí lạnh biến tính tăng ẩm và nhiệt độ trong quá trình trao đổi rồi giữa mặt biển với không khí trên nó có thể cho mưa nhỏ, mưa phùn.

Khi di chuyển đến Bắc Trung Bộ dưới tác động của dãy Trường Sơn một phần khối khí cực đới biến tính, phần dưới di chuyển về phía đông nam dưới dạng gió hướng tây bắc, một phần bị đẩy lên cao và cuộn theo gió tây trên cao. Trong khi đó ở mặt đất dòng khí thổi dọc sườn đông Trường Sơn về phía đông nam (Hình 7.16). Chính vì vậy, ở những tỉnh từ Đồng Hới (Quảng Bình) tới Huế gió thịnh hành mặt đất không phải đông bắc mà là tây bắc. Đặc điểm của hệ thống thời tiết khi đó tùy thuộc vào độ dày của lớp không khí lạnh dưới thấp: nếu lớp khí lạnh trong gió mùa đông bắc đủ dày thì trên sườn đông Trường Sơn đón gió dòng khí thẳng cường bức do địa hình tạo hệ thống mây kéo dài từ đỉnh núi ra tới Biển Đông, cho mưa (Hình 7.16). Trên sườn tây Trường Sơn khuất gió trời quang do dòng giáng, chỉ có thể có các vệt mây Ac đó là mây dạng luồng do chuyển động sóng dưới ảnh hưởng của địa hình. Trường hợp này thường xảy ra từ tháng 10 đến tháng 2 năm sau.



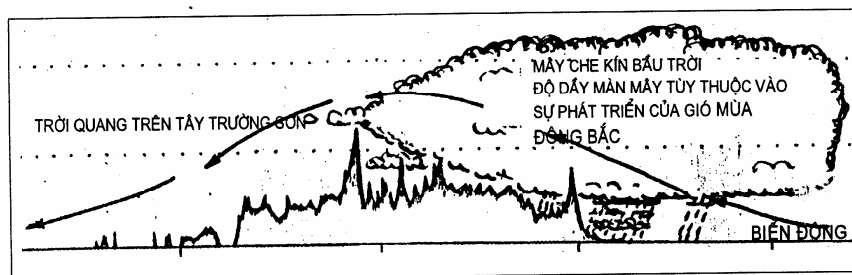
Hình 7.16

Sơ đồ mặt cắt đông - tây trên Biển Đông trong thời kỳ gió mùa đông bắc. Gió đông bắc bốc lên cao trên sườn đông Trường Sơn tạo mây St và Sc dưới mực 800mb và gió tây bốc lên cao phía trên gió đông bắc mặt đất tạo màn mây As

Vào các tháng cuối mùa đông khi lớp khí lạnh mỏng, sự di chuyển không khí lạnh xuống phía nam dòng thẳng không mạnh, ở phía đông Trường Sơn chỉ hình thành màn mây St mỏng, ranh giới không rõ, cách xa đỉnh núi và duyên hải, tan vào buổi trưa màn mây thường duy trì ở phía bắc Hải Vân. Buổi chiều mây tích và vũ tích phát triển mạnh do quá trình đốt nóng mạnh và không đồng đều trên mặt đất.

Vào tháng 9 - 10 và tháng 4 - 5 front lạnh đẩy khối khí nhiệt đới phía nam front còn đang rất nóng ẩm lên cao tạo điều kiện khởi đầu phát triển đường tổ bao gồm dải mây tích trước front lạnh cho mưa rào và dông. Cuối mùa, xâm nhập lạnh đi qua Biển Đông Trung Quốc, biến tính tăng nhiệt độ và độ ẩm khi tới miền Bắc Việt Nam thường cho mưa phùn, thường

hình thành ở phần tây bắc vịnh Bắc Bộ. Vào thời gian này đường tổ và đông có thể xuất hiện trước front lạnh tương tự như đầu mùa đông (Hình 7.17).



Hình 7.17

Sơ đồ mặt cắt theo vĩ tuyến 16°N qua Trường Sơn và Biển Đông trong gió mùa đông bắc dày

7.5.1.3. Sự gián đoạn của gió mùa mùa đông

Sự ngừng (hay sự gián đoạn) của gió mùa đông bắc do cao áp Sibêri yếu đi và phân tán thành nhiều trung tâm áp cao, khi đó không còn sự xâm nhập không khí lạnh về phía nam. Trừ trường hợp chuyển động sóng ngắn trong đới gió tây làm không khí lạnh xâm nhập bổ sung vào miền bắc Việt Nam. Khi gió mùa ngừng thì ở miền Bắc có thể xuất hiện tín phong đông nam nóng ẩm. Nhưng ở nam Việt Nam có thể có gió mùa đông bắc, đồng thời cũng có thể có tín phong đông bắc. Cần lưu ý là hai dòng khí này xuất phát từ hai miền khác nhau. Gió mùa đông bắc từ cao áp Sibêri với cao áp cực. Tín phong xuất phát từ cao áp cận nhiệt Tây Thái Bình Dương nóng ẩm, về bản chất khác với khối khí cực đới biển tính lạnh và khô từ Sibêri là cao áp lạnh chỉ bao quát một lớp khoảng 1 – 2km sát mặt đất. Tín phong khi gặp gió mùa đông bắc thì bao giờ cũng nằm phía trên gió mùa đông bắc (NierWolt, 1971). Tín phong đông nam đem không khí nhiệt đới biển nóng và ẩm vào vịnh Bắc Bộ và miền Bắc Việt Nam. Thời tiết ở khu vực này dường như trở về mùa hè, nhiệt độ tăng cao, trời quang mây, đôi khi có thể có mây tích thời tiết tốt.

Trong thời kỳ ngừng gió mùa trên Biển Đông và các vùng phụ cận trong miền khí hậu phía bắc thường tạo điều kiện cho sương mù phát triển. Khi áp cao lục địa đã suy yếu thì rìa tây nam áp cao có gradien khí áp rất nhỏ. Ở đây thường hình thành trường khí áp mờ hay trường yên khí áp bất đối xứng, gió yếu. Trong tháng 3 và tháng 4 sương mù có tần suất lớn nhất với hình thể trên vịnh Bắc Bộ và vùng ven biển là một trường yên khí áp mờ ở ngoài rìa tây nam cao áp đã biến tính và lệch đông. Trên vịnh Bắc Bộ xuất hiện các đường đẳng áp theo hướng kinh tuyến tạo dòng khí đưa không khí nóng ẩm (nhiệt độ 19 – 20°C) từ phía đông nam tới vùng ven biển Quảng Ninh và Bắc Bộ đang lạnh (nhiệt độ 16 – 17°C) tạo điều kiện hình thành sương mù bình lưu xáo trộn. Khi gió mùa đông bắc ngừng và không khí lạnh đã xâm nhập sâu vào Việt Nam trong điều kiện trời quang, phát xạ mạnh có thể có sương mù bức xạ nhất là vào tháng 12 và tháng giêng. Sương mù trong trường khí áp mờ phía tây nam cao áp biến tính, gradien khí áp chỉ khoảng 0,4 – 0,6 mb/km, gió yếu có khi hình thành một trường yên khí áp bất đối xứng. Trong một số trường hợp mây tầng thấp có thể hình thành ở dưới lớp nghịch nhiệt nén và bị ép sát xuống đất tạo thành sương mù. Khi gió càng mạnh (có khi tốc độ gió trên Bạch Long Vĩ lên đến 10 m/s) sương mù càng lan toả rộng.

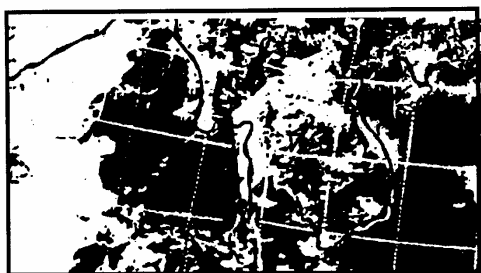
7.5.2 Gió mùa mùa hè

Từ bản đồ phân bố khí áp mặt đất (tháng 7) (Hình 7.3) đặc trưng cho mùa hè ta thấy vào mùa này hai trung tâm hoạt động chính ở Đông Nam Á và miền Tây Thái Bình Dương là áp

thấp Nam Á có tâm ở Ấn Độ, Pakistan và áp cao cận nhiệt Tây Thái Bình Dương. Ở Việt Nam, thời tiết mùa hè được quy định bởi sự chiếm ưu thế của một trong hai trung tâm hoạt động này. Vào đầu mùa hè khi đới bức xạ cực đại và đới gió hành tinh dịch chuyển lên phía bắc tín phong đông nam từ Nam Bán Cầu vượt qua xích đạo và chuyển hướng thành gió mùa tây nam, thổi vào Đông Nam Á.

Dòng khí này phối hợp với dòng khí hướng tây nam thổi từ phần phía nam của áp thấp Nam Á tạo thành đới gió tây nam ở mặt đất và hệ thống gió tây biểu hiện rõ từ mực 850mb (1,5 km) đến mực 700mb (3 km) khi gió mùa mạnh có thể lan tới độ cao 5 km. Vào đầu mùa hè, từ cuối tháng 4 đến tháng 5 (tùy theo gió mùa sớm hay muộn) áp thấp vịnh Bengal, một bộ phận của áp thấp Nam Á phát triển mạnh và mở rộng sang phía đông, đồng thời cao áp cận nhiệt Tây Thái Bình Dương trên cao dịch chuyển sang phía đông, gió mùa tràn tới Nam Bộ và Tây Nguyên. Do tác động nâng của địa hình cao nguyên đối với dòng khí tây nam mang ẩm mưa rào bắt đầu sớm trên khu vực Đắc Nông, Bảo Lộc, Đà Lạt sau đó là Nam Bộ. Các tháng 6, 7, 8 gió mùa tây nam lan tới miền bắc Việt Nam và nam Trung Quốc. Tháng 6 mưa sớm ở vùng khí hậu Tây Bắc, phía tây Hoàng Liên Sơn. Áp thấp Vân Nam, Quý Châu trong khi đó mở rộng và khơi sâu có thể bao quát cả miền bắc Việt Nam vào đầu tháng 6 đưa không khí nhiệt đới lục địa từ phía tây nam Trung Quốc gây thời tiết nóng khô ở vùng đồng bằng Bắc Bộ. Vào các tháng đầu mùa hè dải hội tụ nhiệt đới và bão hoạt động mạnh ở Bắc Bộ quy định cực đại mưa ở đây. Vào cuối mùa hè áp cao cận nhiệt Tây Thái Bình Dương di động xuống phía nam, dải hội tụ nhiệt đới và bão hoạt động mạnh ở Bắc Trung Bộ (tháng 9) và Nam Trung Bộ (tháng 10) gây cực đại mưa và đỉnh lũ ở khu vực này. Do hoạt động của dải hội tụ nhiệt đới và bão kéo dài đến cuối năm nên ở đây mùa mưa bị đẩy về phía mùa đông.

Trong suốt mùa hè gió mùa mùa hè luôn biến đổi về cường độ và phạm vi hoạt động. Vào thời kỳ gió mùa mạnh (thời kỳ gió mùa tích cực) rãnh gió mùa của áp thấp Nam Á có thể mở rộng về phía đông tới tận Biển Đông có khi tới Philippine; áp thấp, dải hội tụ nhiệt đới và bão hoạt động mạnh trên toàn khu vực này. Khi gió mùa yếu, rãnh gió mùa rút lui về phía tây có khi tới tận Ấn Độ, hệ thống gió đông từ áp cao cận nhiệt Tây Thái Bình Dương bao quát trên toàn khu vực Đông Nam Á và Biển Đông. Dòng giáng quy mô vừa (100 – 200m) bao trùm khu vực hạn chế sự phát triển của mây tích. Thời tiết nắng, ít mây, mây tích địa phương hình thành do hiệu ứng nâng của địa hình và sự đốt nóng không đều của địa phương cho mưa rào rải rác có khi có dông khan (dông không cho mưa). Hệ thống mây trong thời kỳ gió mùa yếu và gió mùa mạnh được minh họa trên ảnh mây vệ tinh (Hình 7.18).



a/



b/

Hình 7.18

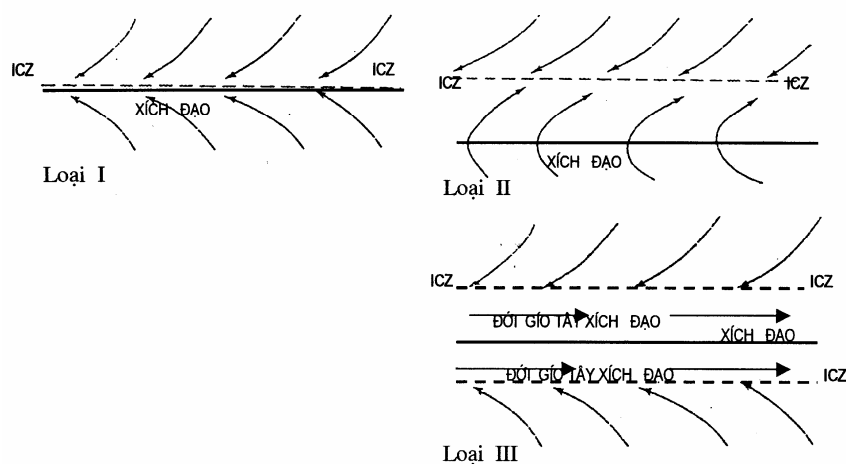
Ảnh mây vệ tinh trên Đông Nam Á và Biển Đông thời kỳ gió mùa thụ động (a) và thời kỳ gió mùa tích cực (b)

7.6 DẢI HỘI TỤ NHIỆT ĐỚI

7.6.1 Định nghĩa, cấu trúc

“Dải hội tụ nhiệt đới là dải thời tiết xấu hình thành bởi sự hội tụ của tín phong hai bán cầu, của tín phong một bán cầu với tín phong bán cầu kia sau khi vượt xích đạo và chuyển hướng và tín phong mỗi bán cầu với đới gió tây xích đạo mở rộng”. Cùng với định nghĩa trên về dải hội tụ nhiệt đới, S.P Khromov cũng đề xuất ba mô hình của dải hội tụ nhiệt đới (Hình 7.19), các mô hình này gần đây đã được minh hoạ bằng các bản đồ gió và ảnh mây vệ tinh trên miền nhiệt đới.

Cường độ của dải hội tụ nhiệt đới cũng biến đổi rất lớn theo mùa, theo năm và theo khu vực địa lý. Dải hội tụ nhiệt đới có thể có dạng đơn nhưng cũng có dạng kép. Tuy nhiên, dạng kép của dải hội tụ nhiệt đới không phải là yếu tố đặc trưng cho hoàn lưu nhiệt đới và chính vì vậy ít khi quan trắc thấy dạng kép này. Về cấu trúc mây thì dải hội tụ nhiệt đới là một dải mây tích rất rộng và kéo dài. Tuy nhiên, cường độ và phạm vi của mây tích không đồng nhất trên suốt dải hội tụ nhiệt đới. Trong một số trường hợp trên dải hội tụ nhiệt đới còn có thể thấy rõ các nhiễu động dạng sóng hay dạng xoáy.

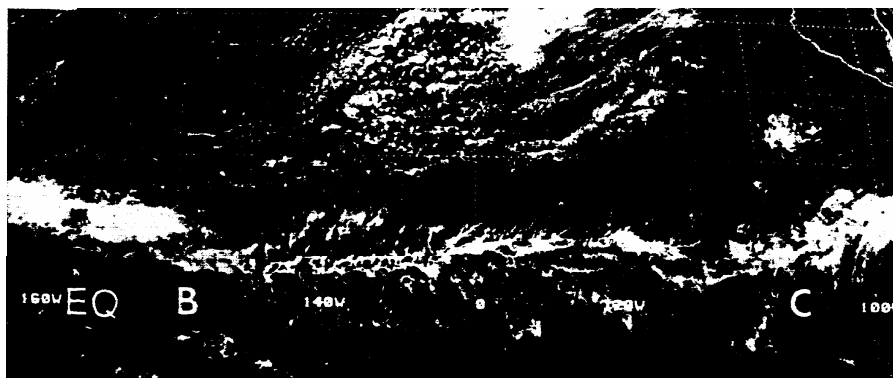


Hình 7.19

Ba mô hình của dải hội tụ nhiệt đới : Gần sát xích đạo (Loại I); cách xa xích đạo do tín phong một bán cầu vượt xích đạo chuyển hướng thành gió mùa hội tụ và hội tụ với tín phong bán cầu kia (Loại II); Tín phong hai bán cầu hội tụ với đới gió tây xích đạo mở rộng (Loại III) Khromov (1957)

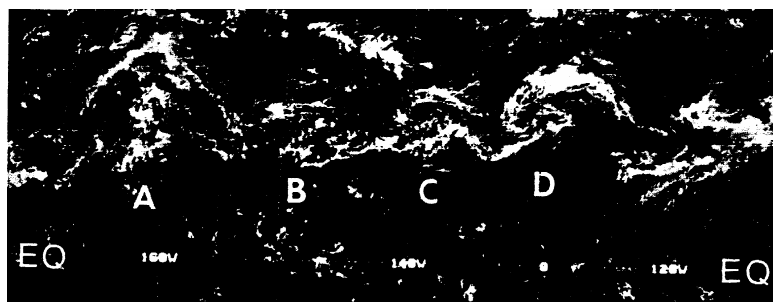
Đôi khi thể hiện rõ một cấu trúc với hội tụ ở mực thấp và phân kỳ ở mực cao với dòng thăng rất mạnh và có tốc độ cực đại ở phần giữa tầng đối lưu. Hội tụ ở mực thấp chủ yếu là do sự hội tụ của thành phần kinh hướng của gió mỗi bán cầu và xoáy là do độ đứt trong dòng khí giữa các nhánh hội tụ của tín phong mỗi bán cầu hay là hội tụ giữa tín phong một bán cầu với đới gió tây xích đạo vốn là tín phong của bán cầu kia khi vượt xích đạo chuyển hướng.

Kết quả nghiên cứu phân bố nhiệt độ mặt nước biển cho thấy có sự phù hợp khá tốt giữa sự xuất hiện của dải mây vũ tích và dải hội tụ nhiệt đới trên khu vực biển ấm. Tuy nhiên, cũng có những khu vực biển ấm nhưng quang mây.

**Hình 7.20**

Dải hội tụ nhiệt đới gần xích đạo (AWS Technical Report 215)

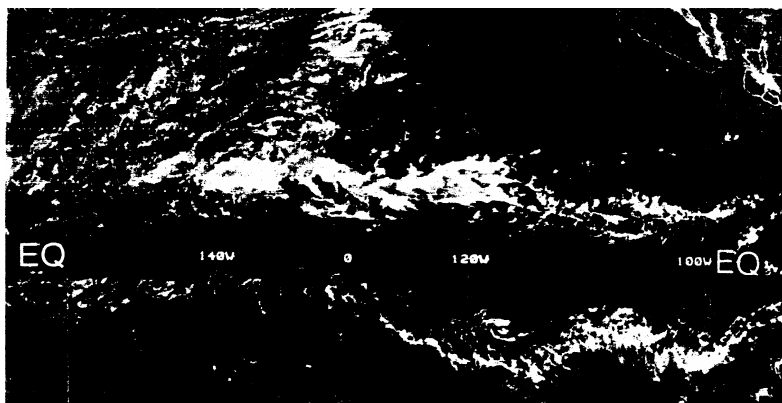
Trên ảnh mây vệ tinh thể hiện rõ dải hội tụ nhiệt đới gần như bao quanh Trái Đất với một hay hai dải mây tích hay mây vũ tích có độ dày không đồng nhất (Hình 7.21). Trong phần lớn các trường hợp thì đó là chuỗi các khối mây mạnh lên, có khi đó là các nhiễu động dạng xoáy thuận quy mô synôp di chuyển sang phía tây, với hội tụ mạnh ở mực thấp và phân kỳ ở trên cao, với dòng thăng đạt tới cường độ cực đại ở phần giữa tầng đối lưu và gây mưa rất lớn.

**Hình 7.21**

Dải hội tụ nhiệt đới nằm cách xa xích đạo về phía bắc với các chuỗi xoáy, kết quả của sự hội tụ giữa tín phong Nam Bán Cầu vượt xích đạo chuyển hướng thành gió mùa tây nam và hội tụ với tín phong đông bắc Bắc Bán Cầu. (AWS Technical Report 215)

Trên hình 7.20 là hệ thống mây của dải hội tụ nhiệt đới ở Đông Thái Bình Dương vào tháng 1/1980, dải mây của dải hội tụ nhiệt đới từ B đến C kéo dài 5 kinh độ trên ảnh hồng ngoại không có mây lạnh. Dọc theo dải này là đỉnh mây tích chỉ phát triển đến tầng giữa tầng đối lưu chủ yếu là gần mực 700mb. Những điều kiện này rất khó xác định trên ảnh thị phổ (ảnh VIS) mặc dầu ở đây có xu thế tạo nên một dải mây nhưng dải mây này hẹp phân tán khi không có đỉnh mây lạnh.

Một điều rất đáng lưu ý là ở trên dải hội tụ nhiệt đới có thể phát triển các xoáy. Trên hình 7.21 là các ảnh mây dải hội tụ nhiệt đới có 4 nhiễu động xoáy với các cấu trúc đường xoáy tương ứng với nhiễu động quy mô synôp trong trường gió.

**Hình 7.22**

Dải hội tụ nhiệt đới kép ở hai bên xích đạo do tín phong hai bán cầu hội tụ với đới gió tây xích đạo mở rộng. Dải hội tụ nhiệt đới ở Nam Bán Cầu ít biểu hiện rõ. (AWS Technical Report 215)

Dải hội tụ nhiệt đới kép thực tế hình thành theo trình tự: đầu tiên dải mây Bắc Bán Cầu hình thành kéo dài 4 – 7 độ kinh, sau đó dải hội tụ nhiệt đới mới hình thành ở Nam Bán Cầu. Sự hình thành dải hội tụ kép có thể xảy ra ở một số khu vực. Đó là do sự hội tụ của đới gió tây xích đạo mở rộng với tín phong mỗi bán cầu như mô hình III của Khromov (Hình 7.22).

Dải hội tụ nhiệt đới ở phía Nam Bán Cầu thường có tần suất hình thành lớn khi sóng nhiệt nóng của nhiệt độ mặt biển quan trắc được từ 5 – 10° vĩ. Điều đó cũng là do dòng khí từ đông sang tây giữa xích đạo và 10° vĩ. Hệ thống mây của dải hội tụ nhiệt đới là mây tích và mây vũ tích biểu hiện rõ từng đoạn, một số trường hợp dải hội tụ nhiệt đới bao gồm ba bốn xoáy thuận với dạng mây xoắn hội tụ vào tâm khá rõ.

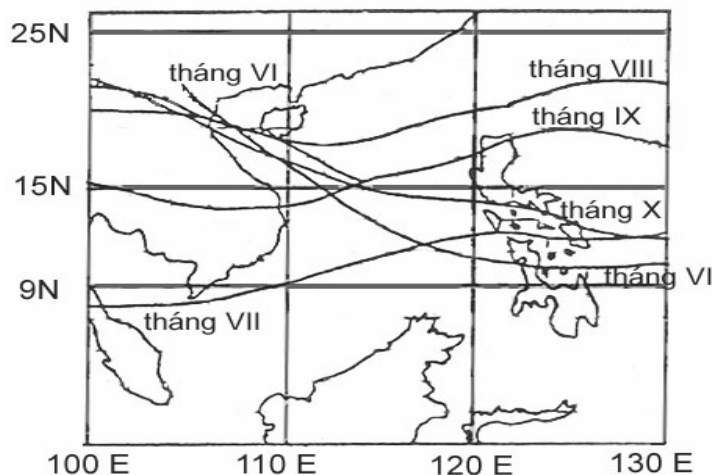
Ở Việt Nam và Biển Đông dải hội tụ nhiệt đới hình thành bởi gió mùa tây nam và tín phong đông nam hay đông thổi từ phần hướng về phía xích đạo của áp cao cận nhiệt Tây Thái Bình Dương. Vào đầu mùa do rãnh gió mùa mở rộng về phía đông bắc tới tận phía nam Trung Quốc nên rãnh gió mùa nằm ở phía bắc, thực tế tách rời khỏi dải hội tụ nhiệt đới trên Biển Đông trong rãnh xích đạo. Tuy nhiên, vào cuối mùa hè rãnh gió mùa dịch chuyển xuống phía nam nên có khi nối liền thành một dải với dải hội tụ nhiệt đới trên Biển Đông tạo một dải hội tụ kéo dài từ Philippin vào sâu trong lục địa Nam và Đông Nam Á.

Một hình thể đặc biệt có sự tương tác giữa xâm nhập lạnh và dải hội tụ nhiệt đới có thể cho những đợt mưa lớn diện rộng kéo dài, điển hình là hình thể từ ngày 1 đến 6 – 11 – 1999 gây lụt lội kéo dài. Trong hình thể này không khí lạnh xâm nhập vào Việt Nam đã gây tác động thẳng mạnh mẽ đối với không khí nóng ẩm góp phần tăng cường dải mây tích trong dải hội tụ nhiệt đới ở phía nam vốn đã phát triển rất mạnh. Phía nam dải hội tụ là hệ thống gió tây nam mạnh và phát triển tới độ cao 5 km. Ở phía bắc dải hội tụ không khí lạnh đã biến tính nâng lên trên sườn đông Trường Sơn tạo mây, phía trên nó gió đông mạnh từ độ cao 5 km lan xuống hội tụ với gió mùa tây nam. Kết quả là hệ thống mây tích trong dải hội tụ nhiệt đới phát triển rất mạnh.

Trong một số trường hợp một hay thậm chí hai áp thấp trên dải hội tụ nhiệt đới có thể phát triển thành bão trên Biển Đông, sau đó di chuyển về phía Việt Nam gây mưa to gió lớn nhất là ở những nơi bão đổ bộ.

7.6.2 Sự dịch chuyển của dải hội tụ nhiệt đới

Khi gió mùa tây nam tiến đến vị trí khí hậu của nó trong tháng có thể sẽ suy yếu. Trong từng đợt vị trí dải hội tụ nhiệt đới trong một số ngày có thể dao động không lớn nhưng không có sự lùi về phía nam của dải hội tụ nhiệt đới. Có thể nói sự di chuyển của dải hội tụ nhiệt đới lên phía bắc là do sự chủ động tiến của gió mùa tây nam trong giai đoạn phát triển của nó.



Hình 7.23

Vị trí trung bình của dải hội tụ nhiệt đới trên khu vực Đông Dương và Biển Đông xác định theo đường tần suất cao nhất trong lưới 2×2 độ kinh vĩ

Theo mùa vị trí của dải hội tụ nhiệt đới trong năm phụ thuộc vào nguyên nhân hình thành đó là sự chuyển của đới gió hành tinh theo hướng bắc nam làm cho đới tín phong dịch chuyển theo. Mặt khác, do gắn với dải nhiệt độ mặt biên cực đại nên dải hội tụ nhiệt đới cũng dịch chuyển theo đới có cường độ bức xạ cực đại.

Trên hình 7.23 là vị trí trung bình của dải hội tụ nhiệt đới xác định theo trường áp và trường gió trên lưới $2 \times 2^\circ$ kinh vĩ trên Biển Đông và Đông Dương từ tháng 6 đến tháng 10. Tháng 6 dải hội tụ nhiệt đới có hai phần: phần phía tây từ 105°N đến 115°N có thành phần kinh hướng rõ rệt liên quan với rãnh áp thấp kéo dài sang phía đông từ áp thấp Nam Á; phần phía đông có thành phần vĩ hướng.

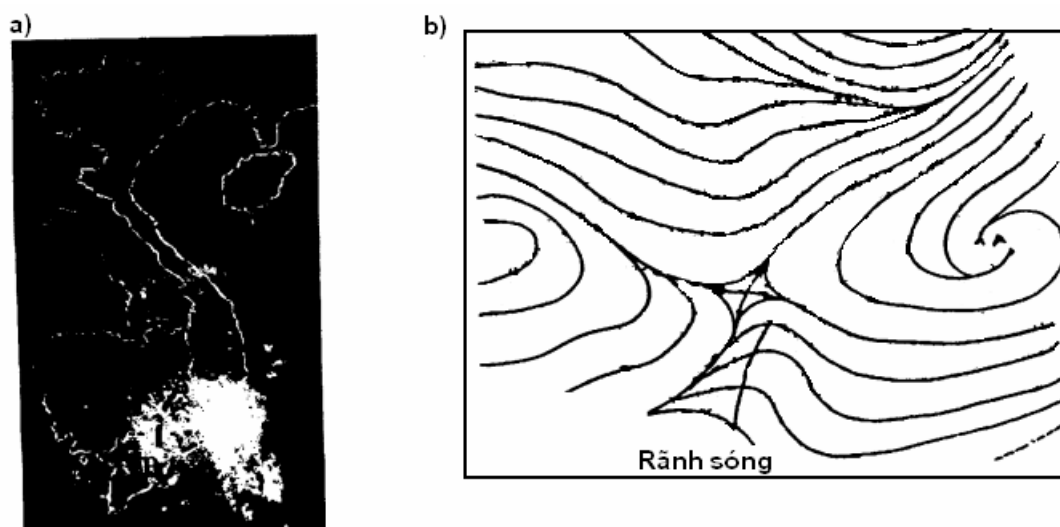
Tháng 7 phần phía đông dải hội tụ nhiệt đới dịch chuyển lên phía bắc cùng với cao áp cận nhiệt. Đến tháng 8 cao áp cận nhiệt ở vị trí cao nhất và dải hội tụ nhiệt đới cũng nằm ở vị trí cao nhất trong năm, khi đó nó vắt qua Bắc Bộ.

Tháng 9 cao áp cận nhiệt bị áp thấp hành tinh đẩy về phía xích đạo và dải hội tụ nhiệt đới dịch chuyển xuống Bắc và Nam Trung Bộ. Trên bản đồ vào thời gian này phần phía tây tần suất dải hội tụ nhiệt đới có hai nhánh. Đến tháng 10 dải hội tụ nhiệt đới dịch chuyển xuống Nam Bộ. Hàng năm dải hội tụ nhiệt đới tháng 11 – 12 hoạt động ở Nam Bộ. Cùng với bão hoạt động của dải hội tụ nhiệt đới quy định mùa mưa và tháng mưa cực đại ở Bắc Bộ và Trung Bộ.

7.7 SÓNG ĐÔNG

Sóng đông là nhiễu động trong đới gió đông. Sóng đông dịch chuyển chậm từ phía đông về phía tây, tạo nên khu vực thời tiết tốt phía đầu sóng (phía tây trục sóng và khu vực tăng cường đối lưu gây nên thời tiết xấu ở đuôi sóng (phía đông trục sóng). Riehl (1954) là người

đầu tiên phát hiện ra sự dịch chuyển của nhiễu động này với ảnh hưởng đối với hoạt động của đối lưu và đối với độ dày của lớp âm. Trên hình 7.24 là sơ đồ trường đường dòng vào thời kỳ sóng đông đi qua ở Portorico nơi lần đầu tiên phát hiện ra loại hình thời tiết này.



Hình 7.24

Sóng đông ở Nam Bộ trên bản đồ đường dòng trên bản đồ hình thể khí áp tuyệt đối AT500 (mức 5km) ngày 16/12/2000 (b); ảnh mây vệ tinh ngày 17/12/2000 (a)

Nếu coi đầu sóng là ở phía tây và đuôi sóng ở phía đông (theo hướng dịch chuyển từ đông sang tây) thì khi đầu sóng tới biến áp âm, khí áp giảm, sau khi trục sóng đi qua địa phương biến áp dương, khí áp tăng lên. Theo hướng di động từ đông sang tây ở phía đầu sóng (phía tây) thời tiết tốt, ở phía đuôi sóng (phía đông) thời tiết xấu. Trên mô hình sóng đông với biên độ khoảng 15° kinh độ, tốc độ di chuyển sang phía tây là 6m/s, trên trục sóng gió mặt đất yếu, lên trên cao khoảng 3000 – 6000m, tốc độ di chuyển lớn hơn, sự khác biệt khí áp giữa sóng và rãnh khoảng 2 mb. Sóng đông đôi khi quan trắc được ở miền Bắc Việt Nam và ở miền Trung và Nam Việt Nam thấy thường xuyên hơn. Mùa thu (tháng 9) sóng đông hình thành ở rìa cao áp cận nhiệt có trục ở $25 - 27^\circ\text{N}$ khi cao áp mạnh trong đới gió đông có nhiều động sóng. Tốc độ di chuyển của sóng đông ở Bắc Biển Đông khoảng 20km/h.

Trong tháng 12/2000 sóng đông hoạt động trong các ngày từ 16 – 18 gây lượng mưa lớn (200 – 300mm). Trên ảnh mây vệ tinh thị phổ hoạt động đối lưu mạnh thể hiện là một khối mây tích gần tròn không tạo thành dải nên có thể phân biệt với mây trong bão (Hình 7.24). Cần lưu ý đến sự tương tác với sóng trong đới gió tây ôn đới. Khi gặp nhau tốc độ di chuyển của sóng giảm, biên độ sóng tăng.

Sóng đông có tốc độ dịch chuyển đông – tây không đổi nên có thể dự báo sóng đông theo phương pháp quán tính.

7.8 ÁP THẤP NHIỆT ĐỚI VÀ BÃO

7.8.1 Khái niệm chung và phân loại áp thấp và bão

“Bão – là xoáy thuận nhiệt đới quy mô (khoảng 500 – 1000 km) không có front phát triển trên miền biển nhiệt đới hay cận nhiệt đới ở mực bất kỳ và có hoàn lưu xác định. Bão yếu còn được gọi là áp thấp nhiệt đới.”

Bão là vùng gió xoáy rất mạnh đưa không khí biển nóng ẩm hội tụ vào vùng trung tâm và bốc lên cao trong một cột xoáy rất lớn với đường kính khoảng 1000 – 2000 km tạo hệ thống mây gần tròn cho lượng mưa rất lớn. Gió mạnh nhất ở vùng gần trung tâm bão càng xa trung tâm tốc độ gió trong bão càng giảm. Trong giai đoạn thuận thực bão có thể có mắt bão, đó là khu vực dòng giáng, quang mây, lặng gió với nhiệt độ cao hơn khu vực ngoài mắt bão. Dòng giáng trong mắt bão bù lại cho phần khí trong thành mắt bão cuốn theo dòng khí bốc lên cao rất mạnh ở phía ngoài thành mắt bão.

Theo tốc độ gió mạnh nhất ở gần trung tâm xoáy Tổ chức khí tượng thế giới quy định phân loại xoáy thuận nhiệt đới thành:

1/ Áp thấp nhiệt đới (Tropical depression): Xoáy thuận nhiệt đới với hoàn lưu mặt đất giới hạn một hay một số đường đẳng áp khép kín và tốc độ gió lớn nhất ở vùng trung tâm từ 10,8 – 17,1m/s.

2/ Bão nhiệt đới (Tropical storm). Bão với các đường đẳng áp khép kín và tốc độ gió lớn nhất ở vùng gần trung tâm từ 17,2 đến 24,4m/s.

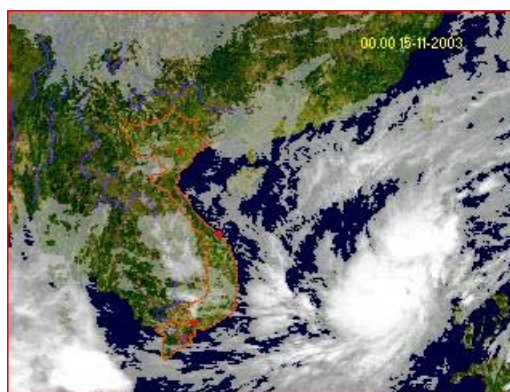
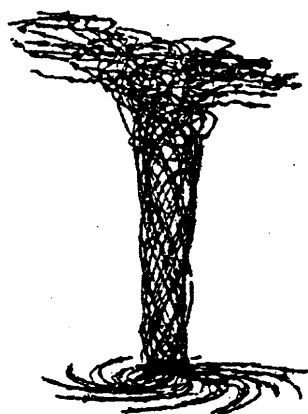
3/ Bão mạnh (Severe Tropical Storm): Bão với tốc độ gió lớn nhất vùng gần trung tâm từ 24,5 – 32,6m/s.

4/ Bão rất mạnh (Typhoon/Hurricane): Bão với tốc độ gió lớn nhất vùng gần trung tâm từ 32,7m/s trở lên.

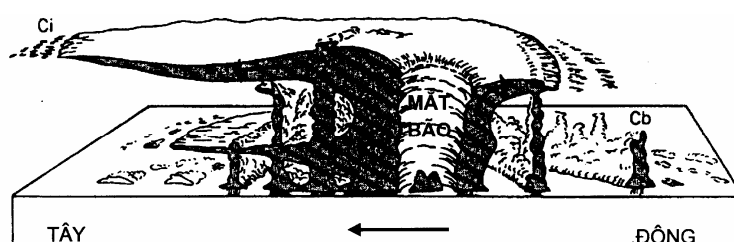
Để dễ theo dõi bão được đặt tên hay là đánh số cho từng năm. Ở Tây Thái Bình Dương và Biển Đông bão được gọi là Typhoon, ở miền biển Đại Tây Dương và Caraip – Hurricane, ở châu Úc gọi là Vili Vili.

Do nguồn năng lượng chủ yếu hình thành và duy trì bão là năng lượng phát sinh từ quá trình ngưng kết hơi nước trên phạm vi khá rộng nên bão chỉ hình thành trên miền biển cận nhiệt hay biển nhiệt đới có nhiệt độ mặt biển khá cao bảo đảm bốc hơi mạnh trong phạm vi đủ rộng. Tuy nhiên, trong đới 5° vĩ ở hai phía xích đạo bão không hình thành do ở đó lực lệch hướng do sự quay của Trái Đất không đủ lớn để tạo thành xoáy.

Bão thường hình thành từ một vùng áp thấp, liên quan với dải hội tụ nhiệt đới. Trong những điều kiện thuận lợi, vùng áp thấp này khơi sâu, khí áp vùng trung tâm giảm xuống rất nhanh xuống dưới 1000 mb, tạo nên gradien khí áp rất lớn, có khi tới trên 20 mb gây gió rất mạnh có khi trên 100 m/s. Khi đó dòng khí trong bão xoáy ngược chiều kim đồng hồ (ở Bắc Bán Cầu) và cùng chiều kim đồng hồ (ở Nam Bán Cầu) và hội tụ vào khu vực trung tâm như trên hình 7.25 trái.



Hình 7.25
Dòng khí trong bão được máy tính mô phỏng



Hình 7.26
Sơ đồ mặt cắt thẳng đứng qua hệ thống mây và mắt bão tương ứng với hướng di chuyển của bão từ đông sang tây (mũi tên) – Ci :mây ti trên cao

Trung bình trong lớp gần mặt đất khoảng 0 – 3km dòng khí hội tụ mạnh vào thành mắt bão. Trong lớp từ 3 – 7km dòng khí bốc lên cao, đồng thời quay ngược chiều kim đồng hồ. Phía trên lớp này dòng khí thổi ra từ tâm bão theo chiều kim đồng hồ như trên hình 7.25 (trái). Sự hội tụ mạnh mẽ của dòng khí đưa một lượng không khí nóng ẩm rất lớn bốc mạnh lên cao, xoáy quanh vùng trung tâm tạo thành một ống xoáy rất lớn. Phía trên bão dòng khí lan toả ra xung quanh theo chiều kim đồng hồ, giải phóng khối lượng khí tích tụ ở khu vực trong tâm để bão có thể khơi sâu thêm hoặc duy trì bão. Nếu dòng hội tụ ở mặt đất mạnh hơn dòng tỏa ra từ trên cao bão dần dần đẩy lên và tan đi.

Hơi nước trong không khí nóng ẩm bốc hơi cao lạnh đi ngưng kết lại, tạo thành hệ thống mây tích rất lớn phát triển mạnh theo chiều cao tới 7 – 10km hay hơn nữa bao quanh khu vực trung tâm. Trên ảnh mây vệ tinh (hình 7.25 phải cơn bão số 7) các dải mây này xoáy mạnh quanh vùng tâm tạo thành khu vực mây trong tâm hình tròn quay ngược chiều kim đồng hồ, còn các dải mây ti trên cao bao quanh rìa bão lại quay theo chiều kim đồng hồ, hướng theo dòng đi ra của bão. Một điều đặc biệt là trên các ảnh mây vệ tinh của các cơn bão mạnh có khi thấy một chấm đen ở trong khu vực mây hình tròn. Đó là mắt bão, khu vực với đường kính 30 – 40km có dòng khí giáng xuống bồi hoàn cho phần không khí cuốn theo các dòng khí bốc lên cao rất mạnh ở rìa phía ngoài thành mắt bão. Chính vì vậy trong mắt bão nhiệt độ cao lên, khu vực xung quanh mắt bão quang mây lặng gió, đôi khi có thể nhìn thấy cả những cánh chim bay trên bầu trời. Tuy nhiên, trên biên khu vực mắt bão lại là khu vực hết sức nguy hiểm do gió thổi vào khu vực này từ bốn phía, dồn sóng vào giữa tạo khu vực giao thoa sóng, với sóng rất cao. Bão gây mưa rất to, gió lớn từng đợt xung quanh mắt bão. Bão thường gây mưa to gió lớn, một đợt mưa bão trung bình có thể cho lượng mưa tới 500 – 700mm gây lụt lội trên

vùng rộng lớn. Trên hình 7.26 là mặt cắt thẳng đứng qua hệ thống mây trong bão. Ta có thể thấy các thành mây vũ tích bao quanh vùng trung tâm quanh mắt bão.

Mùa bão kéo dài từ tháng 6 đến tháng 11, các tháng khác cũng có bão nhưng với tần suất rất nhỏ, tháng ít bão nhất là tháng 1, tháng 2.

Bão ảnh hưởng đến Việt Nam từ tháng 6 đến tháng 12. Tháng 9 nhiều bão ảnh hưởng hơn cả, có khoảng 2 cơn, tháng 5 và tháng 12, 5 đến 7 năm mới xảy ra một lần, tháng 4 từ 10 – 15 năm mới có một lần, tháng 1, 2 và 3 rất hiếm khi có bão.

Hệ thống mây bão là các dải mây tích có thành mây gần như thẳng đứng bao quanh mắt bão (Hình 7.26).

7.8.2 Những điều kiện hình thành bão

Bão thường hình thành trong các trường hợp có sự phối hợp của trường áp và trường gió dưới thấp và trên cao trên vùng biển nhiệt đới.

Theo Palmen (1956) có 3 điều kiện cơ bản để bão hình thành:

1/. Khu vực đại dương có diện tích đủ lớn với nhiệt độ mặt biển cao (từ 26 – 27°C) và tầng kết bão ổn định lớn đủ để nâng lớp không khí gần mặt đất lên cao và đưa không khí tương đối ẩm và nóng hơn khí quyển xung quanh lên cao, ít nhất từ mực khoảng 1km (40.000 bộ). Nhiệt độ lớn cũng bảo đảm bốc hơi mạnh cung cấp năng lượng ngưng kết cho hệ thống bão.

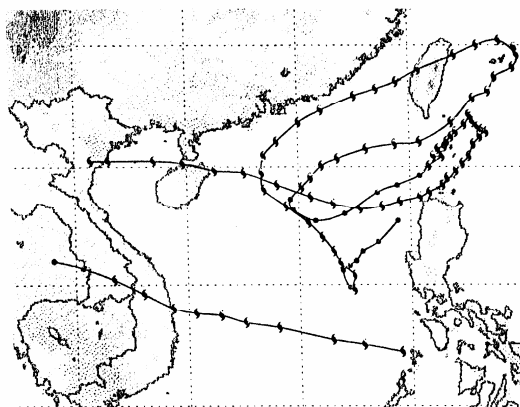
2/. Thông số Coriolis có giá trị đủ lớn tạo xoáy. Bão thường hình thành trong đới giới hạn bởi vĩ độ 5 – 20° vĩ hai bên xích đạo.

3/. Dòng cơ bản có chênh lệch tốc độ gió mực 1,5 và 12km nhỏ (dưới 3m/s) bảo đảm sự tập trung ban đầu của dòng ẩm vào khu vực bão.

4/. Ngoài những điều kiện trên thì mặt đất phải có nhiều động ban đầu, thường đó là các áp thấp trên dải hội tụ nhiệt đới và ở phần trên tầng đối lưu là khu áp cao có các dòng khí phân kỳ. Trên Biển Đông vào mùa bão các điều kiện nói trên đều thỏa mãn, chỉ cần có sự phối hợp của các điều kiện đó là bão có thể hình thành. Hình thể synôp thường thấy khi bão hình thành trên Biển Đông là áp thấp trên dải hội tụ nhiệt đới ở mực thấp và có tâm nằm ở rìa sống trên cao của áp cao cận nhiệt Tây Thái Bình Dương.

7.8.3 Quỹ đạo bão

Quỹ đạo bão là đường nối các trung tâm bão liên tiếp theo thời gian. Bão di chuyển theo nội lực của bão và lực tác động từ bên ngoài. Những cơn bão vừa và cơn bão yếu về cơ bản di chuyển theo dòng dẫn đường ở phía rìa cực tây của áp cao cận nhiệt. Chính vì vậy quỹ đạo bão thường có dạng parabol nằm ngang với đỉnh hướng về phía tây. Tuy nhiên, trong một số trường hợp khi bão mạnh, nội lực của bão lớn hay dòng dẫn đường biến đổi mạnh, quỹ đạo bão có thể có dạng ngoằn ngoèo, thậm chí thất nút nhiều lần như cơn bão WayNe năm 1986.

**Hình 7.2**

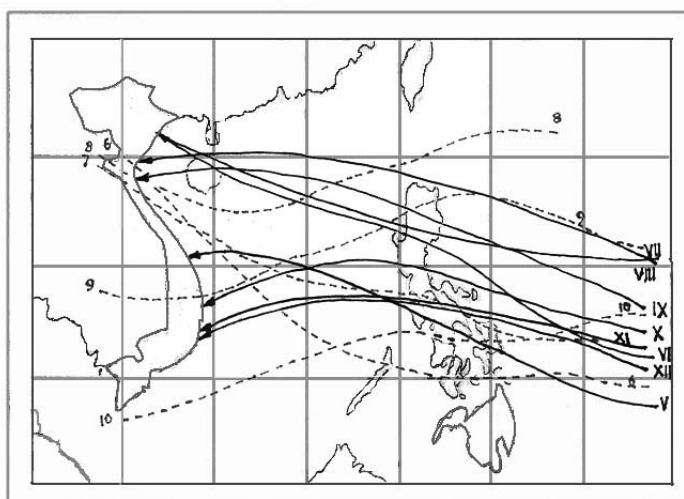
Quỹ đạo của cơn bão IKE (1984) và WAYNE (1980) và cơn bão năm 2003

7.8.4 Hoạt động của bão ở Việt Nam và Biển Đông

Mùa bão kéo dài từ tháng 6 đến cuối tháng 10 với tần suất bão cực đại vào các tháng 8, 9, 10. Hàng năm trung bình có từ 5 – 6 cơn bão và 2 áp thấp nhiệt đới ảnh hưởng đến nước ta. Bão gây ra khu vực gió mạnh từ 17,2 m/s trong khu vực bán kính tới 200 km. Các mực mưa bão trung bình có thể cho lượng mưa 100 – 300mm gây lụt lội. Khi hoạt động của bão có sự phối hợp với hoạt động của không khí lạnh vùng mưa lớn mở rộng ở phía bắc bão. Sau khi bão tan trên cao có thể tồn tại vùng áp thấp hay rãnh áp thấp tiếp tục gây mưa lớn tạo nên hình thể thời tiết mưa lớn. Gió bão đẩy nước vào bờ cao hơn 5m, nhất là khi kết hợp với thủy triều lên cao. Các cơn bão mạnh có thể gây ra tổ lốc ở rìa phần phía trước, phía phải so với hướng di chuyển của bão. Trung bình ở vùng trung tâm bão không có sấm chớp do cơ chế trung hoà điện hiện chưa rõ.

Trên hình 7.28 là quỹ đạo trung bình khí hậu của các cơn bão từ Biển Đông đổ bộ vào Việt Nam.

Đầu mùa dòng dẫn đường ở rìa phía nam áp cao cận nhiệt Tây Thái Bình Dương nằm ở vị trí bắc nhất trong năm nên đưa bão di chuyển chủ yếu vào phía nam Trung Quốc vào tháng 6 và đưa bão đổ bộ vào miền Bắc Việt Nam vào tháng 7, tháng 8. Sang tháng 9, tháng 10 xoáy thuận hành tinh mở rộng đẳng áp cao cận nhiệt xuống phía nam và hơi lệch tây nên quỹ đạo bão bị đẩy xuống phía nam, đổ bộ vào Bắc và Nam Trung Bộ. Tháng 11, 12 bão có thể đổ bộ vào Nam Bộ. Hoạt động phối hợp của bão và dải hội tụ nhiệt đới đóng vai trò quy định, tháng cực đại mưa ở Bắc Bộ (tháng 8), Bắc Trung Bộ (tháng 9) và Nam Trung Bộ (tháng 10).



Hình 7.28

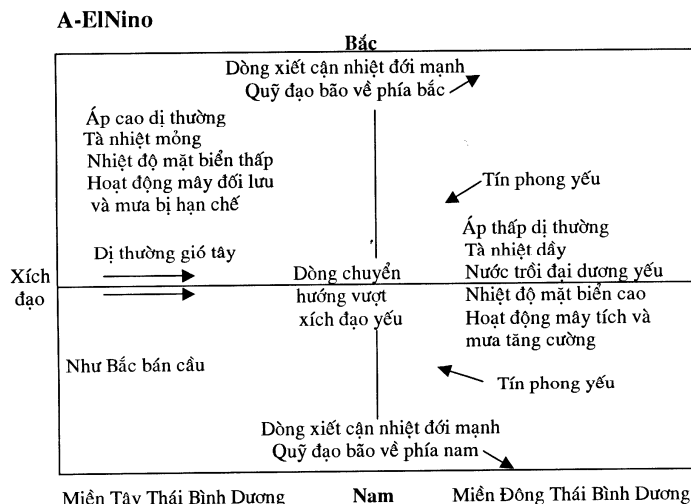
Quỹ đạo trung bình qua các tháng của các cơn bão đổ bộ từ biển Đông vào Việt Nam (đường liền) và vị trí trung bình tháng của dải hội tụ nhiệt đới (đường đứt)

7.9 EL NINO VÀ LA NINA

EL Nino – Dao động nam (ENSO: El Nino Southern Oscillation) là dị thường quy mô lớn của hệ thống đại dương – khí quyển với nhiễu động lớn trong dòng biển và nhiệt độ mặt nước biển gây nên điều kiện dị thường khí quyển và môi trường trong khu vực xích đạo, trước hết là ở Thái Bình Dương.

Bình thường, khu vực xích đạo miền đông Thái Bình Dương lạnh hơn so với vị trí xích đạo của nó, chủ yếu là do tín phong đông bắc Bắc Bán Cầu và tín phong đông nam Nam Bán Cầu đưa nước biển lạnh từ hai cực tới miền đông Thái Bình Dương tới sát miền duyên hải Nam Mỹ, trong đó có Chilê và Pêru.

Trong thời gian tín phong yếu, mặt biển miền trung và đông Thái Bình Dương nóng lên dị thường. Ở duyên hải Nam Mỹ mây nhiều, mưa lớn, nghề cá giảm sản lượng đánh bắt. Trong khi đó ở châu Úc hạn hán nặng nề. Đó là hiện tượng EL Nino, pha ENSO nóng. Trong thời gian này ở miền đông Thái Bình Dương mặt biển nóng (Hình 7.29) nước trời đại dương yếu, hình thành áp thấp dị thường, dòng thăng phát triển tạo điều kiện hình thành hệ thống mây tích gây ra những trận mưa lớn hình.

**Hình 7.29**

Những thích ứng cơ bản của Thái Bình Dương và khí quyển đối với hiện tượng El Nino (Trenbert, 1991)

Trong khi đó ở miền trung và tây Thái Bình Dương mặt nước biển lạnh, hình thành áp cao dị thường với dòng giáng hạn chế sự phát triển của đối lưu và mây mưa. Hiện tượng El Nino cũng ảnh hưởng đến quỹ đạo bão: do dòng xiết cận nhiệt mạnh nên quỹ đạo bão có xu hướng di chuyển về phía cực.

Trong thời gian tín phong mạnh, dòng nước lạnh mạnh chảy từ cực về hai phía xích đạo làm cho miền đông Thái Bình Dương lạnh dị thường, xảy ra hiện tượng ngược lại so với hiện tượng EL Nino, đó là hiện tượng La Nina hay còn gọi là pha lạnh của ENSO. Hiện tượng này gây nên hạn nặng ở Nam Mỹ, mưa lớn, thậm chí lụt lớn ở miền đông châu Úc.

Do tín phong mạnh, dòng nước lạnh từ miền cực về phía xích đạo mạnh, mặt biển miền đông Thái Bình Dương lạnh dị thường, nước trời mạnh, hình thành áp cao dị thường cản trở dòng thăng đối lưu, hạn chế sự hình thành mây tích, thịnh hành mây dạng tầng, ít mưa. Ở miền tây Thái Bình Dương xảy ra hiện tượng ngược lại: nhiệt độ mặt nước biển cao, hình thành áp thấp dị thường mây và mưa đối lưu tăng cường. Bão có xu thế di chuyển vĩ hướng do dòng xiết cận nhiệt yếu hơn bình thường (chi tiết hơn xem trong giáo trình Khí tượng synôp (phần nhiệt đới)).

Trong thời kỳ La Nina do tín phong mạnh hơn bình thường, dòng nước lạnh từ hai cực chảy về phía miền xích đạo mạnh gây hiện tượng nước trời trên mặt biển ở miền đông Thái Bình Dương, đưa nước lạnh và chất dinh dưỡng từ dưới sâu lên mặt biển, hình thành áp cao với dòng giáng ít mưa ở bờ đông, sản lượng cá cao hơn bình thường. Cùng thời gian này bờ tây đại dương thịnh hành dòng thăng gây mưa nhiều, có thể là nguyên nhân của những trận lụt lớn.

Ngoài hiện tượng nước trời trên biển còn có sự thay đổi của lớp tà nhiệt và dòng biển trong khu vực xích đạo. Bình thường tín phong đưa nước từ bờ đông đại dương sang bờ tây đại dương làm cho mực nước ở bờ tây dâng lên cao hơn bờ đông 40cm. Trong thời kỳ El Nino cùng với hiện tượng nước chìm là sự giảm chênh lệch mực biển ở hai miền đông tây Thái Bình Dương (từ 40cm chỉ còn 20cm), dòng biển chảy về phía đông Thái Bình Dương (Hình 7.29). Trong thời kỳ La Nina dòng chảy hướng về phía xích đạo mạnh làm mực nước biển ở miền tây Thái Bình Dương dâng lên hơn mực bình thường 10cm.

Hiện tượng ENSO liên quan chặt chẽ với hoàn lưu khí quyển theo chiều đông tây ở miền xích đạo. Hoàn lưu này được J. Walker phát hiện năm 1924 nên còn gọi là hoàn lưu Walker.

Dấu hiệu ENSO thể hiện ở sự dị thường của phân bố nhiệt độ mặt biển và sự dao động khí áp theo chiều đông tây được gọi là dao động nam, để phân biệt với dao động khí áp ở đông bắc Đại Tây Dương và bắc Thái Bình Dương.

Chính vì vậy, người ta thường lấy hai thông số này làm chỉ tiêu định lượng trong nghiên cứu hiện tượng ENSO. Dao động khí áp này gọi là dao động nam để phân biệt với dao động khí áp khác như dao động bắc Đại Tây Dương và bắc Thái Bình Dương. Sự biến đổi trong dao động nam trong dung lượng nhiệt của biển được vận chuyển vào không khí dưới dạng biến đổi của khí áp. Kết quả là xảy ra sự biến đổi trong phân bố của khí áp ngang qua Thái Bình Dương theo chiều đông tây.

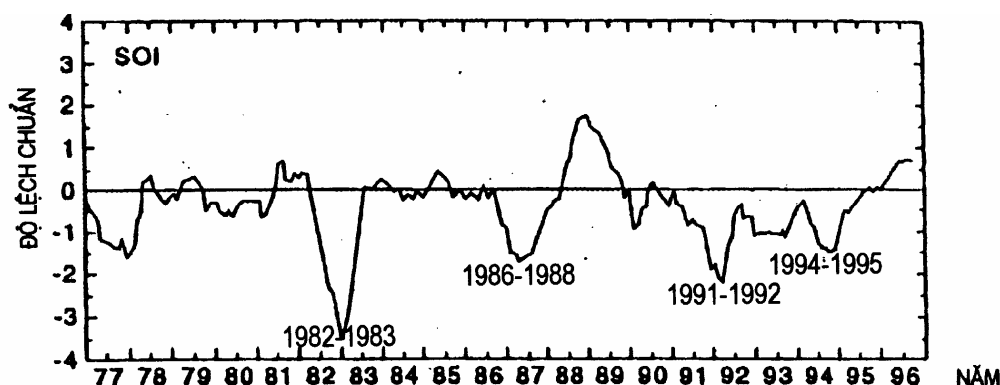
Sự biến đổi cường độ của hệ thống hoàn lưu Walker được định lượng hoá bằng chỉ số dao động nam (*SOI*: Southern Oscillation Index). Chỉ số *SOI* được tính theo công thức Troup (1965):

$$SOI = 10 \times \frac{\Delta P_{T-D} - \bar{\Delta P}_{T-D}}{\sigma(\Delta P_{T-D})}$$

Ở đây ΔP_{T-D} - hiệu khí áp mực biển trung bình tháng của hai trạm Tahiti và Darwin; $\bar{\Delta P}_{T-D}$ - giá trị trung bình nhiều năm của ΔP_{T-D} ; $\sigma(\Delta P_{T-D})$ - độ lệch chuẩn của ΔP_{T-D} của tháng tính *SOI*.

Người ta đã tính *SOI* cho các năm từ 1876 đến 2000 và từ tháng 1 đến tháng 10 hàng năm (Hình 7.30). Đại lượng *SOI* âm chỉ khí áp bờ đông Thái Bình Dương nhỏ hơn chuẩn trong hiện tượng El Nino (Hình thành áp thấp dị thường). Đại lượng *SOI* lớn biểu thị điều kiện La Nina (Hình thành áp cao dị thường). Diễn biến *SOI* trong các năm từ 1877 đến 1996 cho thấy chu kỳ ENSO là khoảng 4 đến 7 năm, mỗi hiện tượng có thể kéo dài từ 1 đến 2 năm (Hình 7.30).

Hiện tượng này xảy ra trung bình trong khoảng thời gian 60 ngày đủ để có thể cắt ngang qua Thái Bình Dương và làm tăng nhiệt độ mặt nước biển và mây ở miền đông Thái Bình Dương.



Hình 7.30

Diễn biến của chỉ số dao động nam. Giá trị âm khi áp suất tại trạm Tahiti nhỏ hơn áp suất trạm Darwin trùng hợp với thời gian xảy ra các hiện tượng ENSO. (Climate Diagnostics Bulletin, CPC(1996))

Đến nay bản chất đích thực của cơ chế khởi đầu ENSO còn chưa rõ. Trong khi toàn bộ đặc điểm của các hiện tượng ENSO về sự phát triển, thời gian khởi đầu, độ kéo dài và cường độ cũng như những ảnh hưởng khí hậu của ENSO đã sáng tỏ. Ảnh hưởng đó thể hiện dưới dạng các hình thể chuẩn sai mưa và nhiệt độ ổn định trong mỗi đợt ENSO.

Hiện tượng ENSO năm 1983 là một ví dụ. Tổng lượng mưa lớn hơn trung bình ở Bắc Bán Cầu vào các tháng có ENSO dọc theo bờ tây của miền nhiệt đới Nam Mỹ, miền Nam Brazil và miền trung Argentina cũng như ở các vĩ độ cận nhiệt của Bắc Mỹ. Những điều kiện ẩm chuẩn sai dương này dẫn tới lũ lụt tăng cường xói mòn và lở đất, tất cả các hiện tượng này có tác hại lớn đối với sản xuất nông nghiệp, hệ thống giao thông và đối với cuộc sống con người.

Hiện tượng ENSO không những chỉ gây ảnh hưởng đến sự biến đổi thời tiết ở miền xích đạo Thái Bình Dương, những dấu hiệu của hiện tượng này còn thấy ở Ấn Độ, châu Phi, châu Nam Cực và Bắc Mỹ.

Kết quả nghiên cứu gần đây cho thấy sự khởi đầu của hiện tượng ENSO có thể do ba nguyên nhân: chu trình khí hậu hay dao động đại dương – khí quyển, động đất dưới nước ở miền đông Thái Bình Dương và dao động của hoạt động Mặt Trời. Trong ba nguyên nhân kể trên thì hai nguyên nhân sau ít liên quan với hiện tượng ENSO, nguyên nhân chủ yếu vẫn là sự dao động phức tạp trong động lực của hệ thống đại dương – khí quyển.

Trenberth nghiên cứu mối liên quan giữa sự phát xạ CO₂ với hiện tượng ENSO cho thấy trong 20 năm gần đây khi lượng khí CO₂ tăng lên, khí quyển và đại dương nóng lên, hiện tượng El Nino xuất hiện với tần suất cao hơn và kéo dài hơn so với hiện tượng La Nina.

Theo Tổ chức Khí tượng thế giới (WMO) kể từ năm 1970 có ba thập kỷ mỗi thập kỷ xảy ra 5 lần El Nino: 1972 – 1973, 1982 – 1983, 1986 – 1988, 1991 – 1995 và 1997 – 1998. Trong đó El Nino 1997 – 1998 có cường độ lớn nhất và El Nino 1991 – 1995 kéo dài nhất thế kỷ 20. Trong 7 thập kỷ trước đó cũng chỉ xảy ra 5 hiện tượng El Nino vào các năm: 1899 – 1900, 1904 – 1905, 1913 – 1915, 1925 – 1926 và 1940 – 1941.

7.10 GIÓ ĐỊA PHƯƠNG

Gió địa phương là gió chỉ đặc trưng cho những khu vực địa lý nhất định. Chúng có nguồn gốc khác nhau.

Một là, gió địa phương có thể là biểu hiện của hoàn lưu địa phương không phụ thuộc vào hoàn lưu chung khí quyển bao trùm lên nó. Chẳng hạn như gió đất – biển (gió đất – biển) ở vùng ven biển hay vùng ven những hồ lớn. Sự khác biệt trong quá trình đốt nóng của miền bờ và vùng chứa nước vào ban ngày và ban đêm tạo nên hoàn lưu địa phương dọc theo đường bờ biển. Khi đó ở những lớp gần mặt đất của khí quyển, ban ngày gió thổi từ biển vào đất liền được đốt nóng hơn, còn ban đêm, ngược lại, gió thổi từ đất liền đã lạnh đi ra ngoài biển. Gió núi – thung lũng cũng có đặc tính của hoàn lưu địa phương.

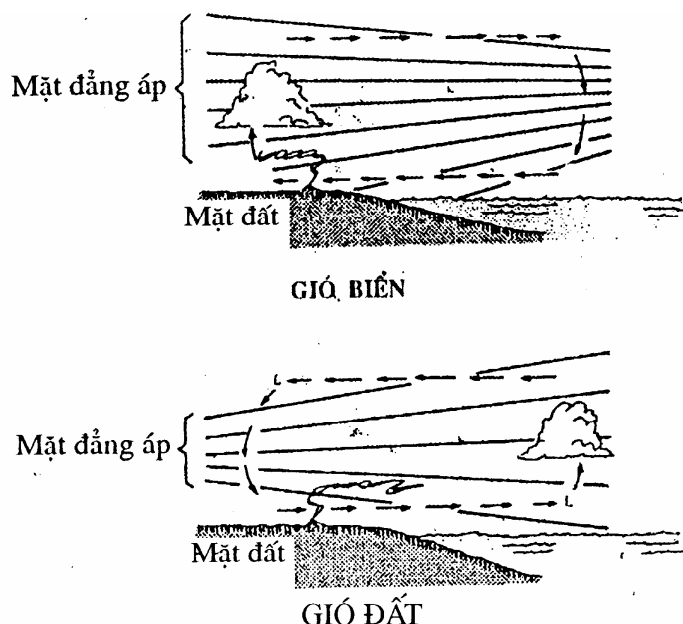
Hai là, gió địa phương cũng có thể là những sự nhiễu động địa phương của các dòng hoàn lưu chung khí quyển dưới ảnh hưởng của địa hình địa phương.

Địa hình của địa phương cũng có thể làm cho gió mạnh lên ở một số vùng và đạt tới tốc độ lớn hơn tốc độ gió ở các vùng xung quanh rất nhiều. Những sự mạnh lên của gió với một hướng nào đó có tính chất địa phương cũng thấy ở nhiều địa phương với những tên khác và được coi như gió địa phương. Đôi khi những dòng không khí đi qua bề mặt nóng và khô, chẳng hạn như sa mạc hay ngược lại trên các bề mặt bốc hơi (mặt nước) mạnh cũng làm cho gió địa phương có những tính chất đặc biệt.

Ba là, đôi khi người ta cũng gọi gió mạnh hay gió có những tính chất đặc biệt, mà thực chất chúng là những dòng hoàn lưu chung ở một số vùng là gió địa phương. Mức độ biểu hiện và đặc tính của chúng đối với khu vực địa lý nào đó là hậu quả của cơ chế hoàn lưu chung – sự phân bố địa lý của các quá trình thời tiết. Chẳng hạn Sirôcô ở Địa Trung Hải chính là gió địa phương với ý nghĩa đó.

7.10.1 Gió đất – biển

Người ta gọi gió đất – biển là gió ở miền bờ biển và miền bờ các hồ lớn có sự đổi hướng một cách đột ngột trong khoảng thời gian một ngày đêm. Ban ngày, gió biển thổi ở lớp vài trăm mét dưới cùng (đôi khi hơn 1km) về phía đất liền, còn ban đêm gió đất thổi từ miền bờ ra biển hình 7.31. Tốc độ gió đất – biển khoảng 3 – 5m/s và ở vùng nhiệt đới còn lớn hơn. Gió đất – biển biểu hiện rõ trong thời tiết quang mây và dòng không khí chung yếu, chẳng hạn như ở những phần trung tâm của xoáy nghịch. Trong trường hợp ngược lại, dòng không khí chung với hướng nhất định sẽ làm mờ gió đất – biển, điều này thường xảy ra khi xoáy thuận đi qua.



Hình 7.31

Sự xuất hiện hoàn lưu thẳng đứng trong gió đất – biển: Ban ngày (a) đất nóng mặt đẳng áp dãn ra theo chiều cao trên đất, hình thành vòng hoàn lưu đưa gió biển thổi vào đất liền. Ban đêm (b), ngược lại, mặt biển nóng tạo vòng hoàn lưu đưa gió từ đất liền thổi ra biển

Không khí thổi theo hướng gradient này. Vì chuyển động phát triển trong một thời gian ngắn nên lực lệch hướng do sự quay của Trái Đất không thể cân bằng với lực gradient khí áp,

chuyển động của không khí không ổn định và không hướng theo mà cắt các đường đẳng áp, nghĩa là không song song với đường bờ biển mà có thành phần rất lớn hướng từ lục địa ra biển. Dòng không khí hướng về phía miền bờ biển làm cho khí áp trên miền bờ biển và khí áp trên biển tăng. Vì vậy, các mặt đẳng áp dưới cũng có độ nghiêng ngược lại – ở phía dưới hình thành gradien khí áp hướng từ biển vào lục địa cùng với nó là dòng không khí tương ứng ở lớp dưới cùng. Dòng không khí dưới cùng này chính là gió biển ban ngày.

Ban đêm hình thành những điều kiện ngược lại, khi đó ở phía dưới gió thổi từ miền bờ biển ra biển – đó là gió đất ban đêm, còn phía trên nó là dòng có hướng ngược lại. Buổi chiều và buổi sáng xảy ra sự biến chuyển gió đất thành gió biển và ngược lại. Dĩ nhiên, dòng không khí chung có thể làm cho cảnh tượng của gió đất – biển khác đi nhiều.

Gió đất – biển lan tới lớp khoảng vài trăm mét cho đến 1 – 2km, gió biển ban ngày lan tới lớp dày hơn gió đất. Dòng ngược lại trên gió đất – biển cũng có chiều dày khoảng 1,5 – 2km. Ở miền nhiệt đới chiều dày của gió đất – biển lớn hơn ở miền vĩ độ cao. Từ đường bờ biển gió đất – biển lan tràn lục địa hay biển hàng chục km.

Sự thâm nhập của gió biển vào lục địa cũng có những nét chung với sự thâm nhập của front lạnh. Gió biển làm giảm nhiệt độ trên lục địa và tăng độ ẩm tương đối ít nhiều: điều này đặc biệt biểu hiện rõ ở miền nhiệt đới. Ở Madrat (Ấn Độ) gió biển giảm nhiệt độ không khí ở miền bờ biển khoảng 2 – 3°C và tăng độ ẩm lên 10 – 20%. Ở Tây Phi hiệu ứng này còn lớn hơn: gió biển khi thay thế không khí nóng thổi từ trung tâm lục địa có thể giảm nhiệt độ đến 10°C hay hơn nữa và tăng độ ẩm tương đối đến 40% hoặc hơn.

Gió biển với sự điều hoà lớn thổi trên khu vực vịnh Sanfransiscô có hiệu ứng khí hậu rất lớn. Vì gió biển thổi vào đất liền từ dòng biển lạnh California nên nhiệt độ trung bình của các tháng mùa hè ở Sanfransiscô nhỏ hơn ở Lossengeles chỉ nằm ở phía nam khoảng 4° vĩ từ 5 – 7°C. Nhiệt độ mùa đông ở Sanfransiscô thấp hơn 2 – 3°C. Ở Việt Nam gió đất – biển thổi suốt dọc bờ biển và có ảnh hưởng rõ rệt ở đất liền cách bờ biển tới 5 – 10km.

7.10.2 Gió núi – thung lũng

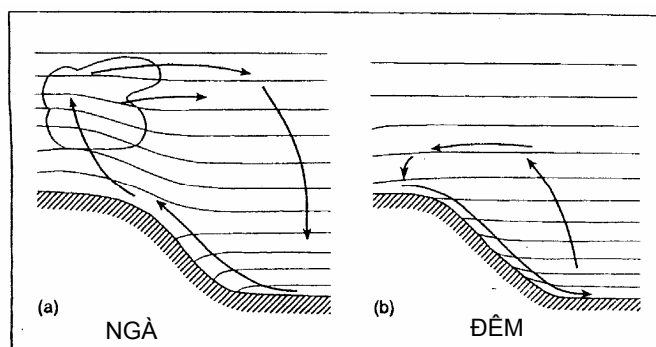
Ở miền núi thường quan sát thấy gió với chu kỳ ngày đêm giống như gió đất – biển. Đó là gió núi – thung lũng. Ban ngày gió thung lũng thổi từ cửa thung lũng lên cao theo thung lũng cũng như theo sườn núi. Ban đêm, gió núi thổi xuống dưới theo sườn núi và thung lũng về phía đồng bằng.

Có thể phân biệt ít nhất là hai nguyên nhân xuất hiện của gió núi thung lũng tác động độc lập. Một trong những nguyên nhân đó thúc đẩy không khí ban ngày bốc lên hay ban đêm đi xuống theo sườn núi: gió theo sườn. Một nguyên nhân tạo nên dòng không khí đi lên theo thung lũng vào ban ngày và đi xuống vào ban đêm là gió núi thung lũng với nghĩa hẹp.

Trước hết, ta hãy nói về gió theo sườn. Ban ngày, sườn núi bị đốt nóng mạnh hơn không khí, do đó không khí tiếp cận với nó sẽ bị đốt nóng mạnh hơn không khí ở cách xa. Trong khí quyển hình thành gradien nhiệt độ nằm ngang hướng từ sườn về phía khí quyển tự do. Không khí nóng hơn ở sườn bắt đầu bốc lên cao theo sườn như trong quá trình đối lưu trong khí quyển tự do.

Sự bốc lên của không khí theo sườn làm cho mây hình thành trên chúng. Ban đêm, khi sườn lạnh đi, các điều kiện thay đổi ngược lại và không khí thổi theo sườn xuống dưới (Hình 7.32).

Hệ thống gió này có thể phát triển với quy mô khác nhau trên đỉnh núi hay thung lũng thậm chí có thể trên một sườn riêng lẻ dọc theo dãy núi hay đoạn đèo và giữa khu vực đất cao và khu vực đất thấp như khối cao nguyên Tibet – Himalaya và đồng bằng sông Hằng phía bắc Ấn Độ. Rõ ràng là sự biến động theo khu vực lớn của hoàn lưu chung vẫn xảy ra nhưng gió núi vào ban ngày và gió thung lũng ban đêm vẫn hình thành trong phần lớn các trường hợp.



Hình 7.32

Các thành phần cơ bản của gió thung lũng và gió núi: (a) gió thung lũng (anabatic) ban ngày và (b) gió núi (katabatic) ban đêm. Các đường ngang chỉ các mặt đẳng áp

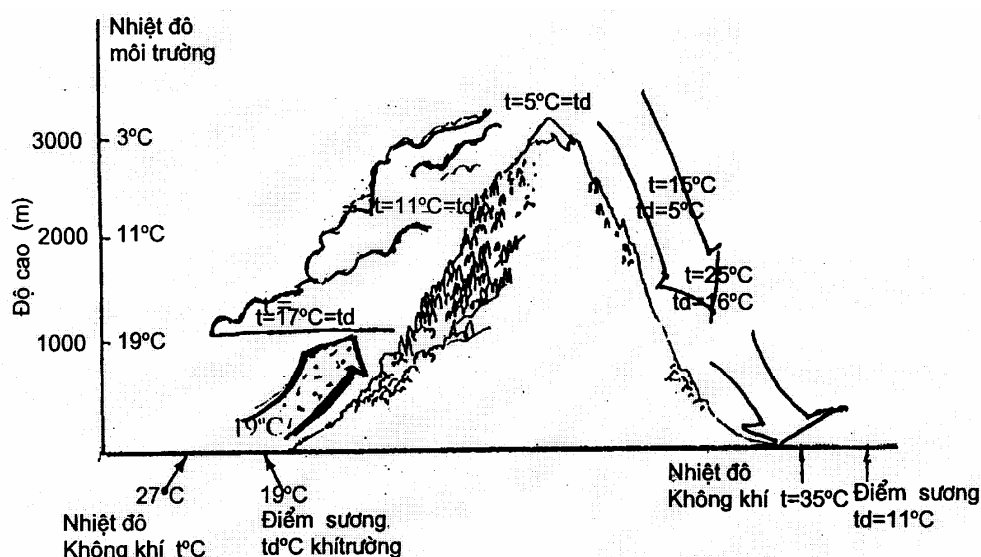
Gió núi thường mạnh hơn và ổn định hơn gió thung lũng. Gió núi thường tiếp tục thổi sau khi mặt trời lặn và xu thế này thường thể hiện rõ ở miền ngoại nhiệt đới vào mùa hè khi bức xạ rất mạnh vào ban ngày và ban đêm lại ngắn. Trong tình trạng đó gió thung lũng nếu phát triển trên quy mô lớn, có thể kéo dài suốt đêm đối với các khu vực núi cao nổi các khối núi cao bao quanh lưu vực sông. Ở nơi gió thuộc hệ thống hoàn lưu chung thịnh hành về hướng như trong trường hợp tín phong hay gió mùa, trong một số khu vực gió thung lũng nói chung sẽ trở thành gió thịnh hành trên sườn đón gió của dãy núi. Ở đây gió thung lũng có thể đóng góp vào lượng mưa gây ra do địa hình và tại những khu vực này thường có cực đại mưa sau buổi trưa. Tuy nhiên, ở sườn khuất gió, gió thung lũng thường bị mờ đi bởi gió trong hoàn lưu chung khí quyển.

Gió núi thường yếu hơn gió thung lũng vào ban ngày do sự khác biệt nhiệt thường nhỏ hơn và chịu ảnh hưởng của ma sát làm giảm tốc độ gió ở gần mặt đất. Tuy nhiên, gió núi có thể mạnh, điều đó đặc biệt dễ xảy ra trong trường hợp đối với núi cao miền ôn đới. Do hiệu ứng độ cao nên ở mặt đất không khí có thể lạnh đi rất nhanh trong điều kiện thời tiết trời quang. Trong những điều kiện này dòng khí thổi từ trên xuống dưới xuống theo sườn có thể rất mạnh, gió có thể giật, vượt quá tốc độ 15 m/s. Hiệu ứng chủ yếu của gió núi là làm tan mây nhanh chóng ở đỉnh núi và ở trên các sườn núi. Không khí lạnh giáng xuống có thể tạo nên sương mù ở thung lũng và trên sườn núi, khi gió núi làm lạnh không khí ở thung lũng tới điểm sương. Gió núi có thể kết hợp với gió đất biển trong khu vực địa hình tăng cường dòng khí thổi về phía biển ban đêm. Chúng thường hội tụ với dòng khí qui mô synôp ngược hướng, tạo nên dải đối lưu ngoài khơi ban đêm.

7.10.3 Phơn

Phơn là hiện tượng gió khô nóng, thổi từng đợt, từng lúc một từ núi xuống thung lũng. Nhiệt độ không khí trong phơn lớn và đôi khi tăng rất nhanh: độ ẩm tương đối giảm đột ngột, đôi khi giảm đến giá trị rất nhỏ. Phơn tạo thời tiết khô nóng với nhiệt độ cực đại buổi trưa lên tới trên 35°C và độ ẩm tương đối giảm dưới 45%. Trong thời kỳ đầu, có thể quan sát thấy dao động rất nhanh và đột ngột của nhiệt độ và độ ẩm do không khí nóng của phơn gặp không khí lạnh tràn đầy thung lũng. Tính giạt từng hồi chứng tỏ tính loạn lưu rất mạnh của phơn. Thời gian hoạt động của phơn có thể kéo dài từ vài giờ đến vài ngày đêm, đôi khi có thời gian gián đoạn.

Phơn có thể xuất hiện ở bất kỳ vùng núi nào nếu dòng không khí hoàn lưu chung vượt qua dãy núi tương đối cao. Từ sườn khuất gió không khí thổi xuống dưới, ở đó không khí giãn nở, vì vậy không khí của các tầng cao hơn lắng xuống dưới dạng gió để hạ xuống (Hình 7.33).



Hình 7.33

Mô hình dòng khí và sự biến đổi nhiệt độ và độ ẩm trong hiện tượng phơn

Nhiệt độ cao của không khí trong phơn là kết quả của sự nóng lên đoạn nhiệt do chuyển động đi xuống. Gradient thẳng đứng của nhiệt độ trong khí quyển hầu như lúc nào cũng nhỏ hơn gradient đoạn nhiệt khô, nghĩa là nhỏ hơn $1^{\circ}/100\text{m}$, vì vậy nhiệt độ thế vị của không khí tăng theo chiều cao. Không khí thổi xuống dưới theo sườn núi về phía thung lũng nóng lên theo định luật đoạn nhiệt khô, nghĩa là nhiệt độ tăng 1° khi hạ thấp 100m (nếu như không khí không còn sản phẩm ngưng kết). Vì vậy, khi tới thung lũng nó có nhiệt độ cao hơn nhiệt độ của không khí ở thung lũng. Nhiệt độ của không khí trong phơn càng lớn nếu độ cao mà từ đó nó hạ thấp càng lớn. Độ ẩm tương đối trong phơn cũng giảm cùng với sự tăng của nhiệt độ.

Khi phơn phát triển mạnh ở phía sườn khuất gió của dãy núi, thì ở sườn đón gió nhiều khi quan sát thấy chuyển động đi lên của không khí theo sườn núi. Nếu núi cao, thì chuyển động của không khí sau khi đạt tới mức ngưng kết sẽ lạnh đi không theo định luật đoạn nhiệt khô mà theo định luật đoạn nhiệt ẩm. Trên sườn đón gió, mây hình thành và như vậy có nhiệt ngưng kết tỏa ra.

Tiếp theo, ta giả thiết là ở sườn khuất gió không khí hạ xuống thấp bằng một khoảng như nó bốc lên cao ở phía sườn đón gió. Mây trong không khí của phơn khi đó sẽ bốc hơi. Song, nếu như một phần sản phẩm ngưng kết rơi xuống theo dạng giáng thủy thì nhiệt chuyển sang

dạng ẩn nhiệt nhiều hơn là nhiệt toả ra khi ngưng kết và không khí hạ xuống thấp với nhiệt độ cao hơn nhiệt độ ở thời kỳ đầu của quá trình. Ta có quá trình gần với quá trình đoạn nhiệt giả.

Nếu không khí ban đầu bốc lên theo sườn đón gió và trong đó xảy ra quá trình tạo mây thì từ thung lũng của sườn khuất gió có thể quan sát thấy mây dạng thành trên đỉnh núi. Khi không khí trong phơn hạ xuống theo sườn khuất gió, mây trong nó bốc hơi; còn trên sườn hứng gió ngược lại mây luôn luôn hình thành. Kết quả là mây dạng này hình thành trong gió phơn – thành phơn – dường như gắn bất động với dãy núi. Tình hình đó cũng xảy ra như trên sườn tây của dãy Trường Sơn ở Việt Nam vào mùa gió tây nam: sườn tây Trường Sơn mưa lớn còn ở sườn đông gió khô nóng gây nên thời tiết khô nóng hai ba ngày liên tiếp với độ ẩm không khí tương đối dưới 45% và nhiệt độ tối cao lớn hơn 35°C.

Cũng có thể phơn, đặc biệt là vào thời kỳ đầu, là quá trình lắng xuống dần dần và nóng lên cơ học của không khí trong xoáy nghịch ở vùng núi. Cùng với sự hạ thấp của nghịch nhiệt nén, nhiệt độ cao càng ngày càng bao trùm những vùng thấp, song quá trình nóng lên không khí lan tới những thung lũng thấp nhất và ở đây vẫn do không khí lạnh chiếm. Trong phơn do xoáy nghịch này, tốc độ gió không lớn lắm, còn sự tăng nhiệt độ của phơn có thể xảy ra đồng thời ở cả hai sườn núi, hiện tượng này thường quan sát thấy nhiều lần ở Kapcat và Anpơ.

Khi vượt qua núi, trong dòng không khí có thể xuất hiện sóng đứng gọi là sóng phơn trên sườn khuất gió với bước sóng tương đối lớn, khoảng vài km, biên độ của sóng có khi gây nên sự hình thành mây dạng sóng. Các sóng này có thể lan tới độ cao gấp 20 lần độ cao của núi.

Chương 8

KHÍ HẬU VÀ PHÂN VÙNG KHÍ HẬU TRÁI ĐẤT

8.1 SỰ HÌNH THÀNH KHÍ HẬU

8.1.1 Những quá trình hình thành khí hậu

Trong các chương ta đã xét nhiều quá trình khí quyển thuộc thành phần của ba chu trình hình thành khí hậu trên Trái Đất là tuần hoàn ẩm, tuần hoàn nhiệt và hoàn lưu chung khí quyển. Đồng thời ta cũng đã nghiên cứu những hậu quả khí hậu của những quá trình này, nghĩa là nghiên cứu chế độ nhiều năm của các yếu tố khí tượng: biến trình ngày và năm của bức xạ, nhiệt độ, giáng thủy và những yếu tố khác, cũng như sự biến thiên, phân bố trung bình trên Trái Đất, sự biến đổi điển hình theo chiều cao của chúng.

Cả ba quá trình hình thành khí hậu này tương tác với nhau. Chẳng hạn, chế độ nhiệt của mặt trái dưới chịu ảnh hưởng của lượng mây do nó ngăn cản thông lượng trực xạ mặt trời. Sự hình thành mây là một trong những khâu của tuần hoàn ẩm. Nhưng chính sự hình thành mây cũng phụ thuộc vào điều kiện của mặt trái dưới và khí quyển, phụ thuộc vào bình lưu nhiệt, nghĩa là phụ thuộc vào hoàn lưu chung khí quyển. Mặt khác, hoàn lưu chung khí quyển tạo nên sự vận chuyển độ ẩm và lượng mây. Chính vì vậy mà ảnh hưởng đến tuần hoàn ẩm và qua đó ảnh hưởng đến điều kiện nhiệt. Trong thực tế ta thường xuyên quan sát thấy ảnh hưởng qua lại của cả ba quá trình hình thành khí hậu này.

Vì vậy, chế độ của mỗi yếu tố khí hậu là kết quả của sự tác động đồng thời của tất cả ba quá trình hình thành khí hậu.

Sự phân bố tổng lượng giáng thủy trên Trái Đất là kết quả trực tiếp của tuần hoàn ẩm vì sự hình thành giáng thủy là một trong những khâu của chu trình này. Như vậy là sự hình thành giáng thủy phụ thuộc vào vị trí của nguồn ẩm (trước hết là vị trí của các đại dương) tương ứng với địa phương nào đó và phụ thuộc vào những khâu khác của hoàn lưu ẩm như sự bốc hơi, dòng chảy, khuếch tán rồi của hơi nước ngưng kết. Chế độ giáng thủy cũng còn phụ thuộc vào điều kiện nhiệt của mặt trái dưới và của khí quyển do các quá trình hình thành nhiệt tạo nên. Độ bốc hơi phụ thuộc vào điều kiện nhiệt này. Những điều kiện nhiệt xác định sự dẫn tới trạng thái bão hoà và lượng ẩm cực đại của không khí trong trạng thái bão hoà và như vậy là xác định cả độ nước của mây; chúng cũng xác định vị trí mực hình thành và băng kết của mây, suy cho cùng là xác định sự hình thành giáng thủy.

Mặt khác, lượng ẩm và chế độ nhiệt lại chịu ảnh hưởng của tuần hoàn ẩm và nhiệt trong quá trình hoàn lưu chung khí quyển. Như vậy, hoàn lưu chung khí quyển cũng tham gia vào việc hình thành chế độ khí hậu chung của giáng thủy.

Tóm lại, cả tuần hoàn ẩm, tuần hoàn nhiệt và hoàn lưu chung khí quyển đều tham gia vào việc phân bố giáng thủy trên Trái Đất.

Chính do mối liên quan qua lại giữa nguyên nhân và kết quả phức tạp đó nên rất khó chọn trình tự thuận lợi nhất khi nghiên cứu các quá trình khí quyển. Với trình tự bất kỳ ta cũng không thể xét chúng một cách đồng thời mà phải xét thứ tự. Nhưng thường khi giải thích quá trình nào đó phải dẫn ra những quá trình khác mà ở các phần sau mới nói tới.

8.1.2 Những nhân tố địa lý của khí hậu

Những quá trình hình thành khí hậu phát triển trong những điều kiện địa lý cụ thể trên Trái Đất. Hoàn cảnh địa lý ảnh hưởng đến cả ba quá trình hình thành khí hậu mô tả ở mục 8.1.1. Những quá trình hình thành khí hậu ở miền vĩ độ thấp, vĩ độ cao, trên lục địa và biển, ở vùng đồng bằng, ở miền núi xảy ra khác nhau, nghĩa là chúng có đặc tính địa lý riêng.

Chính vì vậy, ngay cả những đặc trưng khí hậu và sự phân bố của chúng cũng phụ thuộc vào nhân tố địa lý. Khi xét chế độ nhiều năm của bức xạ, nhiệt độ, độ ẩm, gió ở những chương trên, ta thường nói tới tác động địa lý đối với biến trình ngày và năm, sự biến thiên không có chu kỳ và sự phân bố theo thời gian của chúng. Để tổng kết, ở đây nêu lên những nhân tố địa lý của khí hậu và những hậu quả chính của chúng.

Những nhân tố địa lý chính của khí hậu là: vĩ độ địa lý, độ cao trên mực biển, sự phân bố đại dương và lục địa trên Trái Đất, địa hình của bề mặt lục địa, các dòng biển, lớp phủ thực vật, lớp phủ tuyết và băng. Hoạt động của con người thông qua việc biến đổi những nhân tố địa lý nào đó đóng vai trò đặc biệt và trong giới hạn nào đó nó ảnh hưởng đến quá trình hình thành khí hậu và cũng do đó ảnh hưởng đến khí hậu.

Vĩ độ địa lý

Vĩ độ địa lý là nhân tố địa lý số một và rất quan trọng của khí hậu. Bức xạ mặt trời tới giới hạn trên của khí quyển phụ thuộc rất nhiều vào vĩ độ địa lý vì nó quy định độ cao của mặt trời buổi trưa và thời gian chiếu sáng vào thời gian nhất định trong năm. Bức xạ hấp thụ phân bố phức tạp hơn nhiều do phụ thuộc vào độ mây, albedo của mặt đất và độ trong suốt của không khí. Tuy nhiên, sự phân bố bức xạ cũng vẫn có tính địa đới nhất định.

Cũng do nguyên nhân đó mà về cơ bản sự phân bố của nhiệt độ không khí cũng có tính địa đới. Thực ra, sự phân bố nhiệt độ không chỉ phụ thuộc vào bức xạ hấp thụ mà còn phụ thuộc vào điều kiện hoàn lưu khí quyển. Nhưng ngay hoàn lưu chung cũng có tính địa đới vì bản thân hoàn lưu chung khí quyển cũng phụ thuộc vào tính địa đới của sự phân bố nhiệt độ. Nhân đây nhắc lại là nhân tố thuần túy động học của hoàn lưu chung khí quyển như lực Coriolis, cũng phụ thuộc vào vĩ độ địa lý.

Tính địa đới trong sự phân bố của nhiệt độ dẫn tới tính địa đới của các yếu tố khí hậu khác, tính địa đới này không hoàn toàn rõ rệt nhưng cũng là cơ sở của sự phân bố các yếu tố này trên mặt đất. Ảnh hưởng của vĩ độ địa lý đến sự phân bố các yếu tố khí tượng theo chiều cao càng thể hiện rõ khi ảnh hưởng của những nhân tố khác của khí hậu có liên quan tới mặt đất ít biểu hiện rõ. Như vậy là khí hậu những tầng cao khí quyển có tính địa đới rõ hơn ở mặt đất.

Độ cao trên mực biển

Độ cao trên mực biển cũng là một nhân tố khí hậu. Theo chiều cao khí áp giảm, bức xạ mặt trời, bức xạ hữu hiệu tăng, nhiệt độ thường giảm, biên độ biến trình ngày của nhiệt độ cũng giảm, độ ẩm giảm, còn gió thì biến đổi về tốc độ và hướng tương đối phức tạp. Những sự biến đổi này xảy ra trong khí quyển tự do, nhưng chúng cũng xảy ra ở vùng núi tuy có nhiều động ít nhiều (do gần mặt đất). Ở vùng núi lượng mây và lượng giáng thủy cũng biến đổi đặc biệt. Lượng giáng thủy thông thường ban đầu tăng theo chiều cao địa phương, song từ mực nào đó sẽ giảm. Kết quả là ở vùng núi hình thành đới khí hậu theo chiều cao.

Tóm lại, ở vùng núi những điều kiện khí hậu có thể khác nhau tùy thuộc vào độ cao của địa phương. Sự biến đổi theo chiều cao xảy ra mạnh mẽ hơn theo chiều nằm ngang – theo vĩ độ.

Tính địa đới của khí hậu theo chiều cao

Nhận những điều kiện đã trình bày ở mục trên, ta sơ bộ xét tính địa đới thẳng đứng của khí hậu hay tính địa đới của khí hậu theo chiều cao. Thực chất của hiện tượng này là ở vùng núi sự biến động theo chiều cao của các yếu tố khí tượng gây nên sự biến đổi mạnh mẽ của toàn bộ tập hợp những điều kiện khí hậu. Ở vùng núi thường có những đới hay vành đai khí hậu nằm thứ tự tương ứng với sự biến đổi của thực vật (sự thay thế của các đới khí hậu theo vĩ độ), song có điểm khác là sự biến đổi theo chiều nằm ngang xảy ra trên khoảng cách chừng vài nghìn kilômét thì ở vùng núi chỉ cần độ cao chênh lệch khoảng vài kilômét.

Khi đó những loại thực vật ở vùng núi thay đổi theo thứ tự sau: Đầu tiên là rừng cây lá to, nhưng ở vùng khí hậu khô rừng cây lá to không phải bắt đầu ngay từ chân núi mà ở độ cao nào đó. Ở đây nhiệt độ giảm còn giáng thủy tăng đến mức đủ để cho cây gỗ mọc. Sau đó là rừng cây lá nhọn, bụi rậm, thực vật vùng núi, cỏ và bụi rậm có gai. Tiếp nữa, ngoài giới hạn băng tuyết là đới băng tuyết vĩnh cửu.

Giới hạn trên của rừng ở vùng có khí hậu lục địa nằm cao hơn vùng có khí hậu biển ẩm ướt. Ở miền xích đạo giới hạn đó nằm ở khoảng 3800m. Ở những vùng khô hạn cận nhiệt đới giới hạn này nằm cao hơn 4500m. Nhưng từ miền ôn đới đến miền cực, rừng cây hạ thấp xuống rất nhanh, sự phát triển của rừng bị hạn chế bởi nhiệt độ trung bình tháng 1 (khoảng 10 – 12°). Dễ hiểu là vùng đài nguyên nói chung không có rừng. Toàn bộ sự thay đổi của các đới khí hậu theo chiều cao ở vùng ngoài vành đai cực biểu hiện ở sự thay thế của đới đài nguyên sang đới băng giá vĩnh cửu.

Giới hạn trồng cây ở vùng núi gần trùng với giới hạn của rừng. Ở vùng có khí hậu lục địa khô hạn, giới hạn này ở cao hơn vùng có khí hậu biển. Ở miền ôn đới giới hạn này khoảng 1500m, ở miền nhiệt đới và cận nhiệt đới cây trồng mọc đến độ cao khoảng 4000m, đới với cao nguyên Tây Tạng thậm chí cao hơn 4600m.

Một điều đáng chú ý là trong sự thay thế của các đới khí hậu, những quy luật chung của khí hậu đặc trưng cho vĩ độ địa lý của vùng núi nào đó vẫn đúng. Ví dụ như ở cao hơn giới hạn băng tuyết, miền nhiệt đới, biên độ năm của nhiệt độ vẫn nhỏ, do đó khí hậu ở đó không hoàn toàn giống với khí hậu ở miền cực.

Sự phân bố lục địa và biển

Sự phân bố lục địa và biển là một nhân tố ảnh hưởng lớn đối với khí hậu. Do sự phân bố của lục địa và biển nên có sự phân chia khí hậu thành khí hậu biển và lục địa.

Khi nghiên cứu sự phân bố nhiệt, lượng giáng thủy và các yếu tố khác trên mặt đất ở các chương trước ta nhận thấy là tính địa đới của các đặc trưng khí hậu này thường bị nhiễu động hay bị mờ đi do ảnh hưởng của sự phân bố không đồng đều của lục địa và biển. Ở Nam Bán Cầu, phần lớn diện tích là đại dương còn sự phân bố của lục địa có tính đối xứng hơn so với ở Bắc Bán Cầu, tính địa đới trong sự phân bố của nhiệt độ, khí áp, gió biểu hiện rõ hơn.

Những trung tâm hoạt động của khí quyển trên bản đồ trung bình nhiều năm có mối liên quan rõ rệt với sự phân bố lục địa và biển. Đối cao áp cận nhiệt mùa hè bị chia cắt bởi lục địa nóng hơn. Ở miền ôn đới trên lục địa khí áp cao và khí áp thấp mùa hè chiếm ưu thế biểu hiện rõ. Điều này làm cho hệ thống hoàn lưu khí quyển và như vậy cả điều kiện khí hậu trên Trái Đất trở nên phức tạp hơn.

Bản thân vị trí của địa phương tương ứng với bờ biển cũng ảnh hưởng rất nhiều đến chế độ nhiệt độ (cũng như đến độ ẩm, độ mây và giáng thủy), vì vậy cũng xác định mức độ lục địa của khí hậu. Nhưng cũng cần phải nhớ là tính lục địa của khí hậu không những phụ thuộc vào khoảng cách đối với biển mà còn phụ thuộc vào những điều kiện hoàn lưu chung của khí quyển gây nên sự vận chuyển của những khối khí biển vào sâu trong lục địa (hay khối khí lục địa ra biển) hay ngược lại.

Địa hình

Địa hình gây tác động đáng kể đối với khí hậu. Điều kiện khí hậu ở vùng núi không những phụ thuộc nhiều vào độ cao của địa phương so với mực biển mà còn chịu ảnh hưởng của độ cao, hướng của những dãy núi, phương vị của sườn đối với hướng chiếu sáng và hướng gió thịnh hành, chiều rộng của thung lũng và độ nghiêng của sườn.v.v...

Như trên đã nói, những dòng khí có thể bị các dãy núi cản lại, làm lệch hướng và làm front biến dạng. Tốc độ của các dòng khí thường biến đổi ở những khe hẻm giữa các dãy núi. Ở vùng núi thường xuất hiện những hệ thống hoàn lưu địa phương, gió núi thung lũng, gió băng.

Trên các sườn có phương vị khác nhau thường hình thành những chế độ nhiệt khác nhau. Hình dạng của địa hình còn gây ảnh hưởng cả đối với biến trình ngày của nhiệt độ. Khi cản sự vận chuyển của khối khí nóng và lạnh, núi gây nên sự phân chia rất rõ trong sự phân bố nhiệt độ trên phạm vi lớn.

Do những dòng khí vượt qua các dãy núi nên ở trên sườn đón gió lượng mây và lượng giáng thủy tăng. Ngược lại, ở trên sườn khuất gió xảy ra những quá trình phơn, nhiệt độ tăng, độ ẩm giảm và lượng mây giảm. Trên những sườn núi bị đốt nóng, đối lưu phát triển mạnh, do đó quá trình hình thành mây cũng xảy ra mạnh mẽ hơn. Ở vùng núi thường xuất hiện những nhiễu động sóng trong các dòng khí và những dạng mây đặc biệt.

Rất nhiều hiện tượng như đã kể trên thường thể hiện rõ cả trong chế độ nhiều năm của khí hậu vùng núi và các vùng lân cận.

Dòng biển

Dòng biển tạo nên sự khác biệt rất rõ trong chế độ nhiệt của mặt biển và do đó ảnh hưởng đến sự phân bố của nhiệt độ không khí và hoàn lưu khí quyển.

Sự ổn định của những dòng biển làm cho ảnh hưởng của chúng đối với không khí trở nên có ý nghĩa khí hậu. Bản đồ chuẩn sai nhiệt độ thể hiện rõ ảnh hưởng khác biệt của dòng biển nóng Gônstrim đến khí hậu phía đông của Đại Tây Dương và Tây Âu. Những dòng biển lạnh cũng thể hiện rõ ở trên bản đồ nhiệt độ không khí thông qua những lưỡi lạnh hướng về phía vĩ độ thấp, những dạng nhiễu động của các đường đẳng nhiệt.

Trên những vùng có dòng biển lạnh tàn suất của sương mù tăng, điều này thấy rõ ở Nufoaundolen, nơi không khí thường chuyển động từ dòng biển nóng Gônstrim sang dòng biển lạnh Labrado. Trên vùng biển lạnh thuộc miền tín phong hiện tượng đối lưu không phát triển, lượng mây giảm rõ rệt. Đó là một nhân tố đảm bảo sự tồn tại của các vùng sa mạc gần bờ.

Lớp phủ thực vật và lớp tuyết phủ

Khi nói về nhiệt độ của thổ nhưỡng và không khí ta đã nhắc đến ảnh hưởng của lớp phủ thực vật và lớp tuyết phủ. Lớp phủ thực vật tương đối dày làm giảm biên độ ngày và giá trị trung bình của nhiệt độ thổ nhưỡng. Như vậy, lớp phủ thực vật cũng làm giảm biên độ của nhiệt độ không khí. Rừng gây ảnh hưởng phức tạp đặc biệt và đáng kể hơn đối với khí hậu. Rất có thể rừng tăng lượng giáng thủy vì tăng độ gồ ghề của mặt đệm dưới các dòng khí.

Tuy nhiên ảnh hưởng của lớp phủ thực vật chủ yếu có giá trị về mặt vi khí hậu vì phần lớn ảnh hưởng này chỉ có tác động đối với lớp không khí gần mặt đất và chỉ biến đổi trên phạm vi nhỏ.

Lớp tuyết phủ và lớp băng phủ giảm sự mất nhiệt của thổ nhưỡng và dao động nhiệt độ. Nhưng bản thân bề mặt tuyết phủ cũng phản hồi bức xạ mặt trời ban ngày và lạnh đi ban đêm rất mạnh. Vì vậy, nó cũng làm cho lớp không khí nằm trên lạnh đi. Vào mùa xuân, khi tan lớp tuyết phủ thu một lượng nhiệt rất lớn từ không khí, vì vậy không khí trên lớp tuyết phủ đang tan có nhiệt độ gần bằng 0°C . Trên lớp tuyết phủ vĩnh cửu của miền cực, thậm chí mùa hè cũng thường có hiện tượng nghịch nhiệt hay đẳng nhiệt.

Lớp tuyết phủ đang tan làm tăng lượng ẩm cho thổ nhưỡng và chính vì vậy nó có một ý nghĩa rất lớn đối với chế độ khí hậu vào mùa nóng. Albedo rất lớn của lớp tuyết phủ làm tăng tán xạ và do đó tăng lượng tổng xạ và độ chiếu sáng.

8.1.3 Hoạt động của con người

Nói một cách chính xác thì hoạt động của con người không thuộc về nhân tố địa lý khí hậu. Con người chỉ tác động lên khí hậu qua hoạt động nông nghiệp. Qua quá trình hàng nghìn năm, hoạt động nông nghiệp của con người phải được coi là những hoạt động khí hậu không kể đến tác động tốt hay xấu đối với khí hậu của các hoạt động này. Thực tế, tác động này phần lớn gây tác hại đối với khí hậu ngay cả trong quan điểm kinh tế. Việc đốn rừng khai hoang không hợp lý, việc xây dựng các thành phố và các xí nghiệp không tính đến những điều đó làm cho điều kiện khí hậu xấu đi. Đến nay, tuy khí hậu vẫn bị làm hại, vấn đề cải tạo khí hậu một cách có ý thức mới được đặt ra.

Ở đây ta chỉ nói đến vi khí hậu vì hiện nay trong thực tế chỉ mới có thể cải tạo vi khí hậu mà thôi. Biện pháp thực tế để cải tạo khí hậu là tác động nhân tố địa lý của vi khí hậu như tác động lên lớp phủ thực vật trồng rừng riêng lẻ và những dải rừng phòng hộ riêng. Việc tưới nước cho đồng ruộng tất nhiên không phải để biến đổi khí hậu nhưng cũng làm cho khí hậu tốt hơn. Những hồ chứa nước nhân tạo lớn cũng gây ảnh hưởng đối với vi khí hậu tương tự như hồ thiên nhiên lớn, tuy nhiên không phải bao giờ ảnh hưởng đó cũng phù hợp với ý muốn của con người. Hiện nay, tác động nhân tạo đến khí hậu nói chung, với nghĩa rộng của danh từ này, còn là vấn đề tương lai, cũng có thể tương lai đó không xa.

8.2 CÁC PHƯƠNG PHÁP PHÂN LOẠI VÀ PHÂN VÙNG KHÍ HẬU

8.2.1 Các phương pháp phân loại khí hậu

Các quá trình hình thành khí hậu tác động trong các hoàn cảnh địa lý khác nhau tạo nên rất nhiều điều kiện khí hậu khác biệt. Tuy nhiên, sự phân bố của từng đặc trưng khí hậu như nhiệt độ trung bình của không khí, tổng lượng giáng thủy v.v... có những quy luật địa lý nhất định như phụ thuộc vào vĩ độ, tính lục địa của địa phương, địa hình v.v... Rõ ràng là các loại khí hậu, nghĩa là tập hợp của các đặc trưng này trong giới hạn đã chọn nào đó sẽ phân bố trên Trái Đất một cách có sắp xếp, phụ thuộc vào những nhân tố đó chứ không thể phân bố hỗn loạn. Để có thể phân định rõ những điều kiện khí hậu đa dạng trên Trái Đất, ta cần phân loại khí hậu và nghiên cứu sự phân bố của chúng. Nói một cách khác, cần phải phân loại khí hậu và phân vùng khí hậu trên cơ sở phân loại này.

Trên cơ sở những kiến thức đã biết từ những chương trước ta có thể nói là sự phân bố của khí hậu ít nhiều có tính địa đới, tuy tính địa đới này bị phá vỡ nhiều do ảnh hưởng của các yếu tố phi địa đới.

Hiện nay có nhiều phương pháp phân loại khí hậu cho toàn Trái Đất cũng như cho từng khu vực. Khi phân loại khí hậu, các tác giả đã xuất phát từ các chỉ tiêu khác nhau. Ở đây chỉ trình bày hai phương pháp phân loại và phân vùng cho Trái Đất có giá trị khoa học và thực tiễn lớn.

8.2.2 Phương pháp phân loại khí hậu của Cöpen

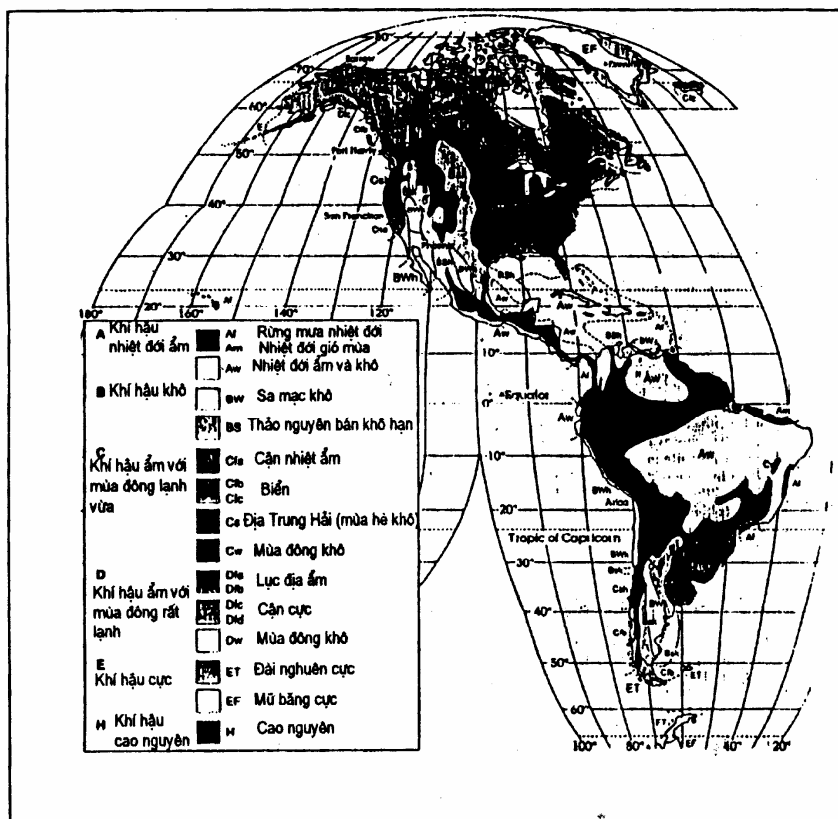
Phương pháp phân loại khí hậu Trái Đất do Cöpen đề xướng từ lâu đặc biệt được phổ biến và đã được hoàn chỉnh lại nhiều lần (Hình 8.1 a – b).

Cöpen phân loại khí hậu theo chế độ nhiệt và mức độ tưới ẩm. Ông phân chia mặt Trái Đất ra thành 8 đới khí hậu (kể cả hai vùng cận cực).

Đới khí hậu nhiệt đới nóng ẩm biểu thị bằng chữ A và nằm ở hai phía xích đạo có đặc điểm là không có mùa đông. Nhiệt độ trung bình tháng lạnh nhất lớn hơn 18°C còn tổng lượng giáng thủy năm bằng hay lớn hơn 750mm. Trong đới này phân biệt hai loại khí hậu là khí hậu miền nhiệt đới ẩm (Al) và khí hậu nhiệt đới gió mùa (Am), nhiệt đới ẩm và khô.

Về hai phía của đới nhiệt đới là hai đới khí hậu khô B bao quanh Trái Đất với những đoạn đứt. Trong các đới này mưa ít còn bốc hơi khả năng rất lớn do nhiệt độ cao. Giới hạn

của các đới này xác định bởi những tương quan giữa nhiệt độ trung bình hàng năm $t^{\circ}\text{C}$ và tổng lượng giáng thủy hàng năm r tính bằng cm khi giáng thủy mùa đông thịnh hành r không lớn hơn $2t$, khi giáng thủy mùa hè thịnh hành r không lớn hơn $2(t+14)$, khi có độ tươi ẩm điều hoà, r không lớn hơn $2(t+7)$. Ta gọi những giá trị r này là giới hạn khô. Năm $r = t+7$ với độ tươi ẩm điều hoà và $r = t+14$ với giáng thủy mùa hè. Sa mạc và thảo nguyên vùng nhiệt đới cũng như ở những vĩ độ phía nam thuộc vùng ôn đới (thảo nguyên và sa mạc Liên Xô, Mông Cổ v.v...) cũng thuộc đới khí hậu khô.



Hình 8.1a
Phân bố các khu vực khí hậu (Köppen)

Kề cận các đới khí hậu khô là hai đới có khí hậu ôn hoà, không có lớp tuyết phủ thường xuyên. Kề từ phía xích đạo, mỗi đới được giới hạn bằng đường đẳng nhiệt -3°C của tháng lạnh nhất.

Khí hậu của các đới khô chia làm hai loại theo lượng giáng thủy; khí hậu thảo nguyên BS và khí hậu sa mạc BW. Giới hạn giữa chúng là tổng lượng giáng thủy.

Giáng thủy trong khí hậu ôn hoà lớn hơn giới hạn khô đưa ra ở trên. Chẳng hạn khí hậu miền Tây Âu (không kể bán đảo Scandinavo), miền Địa Trung Hải, miền Bắc Trung Quốc, các bang miền đông nam Hoa Kỳ thuộc loại khí hậu ẩm và mùa đông lạnh khô (C) này.

Côpen cũng xếp khí hậu vùng núi cao ở các vĩ độ ôn đới và vĩ độ thấp vào loại khí hậu cực này.

Côpen còn chia 11 loại khí hậu đã nói trên thành những loại phụ theo các đặc điểm khác biệt hơn nữa trong chế độ nhiệt độ và giáng thủy.

Trong phương pháp phân loại khí hậu của Côpen ta thấy rõ mối liên quan giữa khí hậu với các loại cảnh quan. Vì vậy, L.S. Béc đề nghị khi phân loại khí hậu cần xuất phát từ phương pháp phân loại các đới cảnh quan địa lý trên lục địa. Vì khí hậu là một trong những yếu tố xác định của cảnh quan địa lý nên theo Béc, các đới khí hậu nói chung trùng với các cảnh quan địa lý mặc dù có những đặc điểm không phù hợp. Khi đó, giới hạn của các đới khí hậu không phải xác định bởi trị số của các yếu tố khí tượng mà theo những đặc trưng lớn nhất của cảnh quan, kể cả khí hậu cũng như thực vật, thổ nhưỡng v.v... do khí hậu xác định.

Béc phân ra 11 loại khí hậu vùng đất thấp và 6 loại khí hậu cao nguyên cao. Tính địa đới của khí hậu theo chiều thẳng đứng ở vùng núi được nghiên cứu riêng.

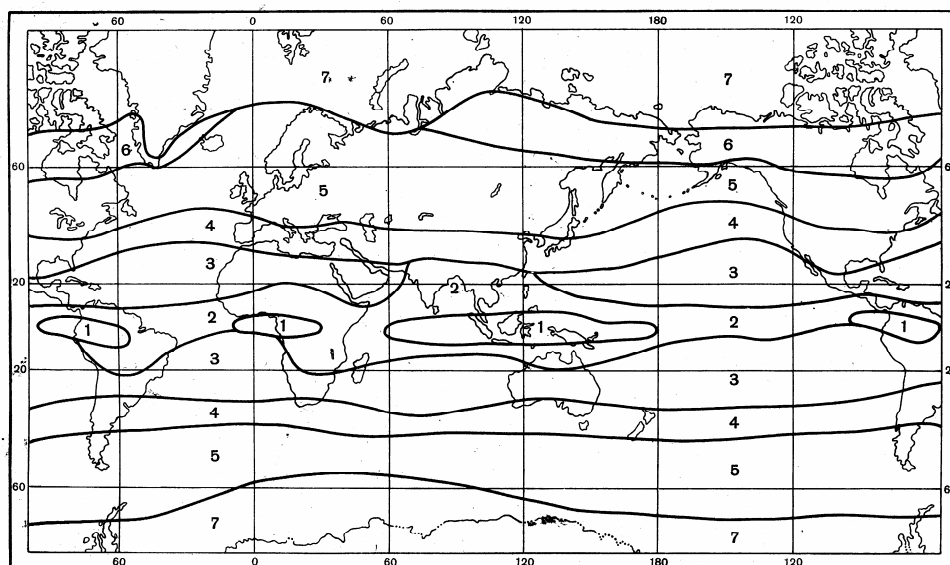
Trong hệ thống các loại khí hậu phân theo phương pháp của Béc, nhiều loại khí hậu trùng với những loại khí hậu theo phương pháp phân loại của Côpen. Nhưng Béc không xuất phát từ những tiêu chuẩn đã chọn trước có liên quan với chế độ của các yếu tố khí tượng. Vì vậy, những trị số đặc trưng cho các đới khí hậu của ông trong nhiều trường hợp còn chưa được xác định, hơn nữa một số đới quá lớn theo chiều dọc và do đó các yếu tố khí hậu biến đổi trong những giới hạn quá lớn.

8.2.3 Phương pháp phân vùng khí hậu của Alisôp.B.P

B.P.Alisôp đề nghị chia các đới và các khu vực khí hậu xuất phát từ những điều kiện của hoàn lưu chung khí quyển (Hình 8.2).

Ông chia bảy đới khí hậu chủ yếu là: 1 – Đới xích đạo, 2 – Đới cận xích đạo, 3 – Nhiệt đới, 4 – Cận nhiệt đới, 5 – Ôn đới; 6 – Cận cực; 7 – Cực đới Bắc Băng Dương (ở Nam Bán Cầu là khối khí Nam Băng Dương).

Giữa các đới này Alisôp phân biệt 6 đới chuyển tiếp, 3 đới ở mỗi bán cầu được đặc trưng bởi sự thay đổi theo mùa của các khối khí thịnh hành. Đó là hai đới khí hậu gió mùa (khí hậu xích đạo) trong đó vào mùa hè thịnh hành không khí xích đạo, còn mùa đông là không khí nhiệt đới; hai đới cận nhiệt trong đó mùa hè không khí nhiệt đới còn mùa đông không khí cực thịnh hành; đới cận cực Bắc Băng Dương hay cận cực Nam Băng Dương mùa hè không khí cực còn mùa đông không khí Bắc Băng Dương hay không khí Nam Băng Dương thịnh hành.

**Hình 8.2**

Phân vùng khí hậu thế giới của Alisop

- 1 – Đới xích đạo,
- 2 – Đới cận xích đạo
- 3 – Nhiệt đới,
- 4 – Cận nhiệt đới
- 5 – Ôn đới
- 6 – Cận cực
- 7 – Cực đới

Giới hạn của các đới được xác định bởi vị trí trung bình của các front khí hậu. Chẳng hạn như đới nhiệt đới nằm giữa vị trí mùa hè của front nhiệt đới và vị trí mùa đông của front cực, vì vậy mùa đông đới này nằm dưới tác động thịnh hành của không khí cực còn mùa hè – không khí nhiệt đới. Giới hạn của các đới khác cũng được xác định tương tự.

Trong mỗi đới khí hậu phân biệt bốn loại khí hậu chủ yếu: khí hậu lục địa, khí hậu đại dương, khí hậu bờ phía tây và khí hậu bờ phía đông đại dương. Sự khác biệt giữa khí hậu lục địa và biển chủ yếu gây nên do những sự khác biệt trong các tính chất của mặt trái dưới; trong trường hợp đầu những tính chất này tạo nên do không khí lục địa, trong trường hợp thứ hai do các khối khí biển. Sự khác biệt giữa khí hậu bờ tây và khí hậu bờ đông của lục địa phần lớn liên quan với những sự khác biệt trong điều kiện hoàn lưu khí quyển và một phần liên quan với sự phân bố của các dòng biển.

8.3 CÁC ĐỚI VÀ CÁC VÙNG KHÍ HẬU TRÊN TRÁI ĐẤT

Phương pháp phân loại bất kỳ thậm chí chi tiết cũng phải đơn giản hoá sự đa dạng của khí hậu Trái Đất. Hơn nữa, không thể đặc tả những loại khí hậu này trong bản trình bày ngắn với một số ít ví dụ. Ở đây chỉ nêu lên những đặc điểm địa lý qui mô lớn chủ yếu của khí hậu theo phân vùng khí hậu của Alisop.

B.P.Alisop chia khí hậu miền nhiệt đới thành ba loại: khí hậu xích đạo, khí hậu gió mùa nhiệt đới (cận xích đạo) và khí hậu tín phong với sự biến dạng trên lục địa (khí hậu sa mạc nhiệt đới).

8.3.1 Khí hậu miền nhiệt đới

Ở những vĩ độ gần xích đạo (đến $5 - 10^{\circ}\text{C}$ ở mỗi bán cầu) thông lượng bức xạ ít biến đổi trong một năm, chế độ nhiệt độ rất điều hoà. Ở trên biển cũng như trên lục địa, nhiệt độ trung bình nhiều năm của mọi tháng biến đổi trong giới hạn từ 24°C đến 28°C . Biên độ hàng năm của nhiệt độ có thể không lớn hơn một độ và thường không vượt quá 5°C . Dĩ nhiên, theo chiều cao nhiệt độ giảm song biên độ năm vẫn nhỏ. Ví dụ Manaos thuộc Borêdin ($3,1^{\circ}\text{S}$, $60,0^{\circ}\text{W}$) nhiệt độ trung bình tháng 9 là $28,2^{\circ}\text{C}$, tháng 3 $26,5^{\circ}\text{C}$, biên độ năm là $1,7^{\circ}\text{C}$. Ở Kitô thuộc Equado ở ngay trên xích đạo ($0,2^{\circ}\text{S}$, $78,5^{\circ}\text{E}$) trên độ cao 2.850m nhiệt độ trung bình tháng 9 là $12,7^{\circ}\text{C}$ còn 5 tháng khác là $12,5^{\circ}\text{C}$; biên độ năm chỉ $0,2^{\circ}\text{C}$.

Biên độ nhiệt độ ngày trong loại khí hậu này khoảng $10 - 15^{\circ}\text{C}$. Do độ ẩm không khí cao, bức xạ nghịch lớn, nhiệt độ không thể giảm nhanh, thậm chí vào những đêm quang đãng. Nhiệt độ tối cao ít khi vượt quá 35°C , còn nhiệt độ tối thấp thường nhỏ hơn 20°C (tất nhiên là trên mực biển và ở miền thấp). Độ bốc hơi lớn, vì vậy độ ẩm tuyệt đối lớn (có thể vượt quá 30g/cm^3). Độ ẩm tương đối cũng lớn, thậm chí cao hơn 70% vào những tháng khô nhất. Có những nơi chẳng hạn như cửa sông Amazon, độ ẩm tương đối trung bình năm lớn hơn 90%.

Giáng thủy trong loại khí hậu này có tổng lượng lớn và có đặc tính rào thường kèm theo dông. Phần lớn giáng thủy rơi trong dải hội tụ nhiệt đới. Trên biển, giáng thủy không có cường độ mạnh và tần suất lớn như trên lục địa.

Nói chung, trong đới này tổng lượng giáng thủy năm từ 1000 – 3000mm. Song ở nhiều nơi chẳng hạn như ở vùng núi Indônêxia và Nam Phi tổng lượng này lớn hơn 6000mm. Ở Đêbunze dưới chân núi Camêrun ($4,1^{\circ}\text{N}$, $9,0^{\circ}\text{E}$) mưa rơi 9470mm trong một năm.

Trong đại bộ phận các vùng thuộc đới này giáng thủy trong một năm phân bố ít nhiều điều hoà; trên lục địa đó là khu vực rừng nhiệt đới ở Nam Mỹ, Châu Phi, Indônêxia.

Tuy nhiên, ngay gần xích đạo cũng có những khu vực lượng giáng thủy trong 1 năm phân bố không đều. Chẳng hạn như ở Manao từ tháng 6 đến tháng 10, nghĩa là vào mùa đông, lượng giáng thủy chỉ có 400mm, còn từ tháng 12 đến tháng 9 là 1320mm, tổng lượng giáng thủy năm là 2060mm. Biến trình giáng thủy ở Librovin ở ngay xích đạo ($0,4^{\circ}\text{N}$, $9,6^{\circ}\text{E}$) còn rõ nét hơn. Ở đây, trong những tháng từ tháng 10 đến hết tháng 5 lượng giáng thủy mỗi tháng khoảng 200 đến 380mm, còn vào tháng 6 và tháng 7 mỗi tháng chỉ 5mm. Biến trình năm của giáng thủy này là do ở nhiều khu vực, thậm chí sát ngay xích đạo hoàn lưu khí quyển có đặc tính gió mùa. Sự dịch chuyển của dải hội tụ nhiệt đới từ xích đạo về phía những vĩ độ cao hơn vào mùa hè Bắc Bán Cầu gây nên ở xích đạo thời kỳ khô, còn dải hội tụ nhiệt đới trở về xích đạo gây nên ở đây thời kỳ mưa.

Trên đại dương thuộc miền xích đạo, thậm chí có các khu vực khô hạn. Ví dụ như đảo Mônđen ở Pôlinhêzi ($0,4^{\circ}\text{N}$, $155,0^{\circ}\text{E}$) tổng lượng giáng thủy này quá nhỏ nếu ta biết nhiệt độ trung bình tháng ở đó khoảng 29°C . Từ tháng 9 đến tháng 12 tổng lượng giáng thủy tháng trên đảo Mônđen từ 20 đến 25mm. Điều đó là do dải hội tụ nhiệt đới quanh năm ở khu vực đại dương này nằm ở Bắc Bán Cầu, không tới xích đạo và quanh năm đảo Mônđen nằm trong phạm vi tác động của tín phong đông nam.

8.3.1.1. Khí hậu nhiệt đới (cận xích đạo)

Ở một số khu vực thuộc đại dương nhiệt đới như Ấn Độ Dương và miền Tây Thái Bình Dương cũng như miền Nam Á và ở vùng nhiệt đới thuộc châu Phi và Nam Mỹ, chế độ gió mùa nhiệt đới chiếm ưu thế. Dải hội tụ nhiệt đới cùng với dải thấp áp xích đạo di chuyển qua các khu vực này hai lần trong một năm – từ phía nam lên phía bắc và từ phía bắc xuống phía nam. Vì vậy, mùa đông ở đây thịnh hành gió đông (tín phong) và vào mùa hè chuyển biến thành gió tây. Nói một cách khác, ở đây có sự thay thế của gió mùa mùa đông và gió mùa mùa hè. Biến trình năm của khí hậu khác với loại tín phong. Theo Alisôp, loại khí hậu này gọi là khí hậu cận xích đạo.

Ở đây, ngoài sự thay thế theo mùa ít nhiều đột ngột của các dòng không khí thịnh hành, không khí nhiệt đới cũng được thay thế bởi không khí xích đạo từ mùa đông sang mùa hè.

Nhiệt độ không khí trong đới nhiệt đới gió mùa trên đại dương cũng cao và có biên độ năm nhỏ như trong khí hậu xích đạo. Trên lục địa, biên độ năm của nhiệt độ lớn hơn và tăng theo vĩ độ. Điều đó đặc biệt biểu hiện rõ ở miền Nam Á, nơi hoàn lưu gió mùa nhiệt đới tiến xa nhất lên phía bắc.

Ở Cuap thuộc Brêdin (15,6°S, 56,1°E) nhiệt độ trung bình tháng 10 là 28°C. Nhiệt độ hơi giảm khi gió mùa mùa hè bắt đầu đưa không khí từ biển vào lục địa, nhiệt độ tháng 1 là +27°C, mùa đông (tháng 6) nhiệt độ giảm đến 24°C. Như vậy, biên độ năm không lớn lắm, chỉ khoảng 4°C.

Ở Mandrat, Ấn Độ gần như trên cùng vĩ độ đó (13,1°N, 80,3°E) nhiệt độ tháng 1 là 25°C, tháng 6 là 32°C; biên độ khoảng 8°C. Song ở Benaret (25°N, 83°E) vào tháng 5 nhiệt độ là 33°C vào tháng 6 sau khi gió mùa mùa hạ bắt đầu, nhiệt độ là 29°C còn vào tháng 1 nhiệt độ giảm đến 16°C. Như vậy, biên độ năm ở Benaret là 17°C – đại lượng này rất lớn đối với các vĩ độ này.

Ở miền đông Trung Quốc, hoàn lưu gió mùa nhiệt đới còn thâm nhập sâu lên phía bắc hơn nữa. Chẳng hạn hoàn lưu này quan sát thấy ở Thượng Hải (31,2°N 121,4°E). Vào tháng 8 nhiệt độ trung bình ở đây là 27°C. Song gió mùa mùa đông từ vĩ độ cao Hồng Hải thuộc Erittorơ đôi khi có gió mùa mùa hè từ Nam Bán Cầu thổi tới sau khi vượt qua các dãy núi Abitsini, khi đó nhiệt độ tăng thêm do quá trình phơn. Vì vậy trên bờ biển Erittorơ nhiệt độ không khí thường rất cao. Ở Masau (15,5°N, 39,5°E) nhiệt độ trung bình tháng 1 và tháng 2 là +26°C, tháng 7 là +35°C, còn nhiệt độ trung bình năm là +30°C.

8.3.1.2. Khí hậu gió mùa trên các cao nguyên nhiệt đới

Trên cao nguyên Abisini, khí hậu nhiệt đới gió mùa mang thêm đặc điểm tạo nên do độ cao lớn trên mực biển. Ở Aditxơ – Aboca (9,0°N, 38,2°E) trên độ cao 2440m, nhiệt độ tháng nóng nhất (tháng 1) là 17°C, tháng lạnh nhất (tháng 12) là 13°C. Như vậy, biên độ năm nhỏ: chỉ có 4°C, song giá trị tuyệt đối của nhiệt độ thấp so với nhiệt độ vùng đồng bằng. Biên độ ngày của nhiệt độ lớn; đôi khi nhiệt độ cực tiểu hạ xuống tới – 3°C. Mùa đông rất ít khi có tuyết.

Tổng lượng giáng thủy năm ở Aditxơ – Aboca là 1260mm. Thời kỳ mưa kéo dài từ tháng 6 đến hết tháng 9, vào tháng 7 lượng giáng thủy là 300mm, còn vào tháng 12 là 5mm.

Trên các cao nguyên cao thuộc Pêru và Bôlivi (cao hơn 2500m) cũng có khí hậu gió mùa lạnh với giáng thủy mùa hè.

8.3.1.3. Khí hậu tín phong

Loại khí hậu nhiệt đới thứ hai và là loại chiếm diện tích lớn nhất ở miền nhiệt đới là khí hậu tín phong, điển hình trên các đại dương ở những vĩ độ quanh năm dải hội tụ nhiệt đới không di chuyển tới.

Ở đây, theo rìa hướng về phía xích đạo của các xoáy cận nhiệt quanh năm thịnh hành tín phong ổn định với những điều kiện thời tiết và khí hậu đặc trưng. Các khu vực trung tâm xoáy nghịch cận nhiệt đới gần với các khu vực gió tín phong theo điều kiện nhiệt độ và giáng thủy cũng có thể xếp vào loại này.

Khí hậu tín phong theo điều kiện nhiệt độ tương đối cao và tăng về phía xích đạo. Ở phần phía đông của đại dương, đới tín phong thổi từ vĩ độ cao hơn với thành phần tốc độ gió hướng về phía xích đạo lớn có bình lưu lạnh, nhiệt độ thấp nhất.

Trong đới tín phong nhiệt độ trung bình các tháng mùa hè theo vĩ độ biến đổi từ 20 đến 27°C. Mùa đông, ở các vĩ độ cao của đới tín phong, nhiệt độ giảm xuống tới 10°C; như vậy gradient nhiệt độ trong đới tín phong vào mùa đông lớn hơn mùa hè.

Ở tầng thấp tín phong có thành phần hướng về phía xích đạo, nghĩa là ngược lại với gradient nhiệt độ mặt nước biển, trong không khí tín phong hình thành tầng kết nhiệt bất ổn định lớn và đối lưu phát triển. Tuy nhiên, sự tồn tại của nghịch nhiệt tín phong ở độ cao khoảng 1 – 1,5km cản trở không cho đối lưu phát triển theo chiều cao. Mây tích và mây vũ tích xuất hiện với lượng lớn: lượng mây trung bình khoảng 50% và lớn hơn; lượng mây chỉ giảm ở tây lục địa. Lượng mây lớn hơn nhiều trong front tín phong – rãnh phân chia các cao áp cận nhiệt của một bán cầu. Ở đây bầu trời thường bị che phủ hoàn toàn.

Tuy nhiên, trong miền tín phong không có lượng mưa lớn, ngoại trừ các đảo do các điều kiện địa hình thuận lợi. Trong điều kiện thuận lợi, trên đảo có núi Kaiu thuộc quần đảo Haoai (22°N, 1547m) lượng mưa trung bình năm khoảng 12.000mm, nghĩa là còn lớn hơn là ở Cherapunzi. Ở đây tín phong đông bắc bị đẩy lên cao ở sườn núi phía đông đảo. Trên sườn khuất gió lượng mưa năm chỉ khoảng 560mm.

Ngoài biển khơi thời tiết trong đới tín phong phần lớn là khô, vì mây không đạt được tới mực băng kết. Mưa nhỏ do sự liên kết các giọt nước trong mây không làm thay đổi tình trạng này. Chỉ một số đám mây có sự phát triển đối lưu rất mạnh mới có thể chọc thủng tầng nghịch nhiệt và cho mưa rào lớn. Mưa lớn cũng còn do bão hoạt động ở đây.

8.3.1.4. Khí hậu sa mạc nhiệt đới

Dạng lục địa của khí hậu tín phong quan sát thấy ở miền bắc và miền nam châu Phi, bán đảo Ả-rập, ở phần lớn châu Úc, ở Mêxico, ở phần trung tâm của Nam Mỹ – đó là những khu vực ở hai bên xích đạo không có sự thay thế của gió mùa, nghĩa là quanh năm thịnh hành không khí nhiệt đới. Chế độ gió ở các khu vực lục địa này không đặc trưng và ổn định như tín phong trên đại dương vì chúng có thể chịu ảnh hưởng không những của các xoáy nghịch mà mùa hè còn chịu ảnh hưởng của các vùng thấp áp mờ.

Những khu vực kể trên tạo nên đới sa mạc nhiệt đới trong đó có Sahara, sa mạc Ả-rập, sa mạc châu Úc v.v... Lượng mây và giáng thủy ở đây rất nhỏ. Cân bằng bức xạ của mặt đất nhỏ hơn trong xích đạo nhiều do ở đây không khí khô và albedo của mặt đất lớn. Tuy nhiên, do nhiệt cung cấp cho bốc hơi nhỏ nên nhiệt độ không khí ở đây rất cao.

Mùa hè ở miền này rất nóng, nhiệt độ trung bình của tháng nóng nhất không dưới 26°C , có nơi trên 40°C . Chính ở khu vực này quan trắc được nhiệt độ cực đại tuyệt đối trên Trái Đất (khoảng $57 - 58^{\circ}\text{C}$). Mùa đông ở miền này ấm, nhiệt độ của tháng lạnh nhất trong khoảng $+10 - +22^{\circ}\text{C}$.

Ở Atsoan thuộc Cộng hoà Ả-rập thống nhất ($24,0^{\circ}\text{N}$, $32,9^{\circ}\text{E}$) nhiệt độ trung bình tháng 6 và tháng 7 là $+33^{\circ}\text{C}$, tháng 1 là $+15^{\circ}\text{C}$. Ở Alit Spring thuộc châu Úc ($23,6^{\circ}\text{N}$, $133,6^{\circ}\text{E}$) nhiệt độ trung bình tháng 1 là $+28^{\circ}\text{C}$, tháng 7 là $+12^{\circ}\text{C}$. Như vậy, biên độ năm đối với vùng nhiệt đới lớn (trung bình là $15 - 20^{\circ}\text{C}$). Dao động ngày của nhiệt độ rất lớn, đôi khi vượt quá 40°C .

Lượng giáng thủy nhỏ, song đôi khi cũng có mưa rào lớn (đến 80mm trong một ngày đêm ở Sahara). Tổng lượng giáng thủy năm phần lớn nhỏ hơn 250mm, có nơi nhỏ hơn 100mm. Ở Atsoan có những thời gian không có mưa hàng mấy năm liền.

Khi gió yếu, ở sa mạc nhiệt đới thường có xoáy cát và thậm chí bão cát, cuốn đi những khối lượng cát rất lớn. Xoáy và bão cát này hình thành do lớp không khí dưới cùng bị đốt nóng quá mạnh.

Trên miền bờ biển phía đông của lục địa, trong đới tín phong, nhiệt độ tương đối thấp vì ở đây không khí thâm nhập rất nhanh từ các vĩ độ cao theo rìa phía đông của xoáy nghịch cận nhiệt và hơn nữa không khí di chuyển qua vùng nước lạnh. Cũng như trên biển, biên độ năm của nhiệt độ nhỏ. Lượng giáng thủy ở đây rất nhỏ (nhỏ hơn 100mm trong một năm) do nhiệt độ của nước thấp và do nghịch nhiệt tín phong nằm thấp. Tuy nhiên, ở đây độ ẩm cao (80 – 90%) và thường có sương mù. Đó là khí hậu miền sa mạc gần bờ biển như miền tây của Sahara, miền nam California, sa mạc Namip (Nam Phi) và Ataca (Nam Mỹ).

Chẳng hạn, ở Svacôpmun trên miền bờ biển của sa mạc Namip, tây nam châu Phi ($22,7^{\circ}\text{N}$, $14,5^{\circ}\text{E}$) nhiệt độ trung bình tháng 2 là $+18^{\circ}\text{C}$, tháng 8 là $+14^{\circ}\text{C}$, lượng giáng thủy năm là 20mm.

Trên miền bờ đông lục địa nơi tín phong có thành phần hướng về phía vĩ độ cao (thời theo rìa phía tây của xoáy nghịch cận nhiệt) nhiệt độ cao hơn ở miền bờ tây. Ví dụ ở Riô Đơ Gianêrô ($22,9^{\circ}\text{N}$, $43,2^{\circ}\text{W}$) nhiệt độ không khí tháng 1 là $+26^{\circ}\text{C}$, tháng 7 là 20°C , còn tổng lượng giáng thủy là 1.100mm. Ở các vĩ độ cận nhiệt, khoảng $25 - 40^{\circ}\text{C}$. Các điều kiện khí hậu xác định bởi sự thay thế theo mùa rõ rệt của các điều kiện hoàn lưu.

Mùa hè, dải áp cao và front cực di chuyển về phía vĩ độ cao hơn. Không khí nhiệt đới từ vĩ độ thấp hơn không chế miền cận nhiệt đới hay chính miền này trở thành các trung tâm hình thành không khí nhiệt đới. Do các xoáy nghịch cận nhiệt di chuyển về phía vĩ độ cao vào mùa hè, khí áp ở miền cận nhiệt trên các đại dương sẽ tăng. Ngược lại, trên lục địa khí áp giảm do mặt đất bị đốt nóng, ở đây thịnh hành xoáy thuận.

Mùa đông, các front cực di chuyển về phía vĩ độ thấp, và vì vậy vùng cận nhiệt đới không chế bởi không khí cực, hoạt động xoáy thuận lan đến đại dương miền cận nhiệt. Khí áp trên

lục địa cận nhiệt vào mùa đông tăng vì vào mùa đông xoáy nghịch lục địa lan đến những vĩ độ cận nhiệt trên các lục địa lạnh.

Từ đó ta thấy những sự khác biệt theo mùa của thời tiết và do đó của khí hậu miền cận nhiệt.

Dưới đây ta sẽ mô tả bốn dạng chính của khí hậu cận nhiệt: dạng lục địa, dạng Địa Trung Hải, dạng gió mùa lục địa, dạng đại dương.

8.3.2 Khí hậu cận nhiệt

8.3.2.1. Khí hậu lục địa cận nhiệt đới

Mùa hè, các miền cận nhiệt trên lục địa chịu tác động của các khu vực thấp áp mờ không có front. Ở đây hình thành các khối không khí nhiệt đới lục địa với nhiệt độ cao, lượng ẩm và độ ẩm tương đối nhỏ. Thời tiết ít mây, khô, nóng. Nhiệt độ trung bình của các tháng mùa hè khoảng 30°C hay hơn nữa. Mùa đông, hoạt động xoáy thuận lan tới các khu vực này vì ở đây thường hình thành front cực hay ít nhất là có các front cực di chuyển qua. Thời tiết không ổn định với nhiệt độ và lượng giáng thủy biến đổi nhiều. Lượng giáng thủy năm ở đây không quá 500mm và có khi ít hơn nhiều. Đó là đới thảo nguyên và bán sa mạc.

Chẳng hạn, ở Têhêran ($35,7^{\circ}\text{N}$, $51,5^{\circ}\text{E}$, độ cao 1160m) nhiệt độ trung bình tháng 8 là $+29^{\circ}\text{C}$, còn tháng 1 là $+1^{\circ}\text{C}$; có những năm có băng giá và nhiệt độ hạ xuống tới -20°C . Lượng giáng thủy trong một năm là 250mm, trong đó từ tháng 7 đến hết tháng 9 trong một tháng chỉ có 1mm, còn từ tháng 11 đến hết tháng 4 (trong suốt nửa năm) mỗi tháng là 220mm.

Phần sa mạc lớn phía nam miền đất thấp Turan Trung Á cũng thuộc đới có khí hậu lục địa cận nhiệt. Ở đây mùa đông không khí cực chiếm ưu thế còn mùa hè trên sa mạc hình thành các khối không khí lục địa nhiệt đới với nhiệt độ rất cao, độ ẩm tương đối thấp và lượng mây rất nhỏ. Mùa hè số ngày nắng nhiều như ở vùng sa mạc nhiệt đới. Chẳng hạn, ở Têrometgiơ trong một năm có 207 ngày quang mây và chỉ có 37 ngày trời mù.

Ở Tasken ($41,16^{\circ}\text{N}$, $69,16^{\circ}\text{E}$) nhiệt độ trung bình tháng 7 là $+27^{\circ}\text{C}$, tháng 1 là -1°C , lượng giáng thủy năm là 350mm, vào thời kỳ từ tháng 6 đến tháng 9 chỉ có 20mm. Tuy nhiên, ở Tasken lượng giáng thủy còn tương đối lớn. Ở đại bộ phận Trung Á, lượng giáng thủy trong một năm chỉ có từ 100 đến 200mm. Chẳng hạn như ở Bairam – Ali ($37,36^{\circ}\text{N}$, $62,11^{\circ}\text{E}$) lượng giáng thủy năm chỉ có 120mm, vào tháng 7, tháng 8, tháng 9 nói chung không có giáng thủy.

Có những ngày hè, nhiệt độ ở một số nơi của nước Cộng hoà Túc-mê-ni tăng đến 50°C . Song mùa đông ở vùng đất thấp Turan có thể có băng giá (đến -30°C hay thấp hơn) do không khí lạnh thâm nhập dễ dàng từ Sibiri và từ các vĩ độ cao.

Ở lục địa cận nhiệt đới (Mecxich, Arizôn, miền đông California, Nêvada) do địa hình cản trở, các khối khí ẩm xâm nhập từ phía tây và phía đông không thâm nhập tới được. Tính lục địa và khô hạn của khí hậu ở đây biểu hiện rất rõ. Chẳng hạn ở Lum ($32,7^{\circ}\text{N}$, $114,6^{\circ}\text{E}$) nhiệt độ trung bình tháng 7 là $+32^{\circ}\text{C}$, tháng 1 là $+12^{\circ}\text{C}$ với nhiệt độ tối thấp trung bình năm là -2°C , lượng giáng thủy chỉ có 90mm. Đó là dải sa mạc. Trong lòng miền chảo sâu của thung lũng chết California ($36,5^{\circ}\text{N}$, $117,5^{\circ}\text{E}$) thậm chí nhiệt độ trung bình tháng 7 tới 39°C , còn nhiệt độ cực đại tuyệt đối là 57°C .

Ở Nam Mỹ do kích thước của lục địa không lớn lắm, ảnh hưởng của biển lớn, chẳng hạn ở San Luis thuộc Argentina ($33,3^{\circ}\text{S}$, $66,3^{\circ}\text{E}$) nhiệt độ trung bình tháng 1 là 24°C , tháng 7 là 9°C , tổng lượng giáng thủy năm là 570mm. Ở châu Phi và châu Úc không có loại khí hậu này.

8.3.2.2. Khí hậu vùng núi cận nhiệt

Dạng đặc biệt của khí hậu lục địa cận nhiệt quan sát thấy ở vùng núi cao châu Á – ở Tây Tạng và Pamia trên độ cao 3500 – 4000m. Khí hậu ở đây có tính lục địa rõ rệt; mùa hè mát còn mùa đông lạnh. Lượng giáng thủy nói chung nhỏ, đó là khí hậu sa mạc trên cao.

Trên trạm Léc ở Katsmia thuộc Ấn Độ ($34,2^{\circ}\text{N}$, $77,6^{\circ}\text{E}$, 3508m) tháng 7 nhiệt độ trung bình là 18°C và tháng 1 là -7°C . Lượng giáng thủy năm chỉ có 80mm, trong đó 25mm rơi vào tháng 7 và tháng 8.

Ở Đulanhi ($33,3^{\circ}\text{N}$, $98,6^{\circ}\text{E}$) nhiệt độ trung bình tháng 7 là $+16^{\circ}\text{C}$, tháng 1 là -9°C , lượng giáng thủy năm là 130mm.

Ở Pamia trên trạm Mugáp ($38,2^{\circ}\text{N}$, $62,0^{\circ}\text{E}$, 3650m) nhiệt độ trung bình tháng 7 là $+14^{\circ}\text{C}$, tháng 1 là -18°C . Băng giá mùa đông đạt tới -50°C . Biên độ ngày của nhiệt độ rất lớn. Lượng giáng thủy ở miền trung tâm và miền đông rất nhỏ; ở Mugáp chỉ có 77mm. Lượng giáng thủy lớn ở miền tây (Xôroc, 286mm) nhất là ở vùng núi (Băng Hà Fetchencơ, 1130mm).

Ở miền đông nam cao nguyên Tây Tạng lượng giáng thủy mùa hè lớn do sự lan tràn của gió mùa Ấn Độ. Ví dụ ở Lokhátso ($29,8^{\circ}\text{N}$, $91,0^{\circ}\text{E}$, 3700m) lượng giáng thủy năm là 1600mm trong đó 1580mm rơi vào trong 5 tháng (từ tháng 5 đến hết tháng 9). Có năm lượng giáng thủy ở Lokhátso lớn hơn 5000mm, cũng có năm gió mùa yếu, lượng giáng thủy nhỏ hơn 400mm. Nhiệt độ trung bình ở Lokhátso biến đổi từ $+17^{\circ}\text{C}$ trong tháng 7 đến 0°C trong tháng 1.

Phía đông Pamia là vùng Sinizian thấp hơn với độ cao trung bình trên mực biển là 1000 – 2000m. Miền này được núi cao bao bọc mọi phía trừ hướng đông. Lượng giáng thủy ở đây nhỏ và cảnh quan là sa mạc với mùa hè nóng và mùa đông lạnh. Ở Kasgaro ($39,5^{\circ}\text{N}$, $76,1^{\circ}\text{E}$, 1230m) nhiệt độ trung bình tháng 7 là $+28^{\circ}\text{C}$, tháng 1 là -6°C , lượng giáng thủy năm là 100mm.

Ở Urumchi ($43,9^{\circ}\text{N}$, $87,6^{\circ}\text{E}$, 880m) nhiệt độ trung bình vào tháng 7 là $+24^{\circ}\text{C}$, tháng 1 là -19°C , lượng giáng thủy 100mm.

8.3.2.3. Khí hậu Địa Trung Hải

Đây là loại khí hậu vùng bờ tây của lục địa trong miền cận nhiệt đới. Mùa hè vùng bờ tây thuộc miền này nằm ở rìa phía đông của các xoáy nghịch cận nhiệt đới hay các nhánh của chúng với thời tiết phần lớn quang đãng và khô. Ở đây mùa đông thường có sự di chuyển qua hay xuất hiện của front cực với hoạt động xoáy trên đó và giáng thủy. Như vậy, mùa hè tương đối nóng và khô, mùa đông mưa và ôn hoà. Hàng năm có thể có tuyết tuy lớp tuyết phủ không hình thành. Lượng giáng thủy nói chung không lớn lắm, lượng giáng thủy lớn vào mùa hè làm cho khí hậu có đặc tính hơi khô. Lượng giáng thủy lớn có thể quan sát thấy trên các sườn núi hứng gió, chẳng hạn như trên bờ biển Adriatic của Nam Tư.

Trước hết, khí hậu khu vực Địa Trung Hải thuộc loại khí hậu này. Ta dẫn số liệu tại Rom ($41,9^{\circ}\text{N}$, $12,5^{\circ}\text{E}$) để làm ví dụ. Nhiệt độ trung bình tháng 7 ở đây là $+25^{\circ}\text{C}$, tháng 1 là 7°C ; tổng lượng giáng thủy năm là 830mm. Trong sáu tháng từ tháng 4 đến hết tháng 9 chỉ có 270mm (vào tháng 7 chỉ có 20mm) còn trong 6 tháng mùa đông lượng giáng thủy là 560mm. Tuy nhiên, tổng lượng giáng thủy dẫn ra ở Rom quá lớn đối với khí hậu ở Địa Trung Hải điển hình. Chẳng hạn ở Afin ($38,0^{\circ}\text{N}$, $23,7^{\circ}\text{E}$) lượng giáng thủy chỉ có 390mm chứng tỏ tính khô hạn của khí hậu.

Giới hạn phía bắc của khí hậu Địa Trung Hải ở châu Âu là bờ biển phía nam Crimê. Ở Ianta ($44,5^{\circ}\text{N}$, $34,2^{\circ}\text{E}$) nhiệt độ trung bình tháng 7 là $+24^{\circ}\text{C}$, tháng 1 là $+4^{\circ}\text{C}$, tổng lượng giáng thủy năm là 600mm, hơn nữa vào nửa năm mùa hè (từ tháng 4 đến hết tháng 9) lượng giáng thủy là 230mm. Những điều kiện tương tự cũng quan sát thấy ở miền bờ biển Hắc Hải sát dãy Kapcat phía bắc Tuápê.

Loại khí hậu Địa Trung Hải cũng thấy ở ngoài phạm vi miền bờ biển California, Orêgôn, Oasinhton thuộc Bắc Mỹ, ở miền trung Chilê, miền nam châu Úc, miền cực nam châu Phi (bán đảo Cap). Khí hậu Địa Trung Hải ở đây có đặc tính biển hơn: mùa hè mát, mùa đông ôn hoà hơn và biên độ năm của nhiệt độ nhỏ hơn.

Ví dụ ở Sangfransiscô ($37,8^{\circ}\text{N}$, $122,4^{\circ}\text{W}$) ảnh hưởng của dòng biển lạnh California rất lớn, nhiệt độ trung bình tháng 9 là 15°C tháng 1 là 10°C , tổng lượng giáng thủy năm là 560mm, trong đó có 480mm rơi vào mùa lạnh từ tháng 10 đến hết tháng 2. Vào tháng 7 và tháng 8 nói chung không có mưa. Ở Keptao Nam Phi ($33,9^{\circ}\text{S}$, $18,5^{\circ}\text{E}$) nhiệt độ trung bình tháng 1 và tháng 2 là $+21^{\circ}\text{C}$, tháng 7 là $+12^{\circ}\text{C}$, tổng lượng giáng thủy năm là 640mm, trong đó hơn 500mm rơi vào mùa lạnh từ tháng 4 đến hết tháng 9.

Khí hậu Địa Trung Hải được đặc trưng bởi một số loại thực vật, kể cả những loại chịu khô; đó là rừng và các bụi rậm với kèm theo các loại cây xanh quanh năm.

8.3.2.4. Khí hậu gió mùa cận nhiệt đới

Trên miền bờ đông của lục địa thuộc miền cận nhiệt đới thường thấy loại khí hậu gió mùa. Mùa đông, các khu vực này chịu ảnh hưởng của không khí từ biển. Ở đây biến trình năm của lượng giáng thủy ngược với biến trình trong loại khí hậu Địa Trung Hải. Mùa đông thời tiết quang mây và khô; ngược lại, mùa hè lượng giáng thủy lớn rơi trong các xoáy thuận trên lục địa, một phần là giáng thủy do đối lưu, một phần do front. Lượng giáng thủy lớn trên các sườn đón gió cũng đóng vai trò đáng kể.

Lượng giáng thủy nói chung lớn và vì vậy, loại khí hậu này được đặc trưng bởi rừng phát triển mạnh với các loại cây lá to, thực vật leo bò sát. Tuyết trong loại khí hậu này thường rơi nhưng lớp tuyết phủ không ổn định.

Chẳng hạn, ở châu Á, Bắc Kinh ($39,9^{\circ}\text{N}$, $116,5^{\circ}\text{E}$) nhiệt độ trung bình tháng 8 là 16°C , tháng 1 là 4°C , tổng lượng giáng thủy năm là 640mm trong đó vào tháng 6 là 260mm và tháng 12 là 2mm.

Trên miền bờ đông Bắc Mỹ ở Oasinhton ($38,9^{\circ}\text{N}$, $77,0^{\circ}\text{E}$) nhiệt độ trung bình tháng 7 là $+25^{\circ}\text{C}$, tháng 1 là $+1^{\circ}\text{C}$, tổng lượng giáng thủy năm là 1030mm, trong đó 110mm rơi vào tháng 7 và 60mm rơi vào tháng 10.

Ở Nam Mỹ, loại khí hậu này thấy ở khu vực Laplat thuộc Buênôt Airt (34,6°N, 58,5°E) nhiệt độ trung bình tháng 1 là +23°C, tháng 7 là +9°C, tổng lượng giáng thủy năm là 940mm, trong đó 110mm rơi vào tháng 2 và 60mm rơi vào tháng 7.

Loại đặc biệt của khí hậu cận nhiệt đới thấy ở miền Tây ngoại Kapkat đặc biệt là vùng đất thấp Konkhit, nơi sự phân bố của lục địa và biển rất đặc biệt và địa hình ảnh hưởng rất lớn đến khí hậu. Mùa đông ở đây ấm nhất trên toàn lãnh thổ Liên Xô, còn mùa hè mặc dầu không quá nóng song rất khó chịu do độ ẩm cao.

Xét theo loại thực vật, khu vực này gần giống các khu vực khí hậu gió mùa cận nhiệt đới.

8.3.2.5. Khí hậu đại dương cận nhiệt đới

Ở các vĩ độ cận nhiệt đới của các đại dương, mùa hè thời tiết quang đăng và khô trong xoáy nghịch với gió nhẹ chiếm ưu thế, còn mùa đông hoạt động của xoáy thuận mạnh kèm theo mưa, gió mạnh, thường có tố. Biên độ năm của nhiệt độ ở đây dĩ nhiên nhỏ hơn trong loại khí hậu lục địa (trung bình khoảng +10°C).

Ở các miền đông đại dương, mùa hè tương đối mát vì có các dòng khí từ các vĩ độ cao hơn (theo rìa phía đông của các xoáy nghịch) và ở đây có các dòng biển lạnh. Ngược lại, ở miền Tây Đại Dương, mùa hè nóng, mùa đông không khí lạnh từ các lục địa thổi tới (từ châu Á, Bắc Mỹ) nên ở đây nhiệt độ thấp hơn ở miền Đông Đại Dương.

Ở các vùng trung tâm đại dương Bắc Bán Cầu, nhiệt độ trung bình của các tháng mùa hè ở vùng cận nhiệt đới là +15°C – +25°C, vào những tháng mùa đông +5°C – +15°C. Ở Nam Bán Cầu, nhiệt độ mùa đông lớn hơn, còn mùa hè nhỏ hơn và như vậy biên độ năm nhỏ hơn.

8.3.3 Khí hậu miền ôn đới

Ở miền ôn đới trong điều kiện bức xạ thường có sự khác biệt theo mùa lớn. Mùa hè, cân bằng bức xạ của mặt trái dưới lớn, còn có những khu vực với độ mây không lớn lắm thì cân bằng bức xạ gần với các điều kiện của miền nhiệt đới, mùa đông cân bằng bức xạ âm.

Miền ôn đới cũng là miền hoạt động của xoáy thuận trên các front cực và front Bắc Băng Dương mạnh nhất, vì vậy chế độ thời tiết ở đây biến đổi rất lớn. Ở đây thường có sự xâm nhập của các khối không khí từ cực như từ vùng cận nhiệt đới và như vậy, nhiệt độ thường biến đổi đột ngột.

Ở Bắc Bán Cầu, các điều kiện hoàn lưu có những sự khác biệt rất lớn giữa lục địa và đại dương, do đó ở đây hình thành loại khí hậu biển và lục địa rõ rệt. Ở Nam Bán Cầu thuộc miền ôn đới thực tế không có loại khí hậu lục địa vì phần lớn ở đây là biển.

Sự khác biệt của khí hậu ở miền bờ đông và bờ tây các lục địa vùng ôn đới rất lớn. Khí hậu bờ tây thường chịu tác động thường xuyên của không khí biển là khí hậu chuyển tiếp từ khí hậu biển sang khí hậu lục địa; thường người ta vẫn gọi loại khí hậu này là khí hậu biển. Trên bờ phía đông thường thấy loại khí hậu gió mùa đặc biệt ở châu Á.

8.3.3.1. Khí hậu lục địa ôn đới

Loại khí hậu này thấy ở lục địa Âu, Á và Bắc Mỹ. Khí hậu ở đây đặc trưng bởi mùa hè nóng và mùa đông lạnh với lớp tuyết phủ ổn định. Biên độ năm của nhiệt độ lớn và tăng khi vào sâu trong lục địa. Các điều kiện tưới ẩm thay đổi từ phía nam lên phía bắc cũng như từ phía tây sang phía đông.

Trước hết, ta hãy nghiên cứu những đặc điểm điển hình của loại khí hậu này ở trên lục địa Âu Á. Ở phần phía nam của miền ôn đới lục địa Âu Á, mùa đông chế độ thời tiết cao áp thịnh hành. Trên bản đồ khí hậu vùng này có trung tâm xoáy nghịch châu Á, mùa đông với nhánh hướng về phía nam châu Âu. Vì vậy, lượng giáng thủy càng giảm, lớp tuyết phủ không dày, mùa đông ở đây rất khắc nghiệt.

Mùa hè ở miền này cũng có các xoáy nghịch có đặc tính cận nhiệt gây nên thời tiết nóng khô. Lượng giáng thủy mùa hè lớn nhưng không đủ so với khả năng bốc hơi với nhiệt độ mùa hè cao và vì vậy, độ tưới ẩm ở phần phía nam miền ôn đới không đủ. Nói chung, trong một năm lượng giáng thủy ở đây từ 200 – 450mm. Vì vậy, thảo nguyên kéo dài từ Mônđavi qua miền nam phần châu Âu của Liên Xô tới Uran qua Mông Cổ, ở đây nhiều khi khô hạn. Ở miền đất thấp thuộc biển Kaspian thảo nguyên biến thành bán sa mạc. Ở miền đông Uran ở phần phía bắc miền đất thấp Turan (ở Cadăstan) thảo nguyên thậm chí đã biến thành sa mạc (khu vực với khí hậu khô hạn thường xuyên).

Ở Kherson (46,6°S, 32,6°E) nhiệt độ trung bình tháng 7 là +23°C, tháng 1 là -4°C, tổng lượng giáng thủy năm là 380mm. Ở Actubơ (48,3°S, 46,1°E) nhiệt độ trung bình tháng 7 là +25°C, tháng 1 là -10°C, tổng lượng giáng thủy năm là 240mm. Ở Bankhatso (46,9°S, 75,0°E) nhiệt độ trung bình tháng 7 là +25°C, tháng 1 là -16°C, tổng lượng giáng thủy năm là 100mm. Trên cùng một vĩ độ, nhưng càng về phía đông nhiệt độ mùa đông và lượng giáng thủy càng giảm, cảnh quan thay đổi từ thảo nguyên sang bán sa mạc, sau đó là sa mạc.

Ở những vĩ độ cao hơn của vùng ôn đới lục địa Âu Á mùa hè ít nóng hơn, mùa đông khắc nghiệt hơn (đối với kinh độ nhất định) và tổng lượng giáng thủy lớn (300 – 600mm). Tính lục địa tăng từ tây sang đông (chủ yếu là do nhiệt độ mùa đông giảm). Lớp tuyết phủ cao hơn và tồn tại lâu hơn. Đó là dải rừng hỗn hợp hay rừng cây lá nhỏ. Ta hãy so sánh các điều kiện ở một số nơi trong vùng này.

Ở Matxvova (55,8°N, 37,6°E) nhiệt độ trung bình tháng 7 là +18°C, tháng 1 là -10°C, tổng lượng giáng thủy năm là 590mm. Ở Cadan (55,8°N, 49,1°E) vào tháng 7 nhiệt độ trung bình là +20°C, vào tháng 1 là -13°C, tổng lượng giáng thủy năm là 410mm. Ở Nôvôsiбіéc (55,0°N, 82,9°E) nhiệt độ trung bình tháng 7 là +19°C, tháng 1 là -19°C, tổng lượng giáng thủy năm là 410mm. Lượng giáng thủy ở mọi nơi có cực đại vào mùa hè.

Lên quá phía bắc là dải rừng cây lá nhọn Taiga kéo dài từ Scangdinavor đến Thái Bình Dương với cùng những qui luật biến đổi khí hậu từ tây sang đông nhưng với mùa đông khắc nghiệt hơn. Giới hạn phía nam của đới rừng Taiga càng về phía đông càng lệch về phía vĩ độ thấp. Ở vùng ngoại Baican khí hậu Taiga tiếp cận với khí hậu thảo nguyên: ở đây đới rừng cây lá nhọn nằm giữa rừng Taiga và thảo nguyên biến mất về phía bắc rừng Taiga và khí hậu rừng Taiga tiến xa nhất tới Taimurz.

Trong đới Taiga mùa hè cũng nóng như ở các vĩ độ thấp hơn nhưng mùa đông lạnh hơn. Chính do tính khắc nghiệt của mùa đông này, khí hậu phía đông có tính lục địa lớn nhất. Lượng giáng thủy ở đây nói chung cũng bằng ở đới rừng cây lá nhọn, độ tưới ẩm nói chung đủ, ở miền tây Sibiri thậm chí hình thành đầm lầy.

Ở Capôlôn (61,5°N, 38,9°E) nhiệt độ trung bình tháng 7 là +17°C, tháng 1 là -13°C, tổng lượng giáng thủy năm là 540mm. Ở Tênhisêi (58,4°N, 92,1°E) nhiệt độ trung bình tháng 7 là +18°C, vào tháng 1 là -22°C, tổng lượng giáng thủy năm là 430mm. Ở Iakutxơ (62,0°N, 129,6°E) nhiệt độ trung bình tháng 7 là +19°C, tháng 1 là -44°C, tổng lượng giáng thủy năm là 190mm, chính ở đây tính lục địa của khí hậu đạt tới giá trị cực đại.

Ở Bắc Mỹ cũng có những loại khí hậu lục địa miền ôn đới tương tự, song chúng phân bố rất phức tạp, một phần là do địa hình. Ở miền tây lục địa, do dãy Thạch Sơn chặn các dòng không khí từ Thái Bình Dương thổi vào, bán sa mạc và thảo nguyên chiếm ưu thế. Ở miền đông là rừng cây lá to. Về phía bắc, phần lớn Canada là rừng Taiga, ở miền Atlaxca rừng Taiga lan xa nhất lên phía bắc, còn vùng cực bắc của Canada là đài nguyên.

Các điều kiện khí hậu cũng phân bố tương ứng với sự phân bố này. Ta dẫn ra số liệu của một số trạm.

Ở vùng thảo nguyên Sônlâyôxiti (40,8°N, 11,9°W) trên độ cao tương đối lớn so với mực biển (1300m), nhiệt độ trung bình tháng 2 là +25°C, tháng 1 là -2°C, tổng lượng giáng thủy năm là 420mm. Lên phía bắc, ở Khavơ (48,6°N, 109,7°W) nhiệt độ trung bình tháng 7 là +21°C, tháng 1 là -10°C, tổng lượng giáng thủy năm là 350mm.

Trong vùng rừng cây lá to, ở Sicagô (41,9°N, 87,6°W) nhiệt độ trung bình tháng 7 là +23°C, tháng 1 là -4°C, tổng lượng giáng thủy năm là 840mm.

Ở những vùng có vĩ độ cao hơn, trong vùng rừng Taiga trên trạm Prinơ Anbec (53,2°N, 105,6°W) nhiệt độ trung bình tháng 7 là +17°C, tháng 1 là -20°C, tổng lượng giáng thủy năm là 400mm.

8.3.3.2. Khí hậu vùng núi ôn đới

Ở vùng núi thuộc dãy Thiên Sơn, lượng giáng thủy lớn hơn ở miền đất thấp Turan và ở Pamia. Trong những điều kiện địa hình thuận lợi, lượng giáng thủy có khả năng vượt quá 2000mm, đi từ tây sang đông lượng giáng thủy giảm. Chẳng hạn, ở Progievanxơ (42,4°N, 78,4°E, 1744m) nhiệt độ trung bình tháng 7 là +7°C, tháng 1 là -5°C. Ở khu vực núi cao Saian và Antai, chế độ nhiệt độ rất đa dạng tùy thuộc vào độ cao và địa hình. Lượng giáng thủy rất đáng kể ở các sườn đón gió (ở miền tây Antai đến 1500mm hay hơn nữa) và nhỏ ở sườn phía nam và các vùng lòng chảo bị che kín (ở Antai: nhỏ hơn 200mm). Ở Saian, trên các sườn phía tây và tây bắc, tổng lượng giáng thủy năm vượt quá 1000mm. Vì vậy, trên các sườn núi hứng gió tích tụ lớp tuyết dày và giới hạn băng tuyết hạ thấp.

Ở bắc Mỹ, trên các sườn hứng gió của dãy Katskat giáng thủy rơi với một lượng rất lớn: hơn 200mm trong một năm. Vào mùa đông giáng thủy cực đại do hoạt động của xoáy thuận mạnh lên, lớp tuyết có nơi cao quá 5m. Ở miền đông dãy Thạch Sơn lượng giáng thủy nhỏ hơn; trên các sườn núi phía tây là 100mm, ở các thung lũng có nơi chỉ có 150 - 200mm. Nhiệt

độ trung bình tháng 1 ở những thung lũng khép kín và trên cao nguyên khoảng $-5^{\circ}\text{C} \div -10^{\circ}\text{C}$ hay thấp hơn.

Dao động rất lớn của nhiệt độ vào mùa đông thường liên quan với gió Chinúc (gió phơn trên cao sườn phía tây của dãy Thạch Sơn). Đã quan trắc thấy những trường hợp trong tháng 1 do có gió Chinúc nhiệt độ tăng từ -31 đến $+19^{\circ}\text{C}$ trong một thời gian dài (khoảng vài chục giờ). Mùa hè khô và không nóng nực; song dĩ nhiên nhiệt độ còn phụ thuộc vào vĩ độ và độ cao trên mực biển.

Những điều kiện đặc biệt của khí hậu vùng thảo nguyên cao và bán sa mạc thường thấy ở Mông Cổ. Ở độ cao 700 – 1200m và cao hơn nữa mùa hè nóng, mùa đông rất lạnh và ít tuyết; lượng giáng thủy nói chung không lớn và phần lớn rơi vào mùa hè, về mùa đông vùng này nằm ở trung tâm của xoáy nghịch châu Á.

Ở Ulan Bato Mông Cổ ($47,9^{\circ}\text{N}$, $106,8^{\circ}\text{W}$, 1309m) nhiệt độ trung bình tháng 7 là $+17^{\circ}\text{C}$, tháng 1 là -24°C ; biên độ ngày của nhiệt độ rất lớn. Lượng giáng thủy còn nhỏ hơn, khoảng 100mm, hơn nữa đó là giáng thủy mùa hè điển hình, mùa đông hầu như không có tuyết.

8.3.3.3. Khí hậu miền tây lục địa ôn đới

Ở miền tây lục địa Âu Á và Bắc Mỹ thuộc miền ôn đới vận chuyển của không khí biển thịnh hành cả vào mùa đông và mùa hè. Vì vậy ở đây khí hậu chịu ảnh hưởng rất lớn của đại dương và là khí hậu biển. Khí hậu được đặc trưng bởi mùa hè không quá nóng và mùa đông ôn hoà, lượng giáng thủy tương đối lớn với sự phân bố theo mùa tương đối đồng đều. Điều đó quy định cảnh quan rừng cây lá to và đồng cỏ. Lượng giáng thủy rất lớn ở các sườn núi phía tây.

Ở Bắc Mỹ do có dãy Thạch Sơn và Kapkat, loại khí hậu này chỉ có ở vùng ven bờ biển tương đối hẹp, còn ở Tây Âu thì lan sâu vào lục địa với tính lục địa tăng dần.

Chẳng hạn, ở Pari ($48,8^{\circ}\text{N}$, $2,5^{\circ}\text{E}$) nhiệt độ trung bình tháng 7 là $+18^{\circ}\text{C}$, tháng 1 là $+2^{\circ}\text{C}$, lượng giáng thủy năm là 490mm. Về phía đông, ở Praha ($50,1^{\circ}\text{N}$, $14,4^{\circ}\text{E}$) nhiệt độ trung bình tháng 7 là $+19^{\circ}\text{C}$, tháng 1 là $+2^{\circ}\text{C}$, lượng giáng thủy năm là 490mm. Ở các vĩ độ cao hơn như Becghen ($60,4^{\circ}\text{N}$, $5,3^{\circ}\text{E}$) do ảnh hưởng của địa hình, lượng giáng thủy tháng 7 là 1730mm Becghen ở phía tây dãy núi Scangđinavơ, trên vùng bờ biển. Về phía đông dãy núi này, ở miền trung tâm và miền đông bán đảo, tính lục địa tăng và ở Stôckhôm vào tháng 7 nhiệt độ trung bình là $+17^{\circ}\text{C}$, tháng 2 là $+3^{\circ}\text{C}$, còn giáng thủy 540mm, về cảnh quan thì đây đã là miền nam của rừng taiga.

Trong loại khí hậu này, lượng giáng thủy lớn nhất ở châu Âu rơi trên các sườn núi hứng gió. Ở trên đã dẫn ra tổng lượng giáng thủy rất lớn của Becghen; nhưng trên một số trạm của dãy Anpơ lượng giáng thủy năm lớn hơn 200mm.

Khí hậu biển ở miền tây Bắc Mỹ được đặc trưng bởi số liệu của trạm Sitka ở Alatska ($57,0^{\circ}\text{N}$, $135,3^{\circ}\text{E}$) nhiệt độ trung bình tháng 8 là $+13^{\circ}\text{C}$, vào tháng 1 là 0°C và lượng giáng thủy năm là 2180mm. Lượng giáng thủy lớn này cũng liên quan với ảnh hưởng của địa hình biểu hiện rõ rệt. Nhưng ở những sườn núi Kapkat lượng giáng thủy còn lớn hơn: từ 300 đến 600mm.

8.3.3.4. Khí hậu miền đông lục địa ôn đới

Ở miền đông châu Á, khí hậu này là khí hậu gió mùa điển hình. Gió mùa của miền ôn đới ở đây là sự tiếp tục của gió mùa nhiệt đới và cận nhiệt đới, được biểu hiện rất rõ và còn thấy ở các vĩ độ phía bắc đảo Sakhalin. Miền nam Kamchatca không có gió mùa, còn ở biển Okhôt và miền Bắc Kamchatca chỉ có xu hướng gió mùa.

Tóm lại, khí hậu gió mùa miền ôn đới thấy ở miền bờ biển đông Liên Xô, miền đông bắc Trung Quốc, miền bắc Nhật Bản và trên đảo Sakhalin.

Mùa đông, miền bờ của lục địa nằm ở rìa của xoáy nghịch châu Á và ở đây không khí lạnh thâm nhập từ biển Đông Sibiri chiếm ưu thế. Vì vậy, mùa đông ở đây ít mây, khô lạnh với lượng giáng thủy tối thiểu. Còn mùa hè trên miền đông châu Á hoạt động của xoáy thuận với giáng thủy tương đối lớn chiếm ưu thế.

Có thể dẫn ra những số liệu của vùng Khabarôp ($48,5^{\circ}\text{N}$, $135,0^{\circ}\text{E}$) làm ví dụ. Ở đây, nhiệt độ trung bình tháng 7 là $+20^{\circ}\text{C}$, tháng 1 là -23°C , lượng giáng thủy năm là 560mm, trong đó vào mùa đông (tháng 10 – tháng 2) chỉ có 74mm.

Ở Nhật Bản vào mùa đông thường có xoáy thuận với giáng thủy do front và mạnh lên do địa hình, khí hậu phức tạp hơn. Ngược lại, vào giữa mùa hè lượng giáng thủy tương đối nhỏ do hoạt động của xoáy thuận dịch về phía bắc. Kết quả là mùa đông, lượng giáng thủy cũng nhỏ hơn lượng giáng thủy mùa hè nhiều. Chẳng hạn, ở Sápô-rô ($43,1^{\circ}\text{N}$, $141,4^{\circ}\text{E}$) nhiệt độ trung bình tháng 8 là $+21^{\circ}\text{C}$, vào tháng 1 là -6°C , lượng giáng thủy năm là 1040mm, trong đó lượng giáng thủy vào mùa lạnh là 540mm, vào mùa nóng là 500mm.

Ở những khu vực phía bắc vùng bờ biển đông Liên Xô, chế độ gió mùa ít biểu hiện hay không tồn tại do hoạt động của xoáy thuận vào mùa đông mạnh, khí hậu ôn hoà hơn và sự phân bố của lượng giáng thủy trong năm điều hoà. Ví dụ ở Kluchapski ở Kamchatca (56°N , 160°E) nhiệt độ trung bình tháng 7 là 15°C , tháng 1 là -18°C , lượng giáng thủy năm là 460mm, trong đó 210mm rơi vào mùa lạnh. Ở miền bờ biển Đại Tây Dương của Canada và Niufaurolen, hoàn lưu gió mùa biểu hiện yếu hay không tồn tại. Mùa đông ở đây không quá lạnh như ở miền đông châu Á, còn mùa hè tương đối nóng. Chẳng hạn ở Galifác ($44,6^{\circ}\text{N}$, $63,6^{\circ}\text{E}$) vào tháng 7 và tháng 8 nhiệt độ trung bình là $+18^{\circ}\text{C}$, vào tháng 1 là -4°C , lượng giáng thủy năm là 1420mm; sự phân bố lượng giáng thủy tương đối đều theo các mùa.

Ở Nam Mỹ có thể coi toàn bộ Patagônhia khoảng từ 38 đến 52°S và từ miền tiền sơn dãy Andơ đến Đại Tây Dương là phần phía đông của lục địa ở miền ôn đới. Hoàn cảnh địa lý ở đây tạo nên khí hậu đặc biệt của vùng bán sa mạc ở sát ngay đại dương. Nguyên nhân là do dãy Andơ đã chắn Patagônhia, song khi đi trên vùng dòng biển lạnh Fôncolen sẽ có tầng kết ổn định nên cũng không cho lượng giáng thủy lớn.

Ở phần lớn Patagônhia lượng giáng thủy năm là 120 – 200mm, vào những tháng mùa hè lượng giáng thủy nhỏ (không quá 20 – 30mm trong ba tháng). Nhiệt độ trung bình tháng 1 từ $+20^{\circ}\text{C}$ ở miền bắc đến $+10^{\circ}\text{C}$ ở miền nam nghĩa là mùa hè lạnh so với lục địa Bắc Bán Cầu trên cùng vĩ độ. Nhiệt độ trung bình tháng 7 gần bằng $+5^{\circ}\text{C}$ song ở các cao nguyên cao thì giảm tới -5°C , nghĩa là mùa đông ôn hoà hơn ở các sa mạc ngoại nhiệt đới Bắc Bán Cầu. Ở miền bờ biển thấp Đại Tây Dương ở miền nam Patagônhia ở Santagorut ($50,0^{\circ}\text{S}$, $68,5^{\circ}\text{W}$)

lượng giáng thủy chỉ khoảng 140mm, nhiệt độ trung bình tháng 1 là $+15^{\circ}\text{C}$, còn tháng 6 tháng 7 là $+2^{\circ}\text{C}$.

8.3.3.5. Khí hậu đại dương miền ôn đới

Đại Tây Dương và Thái Bình Dương chiếm những diện tích rất lớn ở miền ôn đới thuộc hai bán cầu, còn Ấn Độ Dương ở miền ôn đới Nam Bán Cầu. Trên đại dương gió tây thịnh hành biểu hiện rõ nét hơn trên lục địa, nhất là ở Nam Bán Cầu. Tốc độ gió ở đại dương cũng lớn hơn trên lục địa. Ở các vĩ độ 40 và 50°N giữa dải cao áp cận nhiệt và những vĩ độ cận cực thường xuyên có các trung tâm xoáy thuận nhiệt đới đi qua, tốc độ gió trung bình 10 – 15m/s. Ở đây thường xuyên có tố kéo dài; không phải vô cơ mà các thủy thủ gọi vĩ tuyến 40°N là vĩ tuyến “gào thét”.

Trên cùng vĩ độ sự phân bố của nhiệt độ trên đại dương có tính địa đới rõ nét hơn lục địa, còn sự khác biệt giữa mùa đông và mùa hè ít biểu hiện hơn. Do mùa hè lạnh cảnh quan đài nguyên ở trên các đảo giữa đại dương còn thấy ở các vĩ độ thấp hơn so với đới cảnh quan đài nguyên trên lục địa. Ví dụ, các đảo Alêut và Cômado ở $55 - 52^{\circ}\text{N}$ bao phủ bởi đài nguyên; ở Nam Bán Cầu đài nguyên bao phủ các đảo Fôcôlen ở vĩ độ 52° , các đảo miền nam Giêôgôri, các đảo nam Coochnây v.v...

Ở Bắc Bán Cầu, mùa đông miền tây đại dương lạnh hơn miền đông rõ rệt vì ở đây thường có không khí lạnh từ lục địa tràn tới. Mùa hè sự khác biệt này ít hơn. Lượng mây ở trên các đại dương miền ôn đới và lượng giáng thủy rất lớn, nhất là ở những vĩ độ cận cực thường có các xoáy thuận sâu nhất.

Trong miền giữa 40° và 60° vĩ của hai đại dương Bắc Bán Cầu, nhiệt độ trung bình tháng 8 dao động giữa $+22^{\circ}\text{C}$ và $+8^{\circ}\text{C}$ vào tháng 2, ở Đại Tây Dương nhiệt độ thấp hơn (từ $+10^{\circ}\text{C}$ đến -10°C). Nói chung, hiệu nhiệt độ giữa các vĩ tuyến 40° và 60° giảm từ mùa đông sang mùa hè. Biên độ năm của nhiệt độ ở đây khoảng 10 – 15°C .

Ở Nam Bán Cầu nhiệt độ trung bình của các đại dương giữa 40° và 60° có sự biến đổi, nhiệt độ trung bình tháng 2 biến đổi từ $+15$ đến 0°C vào tháng 8 từ 10 đến -10°C . Ở đây gió tây thịnh hành rất ổn định, rất mạnh và thường có tố.

8.3.4 Khí hậu miền cực

8.3.4.1. Khí hậu cận cực

Các vĩ độ cận cực của miền bắc lục địa Âu Á và Bắc Mỹ nằm trong đới đài nguyên. Ở đây mùa đông kéo dài và khắc nghiệt, mùa hè lạnh và có băng giá. Nhiệt độ trung bình tháng nóng nhất không cao hơn $+10^{\circ}\text{C} - +20^{\circ}\text{C}$, đó là giới hạn cây mọc. Mùa hè, lạnh qui định cảnh quan đài nguyên. Lượng giáng thủy ở đây nhỏ hơn trong đới taiga – nhỏ hơn 300mm, còn ở miền đông Sibiri xoáy thuận ít thâm nhập vào miền đài nguyên, lượng giáng thủy thậm chí nhỏ hơn 100mm.

Tuy lượng giáng thủy nhỏ song lượng mây và số ngày có giáng thủy lớn; như vậy là cường độ giáng thủy nhỏ hơn do lượng ẩm của không khí nhỏ, nhiệt độ thấp. Lượng giáng thủy cực đại quan trắc được vào mùa hè. Mặc dù lượng giáng thủy rất nhỏ, song dưới nhiệt độ

thấp vẫn vượt quá khả năng bốc hơi; vì vậy trong vùng đài nguyên thường thì ẩm hình thành băng vĩnh cửu và đầm lầy.

Ở vùng đài nguyên hoàn lưu gió mùa ít nhiều biểu hiện rõ; mùa hè thịnh hành gió với thành phần hướng về phía lục địa, còn mùa đông với thành phần hướng về phía biển.

Ở Opđôxco (66,5°N, 66,6°E) nhiệt độ trung bình tháng 7 là +14°C, tháng 1 là -26°C, lượng giáng thủy năm là 260mm. Trên trạm Footor – Fecson (67,4°N, 134,9°E) nhiệt độ trung bình tháng 7 là +15°C, tháng 1 là -29°C, lượng giáng thủy năm là 260mm.

Trên đại dương Nam Bán Cầu ở phía nam vĩ tuyến 60° đến miền bờ nam băng châu Phi, khí hậu cận cực được đặc trưng bởi sự phân bố rất đồng đều của nhiệt độ vào mùa hè (nhiệt độ ở phần lớn đại dương gần tới 0°C). Song mùa đông nhiệt độ giảm rất nhanh và đạt tới -20°C hay thấp hơn ở miền bờ Châu Nam Cực. Ở những vĩ độ này, các trung tâm xoáy thuận thường xuyên đi qua hơn cả. Vì vậy, ở đây lượng mây cũng như tần suất giáng thủy và sương mù rất lớn. Ở lục địa, gió tây thịnh hành được thay thế bởi gió đông thịnh hành.

8.3.4.2. Khí hậu Bắc Băng Dương

Khí hậu khu vực Bắc Băng Dương trước hết được xác định bởi sự phát xạ và lạnh đi rất mạnh của mặt băng tuyết vào thời gian đêm vùng cực và thông lượng bức xạ mặt trời lớn vào mùa hè. Cân bằng bức xạ năm của bề mặt các biển Bắc Băng Dương, nói chung dương; chỉ ở trên cao nguyên băng tuyết Greenland cân bằng bức xạ âm. Tuy nhiên, nhiệt độ mùa hè không cao vì bức xạ cung cấp cho băng và tuyết tan, nhiệt độ của mặt băng tuyết và của không khí vẫn gần bằng 0°C. Ở các đảo và miền bờ biển mùa hè tuyết tan hết, tất nhiên nhiệt độ cao hơn.

Ngoài ảnh hưởng của các điều kiện bức xạ, còn có tác động rất mạnh của hoàn lưu chung khí quyển. Ở khu vực Bắc Băng Dương hoạt động của xoáy thuận mạnh quanh năm. Các nhiễu động khí quyển thường xuất hiện trên các front Bắc Băng Dương cũng như thâm nhập từ các vĩ độ thấp hơn, hình thành trên front cực. Những khái niệm trước kia về một xoáy nghịch cố định hay ổn định ở Bắc Băng Dương thực ra không đúng. Cao áp chỉ thịnh hành quanh năm ở trên cao nguyên Greenland. Song ở các khu vực khác thuộc Bắc Băng Dương, khí áp từ tháng này sang tháng khác biến đổi rất nhiều và các hệ thống xoáy nghịch trên các bản đồ trung bình chiếm một diện tích không lớn lắm ở những phần khác nhau của đại dương, còn mùa đông khổng chế cả Alatsca và miền đông bắc châu Á. Lượng mây ở Bắc Băng Dương nói chung lớn, gió mạnh. Hoạt động xoáy thuận làm cho các khối khí nóng tràn từ các đại dương miền ôn đới (còn mùa hè kể cả từ lục địa) vào Bắc Băng Dương và làm cho khí hậu Bắc Băng Dương trở nên ôn hoà.

Nhiệt độ trung bình tháng ở Bắc Băng Dương nằm trong khoảng từ -40°C vào mùa đông đến 0°C vào mùa hè. Nhiệt độ của ba tháng mùa đông - tháng 1, tháng 2, tháng 3 - gần bằng nhau.

Khu vực Bắc Băng Dương tiếp cận Đại Tây Dương và châu Âu ấm hơn cả. Ở đây, do hoạt động của xoáy thuận không khí nóng Đại Tây Dương thường xuyên thâm nhập rất xa lên các vĩ độ cao làm tăng nhiệt độ vào mùa đông rất mạnh. Chẳng hạn ở Grinkhabo thuộc miền bắc Tpisbecghen (78,0°N, 14,2°E) nhiệt độ trung bình tháng 1 là -16°C, tháng 7 là +5°C, năm là -8°C, tổng lượng giáng thủy là 320mm. Ở các khu vực khác của Bắc Băng Dương nhiệt độ trung bình tháng 1 thấp hơn -30°C.

Ở phía tây của biển Bêrinh hoạt động của xoáy thuận mạnh đến mức lượng giáng thủy năm đạt tới khoảng 500mm. Về phía đông, lượng giáng thủy giảm rất nhanh.

Ở các khu vực Bắc Băng Dương kế cận châu Á (miền đông Sibiri), Canada và Thái Bình Dương, mùa đông lạnh hơn khu vực Bắc Băng Dương kế cận Đại Tây Dương và châu Âu nhiều, mùa hè nói chung cũng tương tự. Foopôtso (72,0°N, 94,0°W) có nhiệt độ trung bình tháng 7 là +5° và vào tháng 2 là - 32°C còn nhiệt độ trung bình năm là - 15°C, lượng giáng thủy năm ở đây là 100 - 200mm. Trên mũi Salaoôva (73,0°N, 143,3°E) nhiệt độ trung bình tháng 7 là +3°C, vào tháng 2 là - 30°C, trung bình năm là - 15°C, lượng giáng thủy là 80mm.

Ở trung tâm Bắc Băng Dương, nhiệt độ trung bình khoảng từ - 40°C vào mùa đông đến 0°C vào mùa hè.

Băng đảo Grenland với độ cao trên mực biển lớn và chế độ xoáy nghịch thịnh hành, có khí hậu lục địa đặc biệt khắc nghiệt. Ở trạm Aismit (70,9°N, 40,6°E, 3300m) trên cao nguyên nhiệt độ trung bình tháng 7 là - 14°C, tháng 1 là - 49°C, hàng năm - 32°C. Rất có thể đây chưa phải là giới hạn khắc nghiệt của khí hậu Grenland. Nhiệt độ tối thấp cực tiểu ở đây khoảng - 65°C.

Miền nam băng đảo Greenland thường có xoáy thuận đi qua, vì vậy nhiệt độ ở đây cao hơn và tổng lượng giáng thủy hàng năm hơn 100mm, song về phía bắc lượng giáng thủy giảm rất nhanh và ở miền bắc đảo lượng giáng thủy không vượt quá 100mm.

8.3.4.3. Khí hậu châu Nam cực

Đại dương Nam Bán Cầu với khí hậu cận cực như đã nói ở trên, bao quanh lục địa châu Nam Cực. Khí hậu của lục địa băng này khắc nghiệt nhất trên Trái Đất. Nhiệt độ trung bình năm ở đây từ - 10°C trên biên bờ ở vĩ độ cùng cực, đến - 50 - - 60°C ở trung tâm lục địa. Tổng lượng giáng thủy trung bình năm cho toàn lục địa khoảng 120mm; từ miền bờ biển vào sâu trong lục địa lượng giáng thủy giảm rất nhanh.

Nhân tố chủ yếu gây nên tính khắc nghiệt và khô hạn của khí hậu châu Nam Cực là mặt tuyết phủ của lục địa, độ cao trên mực biển lớn (trung bình khoảng 3000m, còn ở trung tâm miền đông châu Nam Cực đến 3500m hay hơn nữa) và chế độ hoàn lưu xoáy nghịch thịnh hành. Tuy thông lượng bức xạ mặt trời vào mùa hè rất lớn, song albedo của mặt tuyết phủ và bức xạ hữu hiệu rất lớn làm cho cân bằng bức xạ âm này được hoàn lại bằng thông lượng nhiệt từ khí quyển.

Hoạt động xoáy thuận ở Nam Bán Cầu phát triển rất mạnh trên đại dương bao quanh châu Nam Cực. Song xoáy thuận phần lớn thâm nhập vào miền tây của lục địa Nam Cực nơi bờ biển bị chia cắt nhiều và có các vịnh ăn sâu vào trong lục địa. Ở miền đông châu Nam Cực, xoáy thuận rất ít khi thâm nhập. Trên bản đồ trung bình của mặt đẳng áp 700mb (nằm ở độ cao trung bình của lục địa) trên miền đông châu Nam Cực quanh năm có xoáy nghịch, ở đây thịnh hành chế độ áp cao. Ở những tầng cao hơn, xoáy nghịch được thay thế bởi xoáy thuận cận cực như ở Bắc Bán Cầu.

Miền bờ biển châu Nam Cực có khí hậu ẩm, ôn hoà và tương đối dịu. Mùa hè ở đây nhiệt độ cực đại đôi khi lớn hơn 0°C, tuyết tan rất nhanh. Gió mạnh từ các cao nguyên cao của lục

địa thổi xuống dưới đặc biệt đặc trưng cho nhiều vùng ven bờ. Ngoài các xoáy thuận di chuyển gần lục địa, loại gió này làm cho tốc độ gió ở nhiều vùng bờ biển (chẳng hạn ở vùng bờ Sự Thật, trên đất Ađen) đạt tới 15 – 20m/s. Ở đây thịnh hành gió đông và đông bắc. Khi có gió này, trời thường quang mây, mùa hè trên các vùng bờ biển thuộc châu Nam Cực trời nắng và tương phản rất rõ với trời mây mù trên đại dương.

Lượng giáng thủy ở vùng bờ biển thuộc miền Đông Nam Cực là 400 – 500mm, còn ở miền Tây là 600 – 700mm. Nhiệt độ trung bình trên trạm Hoà Bình (65,55°S, 93,0°E) vào tháng 12 và tháng 1 là – 2°C, vào tháng 8 và tháng 9 là – 18°C, trung bình năm là – 11°C, tổng lượng giáng thủy năm là 630mm (song đây là số liệu hơi quá cao). Trên trạm Litton Amêrica (78,3°S, 162,5°E) nằm xa phía nam so với trạm Hoà Bình và ngăn cách với đại dương bởi băng hà Rôtsow vào tháng 7, tháng 9 nhiệt độ trung bình là – 36°C, vào tháng 1 là – 6°C, trung bình năm là – 24°C.

Trên các sườn băng hà với chiều ngang 600 – 800km (ở miền đông châu Nam Cực) cũng thường thấy có gió băng mạnh gây nên bão tuyết. Tốc độ gió trung bình tháng ở đây là 8 – 13m/s. Lượng mây không lớn lắm song khu vực này cũng thường chịu ảnh hưởng của xoáy thuận đi qua đại dương hay vào sâu trong lục địa; vì vậy bão tuyết ở đây thường thấy hơn ở giữa lục địa, còn ở chân sườn núi bão tuyết thậm chí còn thường xuyên hơn ở vùng bờ.

Trên trạm Tiền Phong (69,7°S, 95,5°E, 2700m) nhiệt độ trung bình tháng 8 là – 48°C, tháng 12, tháng 1 là – 23°C, hàng năm – 38°C, tổng lượng giáng thủy năm là 960mm. Trên cao nguyên cao bị che kín miền đông châu Nam Cực với chế độ xoáy nghịch thịnh hành, tốc độ gió trung bình giảm tới 3 – 4m/s. Ở đây, trên mặt tuyết thường xuyên có nghịch nhiệt gần mặt đất rất dày, còn mùa đông quan trắc thấy nhiệt độ mặt đất rất thấp gần đến – 90°C. Nhiệt độ trung bình các tháng mùa đông là – 70°C, các tháng mùa hè là – 30°C, thậm chí vào mùa hè nhiệt độ cực đại thấp hơn – 20°C. Thời tiết quang đăng thịnh hành lượng giáng thủy rất nhỏ, khoảng 30 – 50mm trong một năm. Một phần ba đến một nửa lượng giáng thủy này là do sương gió từ mây băng rơi trên lớp tuyết phủ. Lượng ẩm ở các khu vực trung tâm châu Nam Cực rất nhỏ. Trên trạm Phương Đông sức trương hơi nước trung bình năm nhỏ hơn 0,1mb, mùa đông giảm gần tới không.

Miền đông châu Nam Cực lạnh hơn miền tây trên cùng vĩ độ; các khu vực giữa lục địa lạnh hơn với nhiệt độ gần bằng – 30°C. Điều đó không những do độ cao của địa phương mà còn do miền tây Nam Cực xoáy thuận đưa không khí biển nóng vào lục địa tương đối thường xuyên.

Trạm Phương Đông (72,1°S, 96,6°E, 3420m) đặc trưng cho khí hậu cao nguyên miền đông Nam Cực. Ở đây nhiệt độ trung bình tháng 8 là – 71°C, tháng 12 là – 32°C, trung bình năm là – 55°C. Lượng giáng thủy năm khoảng 50mm. Ở điểm cực nam gần biển chịu ảnh hưởng của hoạt động xoáy thuận nhiều hơn cả (trạm Amutsenxcôt, 2880m) khí hậu có ôn hoà hơn. Ở đây, nhiệt độ trung bình tháng 8 và tháng 9 là – 60°C, vào tháng 1 là – 27°C, năm là – 49°C. Tổng lượng giáng thủy năm là 180mm.

8.4 NHỮNG ĐẶC ĐIỂM CƠ BẢN CỦA KHÍ HẬU VÀ SƠ ĐỒ PHÂN VÙNG KHÍ HẬU VIỆT NAM

8.4.1 Đặc điểm khí hậu

Việt Nam nằm sâu trong miền nhiệt đới từ vĩ tuyến 23°22'N đến 8°22'N (nếu tính đến đảo cực nam của quần đảo Trường Sa thì vĩ độ nam nhất của lãnh thổ nước ta là khoảng 6°). Độ cao mặt trời lớn và ít biến đổi trong năm đã quy định lượng bức xạ lớn và nền nhiệt độ cao. Mặt khác, do lãnh thổ Việt Nam trải dài trên 15° vĩ và 3/4 diện tích Việt Nam là đồi núi cũng do sự chi phối rất mạnh của chế độ gió mùa nên chế độ nhiệt ẩm có sự phân hoá rất mạnh theo mùa.

Khí hậu Việt Nam là khí hậu nhiệt đới gió mùa nóng ẩm với một mùa đông lạnh ít mưa ở miền Bắc, một mùa mưa và một mùa khô ở Tây Nguyên và Nam Bộ, mùa mưa lùi về mùa đông ở các tỉnh giáp biển miền Trung.

Những đặc điểm khí hậu này thể hiện rõ nhất trong trường nhiệt ẩm, kết quả của vị trí địa lý, sự tương tác giữa chế độ gió mùa với địa hình phức tạp cũng như sự biến động theo thời gian của chế độ gió mùa không ổn định.

Mùa hè do sự thịnh hành của khối khí xích đạo nóng ẩm từ Ấn Độ Dương và vịnh Bengal với độ dày rất lớn (có khi tới 5km trong thời kỳ gió mùa tích cực) tạo nên nhiệt mùa hè cao và khá đồng đều trong cả nước và mùa mưa cho Nam Bộ và Tây Nguyên cũng như đối với miền Bắc Việt Nam. Tuy nhiên, nguyên nhân gây mưa ở ba khu vực này lại không giống nhau. Nếu như ở Tây Nguyên và Nam Bộ mưa do dòng thăng quy mô synôp ở phía nam rãnh gió mùa thì ở miền Bắc mưa còn do hoạt động của gió mùa tây nam và sự hội tụ của gió mùa với tín phong trên dải hội tụ nhiệt đới và hoạt động của bão. Ở các tỉnh giáp biển miền Trung (từ nam Thanh Hoá đến Ninh Thuận) do áp cao cận nhiệt Tây Thái Bình Dương về cuối mùa đông dịch chuyển về phía nam nên hoạt động của dải hội tụ nhiệt đới và bão ở rìa phía nam áp cao chỉ bắt đầu từ khoảng cuối tháng 8 đầu tháng 9, khi đó mùa mưa ở đây mới bắt đầu và kéo dài đến tháng 12, tháng 1 năm sau. Ở Nam Trung Bộ mưa cực đại vào tháng 10, chậm hơn ở Bắc Trung Bộ một tháng.

Mùa đông không khí cực đới lạnh khô di chuyển từ phía nam Trung Quốc cùng với áp cao Sibêri, đồng thời gió phân kỳ từ tâm áp cao thổi về phía Việt Nam theo hướng đông bắc (nên còn gọi là gió mùa đông bắc) gây nên những đợt lạnh, có khi rất mạnh làm nhiệt độ không khí ở miền núi cao và miền đông bắc có năm hạ xuống rất thấp (như năm 2002 nhiệt độ giảm dưới 0°C, cho tuyết ở Lạng Sơn). Phía trước không khí lạnh thường có front lạnh cùng với hệ thống mây chủ yếu là mây tầng cho mưa vừa và mưa nhỏ, trừ đầu và cuối mùa đông khi không khí lạnh về đột ngột và khối khí trước front lạnh khá nóng và ẩm thì có thể hình thành dải mây vũ tích trước front lạnh cho mưa rào và dông. Gió mùa đông bắc đem lại lượng mưa nhỏ cho các tỉnh Bắc Bộ đến bắc Thanh Hoá và hoạt động của không khí lạnh có khi kết hợp với hoạt động của dải hội tụ nhiệt đới và bão gây nên những đợt mưa rất lớn kéo dài gây lụt lội nặng ở các tỉnh Bắc Trung Bộ. Giữa các đợt xâm nhập lạnh là các đợt ngừng của gió mùa đông bắc, khi đó áp cao cận nhiệt Tây Thái Bình Dương có thể dịch chuyển về phía tây đưa không khí nhiệt đới biển theo tín phong đông nam xâm nhập vào miền Bắc tạo thời tiết nắng ấm như thời tiết mùa hè. Do khối không khí cực đới biến tính khi tới miền Bắc Việt

Nam chỉ có độ dày dưới 1.5km và tiếp tục biến tính khô di chuyển xuống phía nam và bị các dãy núi đâm ngang ra biển ngăn chặn nên chỉ gây tác động làm hạ nền nhiệt độ, tăng lượng mây, giảm bức xạ ở phía bắc dãy Bạch Mã. Phía nam vĩ tuyến này khối khí cực đới gần như biến tính tuyệt đối.

Đối với khí hậu Việt Nam chế độ nhiệt ẩm đóng vai trò quan trọng hàng đầu. Tuy nhiên, nền nhiệt độ nói chung rất cao, trừ các khu vực núi cao trên 1000m, tổng nhiệt độ năm đều trên 7.500°C có nơi như Bình Thuận đạt tới 10.000°C , bảo đảm một nền nhiệt thuận lợi cho sự phát triển của cây trồng chính là cây lúa tới 2 – 3 vụ trong năm. Chính vì vậy, yếu tố mưa trở thành yếu tố quyết định. Đối với các phân vùng tự nhiên và quy hoạch kinh tế, nhất là đối với nông nghiệp lượng mưa và sự phân bố mưa trong năm trở thành chỉ tiêu khí hậu quan trọng nhất.

Chế độ mưa là kết quả tương tác giữa chế độ gió mùa và địa hình đồi núi phức tạp chiếm trên 3/4 diện tích nước ta. Hậu quả là mùa mưa khác biệt giữa các miền. Phân bố lượng mưa năm rất không đồng đều. Lượng mưa trung bình năm cho toàn lãnh thổ khoảng 1500mm, lớn nhất (3200mm) ở Bắc Quang, nhỏ nhất (dưới 800mm) ở Tuy Phong, Bình Thuận (nhỏ hơn 800mm). Do chế độ gió mùa cũng biến động rất mạnh từ năm này qua năm khác, nhất là hoạt động của bão (tính trung bình lượng mưa bão trong năm chiếm tới 30% lượng mưa năm), năm nhiều bão gây lụt lội, nhưng năm ít bão lại hạn hán. Sự biến động này lớn nhất ở Bắc Trung Bộ, nơi chịu ảnh hưởng lớn của bão. Có năm lượng mưa ở Huế chỉ còn trên dưới 1000mm, có năm tới 4000mm. Vì vậy, cần rất thận trọng khi sử dụng lượng mưa trung bình quy hoạch kinh tế do độ ổn định không lớn của đại lượng này.

8.4.2 Sơ đồ phân vùng khí hậu

Trên cơ sở tác động khác biệt của gió mùa đông bắc thể hiện ở sự phân hoá không gian của các đặc trưng bức xạ, nhiệt và mưa Nguyễn Trọng Hiệu (Atlas Khí tượng Thủy văn Việt Nam, 1994) đã phân hai miền khí hậu: miền khí hậu phía Bắc gồm 4 tiểu vùng (ký hiệu là B_1, B_2, B_3, B_4) (Hình 8.3) và miền khí hậu phía Nam gồm 3 tiểu vùng (ký hiệu N_1, N_2, N_3). Các miền và tiểu vùng khí hậu trên hình 8.3 được vẽ lồng trên bản đồ phân bố lượng mưa năm, đặc trưng khí hậu có ý nghĩa thực tiễn nhất và cũng là đặc trưng khí hậu cơ bản dùng phân vùng khí hậu (Hình 8.3).

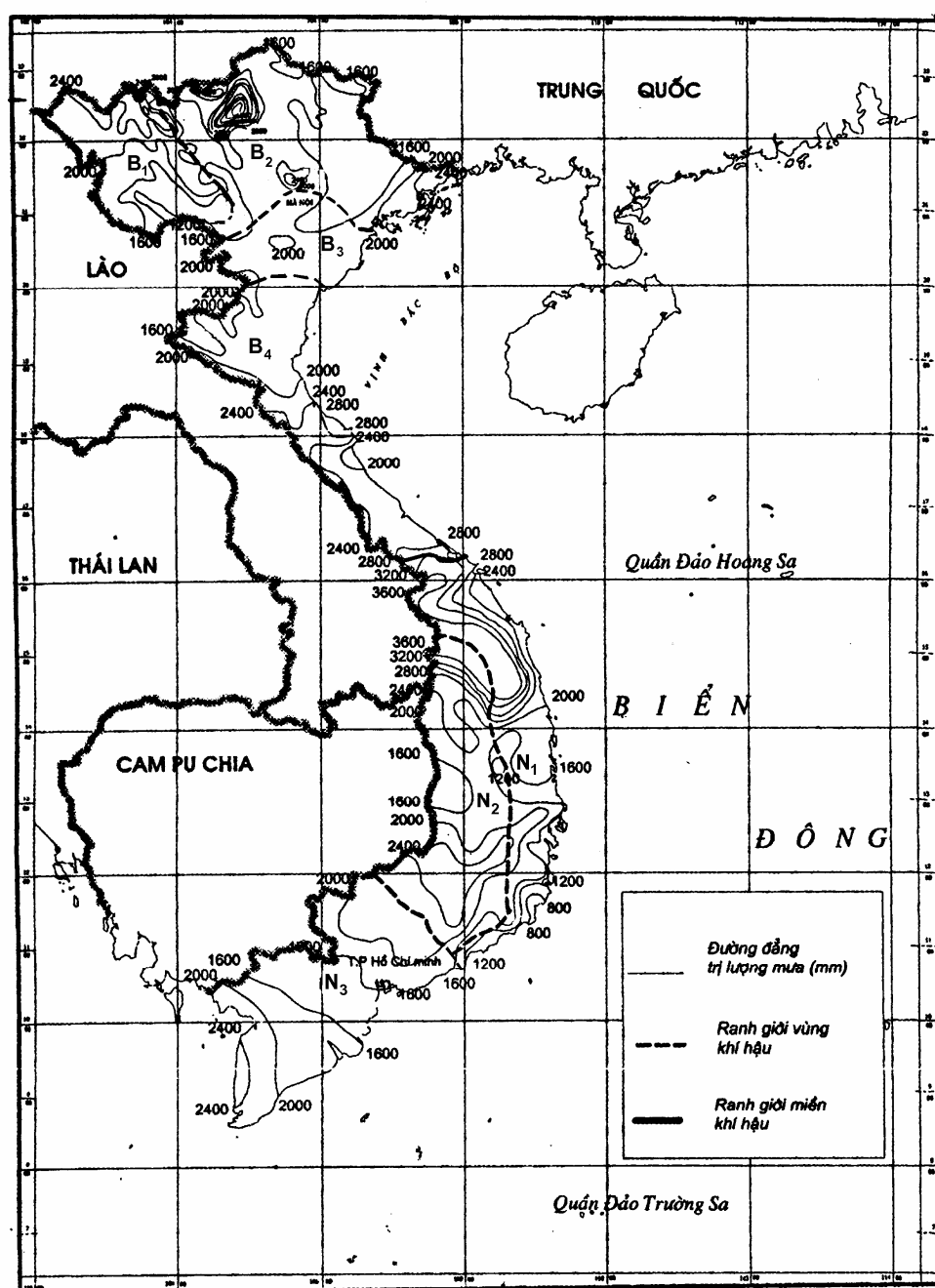
Chỉ tiêu phân miền khí hậu dựa trên các giá trị biên độ năm của nhiệt độ, tổng xạ và số giờ nắng năm. Chỉ tiêu phân vùng khí hậu là mùa mưa và ba tháng mưa cực đại như liệt kê trong hai bảng dưới đây:

Chỉ tiêu phân miền khí hậu

Miền khí hậu	Bắc Bộ	Nam Bộ
Biên độ năm của nhiệt độ không khí ($^{\circ}\text{C}$)	≥ 9	< 9
Tổng xạ trung bình năm (kcal/cm^2)	< 140	> 140
Số giờ nắng trung bình năm (giờ)	≤ 2000	> 2000

Chỉ tiêu phân vùng khí hậu

Vùng khí hậu	B		B		B		N		N
	1	3	3	4	1	2	3		
Mùa mưa	4	5	5	8	8	5	5		
	-9	-10	-10	-12	-12	-10	-10		
Ba tháng mưa lớn nhất	6	6	7	8	9	7	8		
	-8	-8	-9	-10	-11	-9	-10		



Hình 8.3

Sơ đồ phân vùng khí hậu Việt Nam (Nguyễn Trọng Hiệu, Atlas Khí tượng Thủy văn Việt Nam, 1994)

Ranh giới phân hai miền khí hậu nằm ở khoảng 16°N là ảnh hưởng của sự xâm nhập lạnh trong mùa gió mùa đông bắc. Vào mùa đông do khối không khí cực đới biến tính trong các đợt xâm nhập lạnh chỉ có độ dày 1.5 – 2 km nên bị ngăn chặn bởi dãy Bạch Mã đâm ngang ra biển ở vĩ độ 16°N , tạo nên sự khác biệt đặc điểm khí hậu ở hai miền khí hậu.

Từ bảng chỉ tiêu phân vùng khí hậu ta thấy, miền khí hậu phía bắc trừ vùng khí hậu Bắc Trung Bộ và vùng khí hậu Tây Nguyên và Nam Bộ cùng có mùa mưa từ tháng 6 đến tháng 9, cùng có cực đại mưa vào tháng 8 thì ở các tỉnh giáp biển miền Trung gồm vùng khí hậu B₄ và vùng khí hậu Nam Trung Bộ (N₁) mùa mưa bị đẩy về phía mùa đông và chậm tới ba tháng so với các vùng khí hậu khác, bắt đầu từ tháng 9 và kết thúc vào tháng 12, có khi kéo dài đến tháng 1 năm sau.

Dưới đây là những đặc điểm chủ yếu của 7 vùng khí hậu ở Việt Nam

1. Vùng khí hậu B1 (Tây Bắc)

Vùng khí hậu B1 này bao gồm tỉnh Lai Châu, Sơn La với độ cao địa lý phổ biến 100 – 800m. Vùng khí hậu B1 thuộc vùng núi thấp của Tây Bắc Bộ và được che chắn ảnh hưởng của gió mùa đông bắc bởi dãy Hoàng Liên Sơn nên vùng khí hậu B1 ấm hơn vùng đồng bằng Bắc Bộ ở phía nam, mùa mưa ở đây sớm hơn các vùng, ít chịu ảnh hưởng của bão, mùa hè nóng nhiều.

Bức xạ tổng cộng năm phổ biến là $120.135 \text{ Kcal/cm}^2$, cân bằng bức xạ năm là 65 – 75 Kcal/cm^2 , số giờ nắng năm là 1800 – 2000 giờ, nhiều hơn đồng bằng Bắc Bộ. Nhiệt độ không khí trung bình năm phổ biến là 18 – 20°C , tháng nóng nhất tới 26 – 27°C . Nhiệt độ cao nhất tuyệt đối khoảng 38 – 40°C . Biên độ năm của nhiệt độ là 9 – 11°C nhỏ hơn so với các vùng thuộc miền khí hậu phía bắc là vùng cực tây Bắc Bộ. Gió mùa tây nam đến sớm hơn các vùng khí hậu Đông Bắc và đồng bằng Bắc Bộ 1 tháng. Lượng mưa năm trung bình 1400mm ở Sơn La và 1800mm ở Lai Châu. Mưa nhiều nhất vào các tháng 6, 7, 8; ít mưa và có khi nắng hạn vào các tháng 12, 1, 2. Lượng mưa ngày lớn nhất 200 – 500mm, độ ẩm 82 – 85%. Lượng bốc hơi năm là 800 – 1000mm. Tốc độ gió trung bình năm 0.8 – 1.5m/s. Tốc độ gió cực đại không vượt quá 35m/s.

2. Vùng khí hậu B2 (Việt Bắc – Đông Bắc)

Vùng khí hậu B2 bao gồm: Lào Cai, Yên Bái, Hoà Bình, Hà Giang, Tuyên Quang, Phú Thọ, Cao Bằng, Lạng Sơn, Bắc Cạn, Thái Nguyên, Quảng Ninh với độ cao địa lý phổ biến 50 – 500m. Vùng B2 chịu ảnh hưởng mạnh nhất của gió mùa đông bắc và bão so với các vùng khí hậu thuộc Bắc Bộ. Mùa đông nhiều mây lạnh có năm nhiều sương muối, cuối mùa đông nhiều mưa phùn.

Bức xạ tổng cộng 105 – 130 Kcal/cm^2 , cân bằng bức xạ năm 60 – 70 Kcal/cm^2 , số giờ nắng năm 1400 – 1800 giờ, nhiệt độ không khí trung bình năm 18 – 23°C , tháng nóng nhất tới 26 – 28°C . Nhiệt độ cao nhất tuyệt đối 38 – 40°C , nhiệt độ trung bình tháng lạnh nhất 12 –

16°C, nhiệt độ thấp nhất tuyệt đối - 2°C, (3 - 4 tháng nhiệt độ trung bình dưới 20°C), biên độ năm của nhiệt độ 12 - 14°C, tính trung bình trong năm có 3 ngày sương muối. Mùa mưa từ tháng 5 đến tháng 9, mưa cực đại vào tháng 8 do hoạt động kết hợp của bão và dải hội tụ nhiệt đới. Lượng mưa trung bình năm 1500 - 2000mm, lượng mưa ngày lớn nhất 150 - 500mm, nhiều mưa phùn (10 - 40 ngày). Lượng bốc hơi năm là 600 - 1000mm, độ ẩm tương đối 82 - 88%. Tốc độ gió trung bình năm 1.0 - 1.5m/s. Tốc độ gió mạnh nhất tới 30 - 40m/s. Mùa đông thịnh hành gió đông bắc mùa hè thịnh hành gió đông và đông nam.

3. Vùng khí hậu B3 (Đồng bằng Bắc Bộ)

Vùng khí hậu B3 chủ yếu bao gồm các tỉnh trung du kế cận Phú Thọ, Vĩnh Phúc, Bắc Giang, Bắc Ninh, Hà Nội, Hải Phòng, Hà Tây, Hải Dương, Hưng Yên, Nam Định, Thái Bình và Ninh Bình với độ cao địa lý phổ biến dưới 50m.

Vùng B3 chịu ảnh hưởng mạnh của gió mùa đông bắc và bão nhưng ở mức độ ít hơn so với vùng khí hậu B2. Mùa đông lạnh, nhiều mây, nhiều mưa phùn, có năm có sương muối. Mùa hè nóng nhất là vào đầu tháng 6. Bức xạ tổng cộng 105 - 130Kcal/cm², cân bằng bức xạ năm 65 - 75 Kcal/cm², số giờ nắng năm 1400 - 1700, nhiệt độ không khí trung bình năm 23 - 24°C, nhiệt độ tháng nóng nhất 28 - 29°C. Nhiệt độ cao nhất tuyệt đối 38 - 41°C, nhiệt độ trung bình tháng lạnh nhất 15 - 16.5°C, nhiệt độ thấp nhất tuyệt đối 2 - 5°C. Mùa mưa từ tháng 4 đến tháng 10, mưa cực đại vào tháng 8. Lượng mưa trung bình năm 1400 - 1800mm, lượng mưa ngày lớn nhất 300 - 500mm. Lượng bốc hơi trung bình năm là 700 - 800mm. Tốc độ gió trung bình năm 1.5 - 2.0m/s. Tốc độ gió lớn nhất 30 - 40m/s. Mùa đông thịnh hành gió đông bắc và mùa hè thịnh hành gió đông, đông nam.

4. Vùng khí hậu B4 (Bắc Trung Bộ)

Vùng khí hậu B4 chủ yếu là địa phận các tỉnh Thanh Hoá, Nghệ An, Hà Tĩnh, Quảng Bình, Quảng Trị và Thừa Thiên Huế với độ cao địa lý phổ biến dưới 100m và phía tây là dãy Trường Sơn với độ cao trung bình 1000m.

Vùng khí hậu B4 mùa đông ít lạnh, nhiều mây, có năm có sương muối. Mùa hè nóng, nhiều gió tây khô nóng. Do bão và dải hội tụ nhiệt đới hoạt động muộn nên mùa mưa bị đẩy về phía mùa đông, làm cho mùa nhiệt không trùng với mùa mưa.

Bức xạ tổng cộng 110 - 140Kcal/cm², cân bằng bức xạ năm 65 - 80 Kcal/cm², số giờ nắng năm 1500 - 2000 giờ, nhiệt độ trung bình năm 23 - 25°C, tháng nóng nhất tới 28 - 30°C. Nhiệt độ cao nhất tuyệt đối 40 - 42.7°C, nhiệt độ trung bình tháng lạnh nhất 16.5 - 19.5°C, nhiệt độ thấp nhất tuyệt đối 3 - 8°C, biên độ năm của nhiệt độ 8 - 9°C, nhỏ nhất trong miền khí hậu phía bắc. Mùa mưa từ tháng 8 đến tháng 12, và mùa mưa tiểu mãn từ tháng 5, tháng 6. Mưa cực đại vào tháng 9. Trong năm có 10 - 30 ngày mưa phùn. Lượng mưa trung bình năm 1500 - 2000mm, với lượng mưa ngày lớn nhất 300 - 500mm. Lượng bốc hơi năm là 700 - 1000mm. Hạn hán xảy ra vào giữa mùa hè do gió tây khô nóng kéo dài. Tốc độ gió trung bình năm 1.5 - 3.0m/s. Tốc độ gió mạnh nhất 30 - 40m/s. Mùa đông thịnh hành gió thiên bắc (bắc, tây bắc, đông bắc), mùa hè thịnh hành gió đông và đông nam.

5. Vùng khí hậu N1 (Nam Trung Bộ)

Vùng khí hậu N1 bao gồm thành phố Đà Nẵng và các tỉnh Quảng Nam, Quảng Ngãi, Bình Định, Phú Yên, Khánh Hoà, Ninh Thuận và Bình Thuận với độ cao địa lý phổ biến dưới 100m.

Tính trung bình năm bức xạ tổng cộng $140 - 160 \text{Kcal/cm}^2$, cân bằng bức xạ năm $75 - 100 \text{Kcal/cm}^2$, số giờ nắng năm 2000 – 2500 giờ. Cực Nam Trung Bộ nắng nhiều nhất trên lãnh thổ Việt Nam. Nhiệt độ trung bình năm $25 - 27^\circ\text{C}$, nhiệt độ trung bình tháng lớn nhất là $25 - 30^\circ\text{C}$. Nhiệt độ cao nhất tuyệt đối $40 - 42^\circ\text{C}$, nhiệt độ trung bình tháng lạnh nhất $20 - 24^\circ\text{C}$, nhiệt độ thấp nhất tuyệt đối chỉ $8 - 13^\circ\text{C}$, biên độ năm của nhiệt độ $2 - 8^\circ\text{C}$. Mùa mưa muộn kéo dài từ cuối mùa hè đến giữa mùa đông (tháng 8 đến tháng 12), mưa cực đại vào tháng 10, ngoại trừ nam Bình Thuận có mùa mưa tương tự như ở Nam Bộ. Lượng mưa trung bình năm 1200 – 2000mm, ở miền phía bắc 1600 – 2200mm, ở miền phía nam (có nơi lượng mưa giảm dưới 800mm) như ở khu vực Mũi Né nơi gió mùa hướng nam thổi song song với dãy núi nằm ven biển và cũng có thể do nước trời lạnh ở ngoài khơi Bình Thuận làm giảm đối lưu ở đây. Lượng bốc hơi năm trung bình 1000 – 1600mm. Tốc độ gió trung bình năm 1.5 – 3.0m/s. Tốc độ gió lớn nhất 30 – 40m/s. Mùa đông thịnh hành gió thiên bắc (tây bắc, bắc, đông bắc) mùa hè thịnh hành gió thiên nam (nam, tây nam, đông nam).

6. Vùng khí hậu N2 (Tây Nguyên)

Vùng khí hậu N2 bao gồm các tỉnh Kon Tum, Gia Lai, Đắk Lắk và Lâm Đồng với độ cao trung bình 100 – 800m.

Bức xạ tổng cộng $150 - 170 \text{Kcal/cm}^2$, cân bằng bức xạ năm $70 - 100 \text{Kcal/cm}^2$, số giờ nắng năm 2000 – 2500 giờ. Nền nhiệt độ hạ thấp do độ cao địa hình. Nhiệt độ trung bình năm $24 - 28^\circ\text{C}$, nhiệt độ trung bình tháng nóng nhất tới $24 - 28^\circ\text{C}$. Nhiệt độ cao nhất tuyệt đối $37 - 40^\circ\text{C}$, nhiệt độ tháng lạnh nhất 21°C , nhiệt độ thấp nhất tuyệt đối $3 - 9^\circ\text{C}$. Mùa mưa từ tháng 5 đến tháng 10, có lượng mưa tháng trên 200mm, mưa cực đại vào tháng 8. Mùa khô hạn gay gắt từ tháng 11 đến tháng 3 năm sau với lượng mưa dưới 50mm. Lượng mưa trung bình năm 1400 – 2000mm, lượng mưa ngày lớn nhất trên 200mm. Gió mạnh hơn vùng đồng bằng, tốc độ gió trung bình năm 1.5 – 3.5m/s. Tốc độ gió mạnh nhất 20 – 25m/s do ít ảnh hưởng của bão. Mùa đông thịnh hành gió bắc, đông bắc.

7. Vùng khí hậu N3 (Nam Bộ)

Vùng khí hậu N3 bao gồm thành phố Hồ Chí Minh và các tỉnh thuộc Đông và Tây Nam Bộ.

Đây là vùng khí hậu cận xích đạo với nền nhiệt độ cao, biên độ nhiệt năm nhỏ ($2 - 3^\circ\text{C}$), có mùa hè nóng trùng với mùa mưa còn phần còn lại của năm là mùa khô.

Bức xạ tổng cộng $150 - 175 \text{Kcal/cm}^2$, cân bằng bức xạ năm $75 - 100 \text{Kcal/cm}^2$, số giờ nắng rất cao tới 2400 – 3000. Nhiệt độ trung bình năm $26.5 - 27.5^\circ\text{C}$, gần như quanh năm nhiệt độ trên 23°C , nhiệt độ cao nhất tuyệt đối $38 - 40^\circ\text{C}$, nhiệt độ thấp nhất tuyệt đối $14 - 18^\circ\text{C}$. Mùa mưa từ tháng 5 đến tháng 10, tháng mưa cực đại vào tháng 8. Mùa khô từ tháng 11 đến tháng 4 năm sau với lượng mưa tháng dưới 50mm. Lượng bốc hơi năm là 1100 – 1500mm, lượng mưa ngày lớn nhất khoảng 150 – 350mm. Tốc độ gió trung bình năm 1.5 – 3.5m/s. Tốc độ gió cực đại 20 – 35m/s. Mùa hè thịnh hành gió thiên nam (tây nam và nam). Mùa đông gió thiên đông (đông bắc, đông, đông nam).

Chương 9

BIẾN ĐỔI KHÍ HẬU

9.1. SỰ BIẾN ĐỔI CỦA KHÍ HẬU TRONG THỜI KỲ ĐỊA CHẤT ĐÃ QUA

Rõ ràng là trong lịch sử Trái Đất cùng với toàn bộ giới tự nhiên, khí hậu cũng biến đổi. Những dấu hiệu xác định sự biến đổi này là các động thực vật đào được trong các tầng đất kể cả phần hoa của các thực vật tiền sử, các dấu hiệu của các quá trình phong hoá và tích tụ của các loại trầm tích ở các lớp tương ứng với các thời đại địa chất khác nhau v.v... Chính vì vậy, các vấn đề liên quan với khí hậu thời đại địa chất đã qua được giải quyết trên cơ sở địa chất học (và cổ sinh địa tầng). Trong giáo trình này chỉ trình bày rất sơ lược về những vấn đề này.

Các tài liệu địa chất chỉ rõ là những sự biến đổi của khí hậu trong quá khứ của Trái Đất rất sâu sắc. Điều đó dễ hiểu vì những sự biến đổi này xảy ra trong một thời gian dài hàng trăm triệu năm. Qua thời gian này, hình thái của Trái Đất biến đổi cơ bản: Sự phân bố của lục địa và biển, địa hình, sự phân bố khác, những ảnh hưởng của vũ trụ đối với Trái Đất cũng có thể biến đổi.

Khi xét các vật đào được, vô cơ cũng như hữu cơ, để tìm những dấu hiệu của khí hậu quá khứ người ta thường xuất phát từ luận điểm là trong quá khứ cũng có những sự phụ thuộc của các loài động thực vật, quá trình phong hoá và quá trình hình thành thổ nhưỡng v.v... vào khí hậu và sự phụ thuộc này tồn tại cho tới ngày nay. Quá trình tích tụ rất lớn của các trầm tích đá vôi ở biển cũng như sự hình thành của san hô hiện nay xảy ra ở vùng biển nóng, ấm và nước lặng. Sự phát hiện các tầng đá vôi và lớp san hô dày trên diện tích lớn ở miền ôn đới (chẳng hạn như ở Trung Âu trong lớp bắt đầu từ kỷ cambri) xác minh khí hậu nóng hơn đã tồn tại ở vùng này vào những thời đại khác nhau của đời sống Trái Đất. Trong những dải than nâu ở châu Âu người ta phát hiện thấy dấu vết của các loại thực vật ưa nóng như cọ đến tận thượng miôxen. Sự hình thành của than đá có thời kỳ đã xảy ra ngay cả ở châu Nam Cực. Nhiều dạng sâu bọ và bọ có kích thước lớn của chúng có trong các hoá thạch cũng chính là những dấu hiệu của khí hậu nóng. Theo sự phân bố của các hoá thạch có trong thời kỳ Đệ tam có thể kết luận về sự lạnh đi dần dần vào thời kỳ này.

Một trong những dấu hiệu của thời kỳ lạnh là quá trình phong hoá hoá học yếu và ngược lại quá trình phong hoá vật lý chiếm ưu thế kèm theo lượng lớn vật chất vụn trong trầm tích. Những dấu hiệu đặc biệt quan trọng: những trầm tích và dạng địa hình đặc trưng có liên quan với quá trình băng hà (băng tích, hoá thạch băng) cũng như hoá thạch các loại động thực vật tương ứng.

Dấu hiệu quan trọng nhất của các thời kỳ khô hạn là sự tăng của trầm tích muối (nhất là khi khí hậu nóng). Các dải mỏ muối trên Trái Đất cũng thay đổi vị trí trong các thời đại địa chất. Sa mạc thời xưa cũng như sa mạc hiện nay được đặc trưng bởi những hiện tượng nhất định của quá trình phong hoá, hoá thạch, sự vận chuyển cát và sự hình thành các cồn cát v.v... Những dấu hiệu của các hiện tượng này cũng có thể xác định được trong các lớp đất. Thời kỳ khô hạn cũng có thể xác định theo thực vật chịu khô, theo dấu vết của động vật thảo nguyên.

Trong khí hậu ẩm ướt, quá trình phong hoá phát triển mạnh. Vì vậy, dấu hiệu của thời kỳ ẩm (và tương đối nóng) trong quá khứ là các sản phẩm của quá trình phong hoá hoá học trong thành phần trầm tích như cao lanh, quặng sắt, măng gan, bôxit v.v... Dấu hiệu quan trọng của khí hậu này là những dải than bùn và than đá cũng như di tích hoá thạch của những cây gỗ lớn.

Có những dấu hiệu địa chất nhất định về sự phân bố của gió vào những thời đại đã qua, dấu hiệu của đông và những sự biến đổi theo mùa của khí hậu v.v...

Đối với kỷ Đệ tứ khi đã có con người xuất hiện, ngoài những công cụ địa chất để nghiên cứu khí hậu quá khứ còn có các dấu tích kiến trúc cổ. Dựa vào dấu hiệu địa chất người ta cho là vào nửa đầu của kỷ Đệ tứ, Sahara mưa nhiều và có nhiều sông lớn. Nghiên cứu về kiến trúc cổ cho thấy là vài chục vạn năm trước đây sa mạc Sahara là một cao nguyên xanh tốt.

Có rất nhiều thí nghiệm dựng lại khí hậu của thời kỳ địa chất đã qua. Khái niệm về sự biến đổi của khí hậu trong kỷ Đệ tứ được đề ra rõ ràng hơn cả. Song, nói chung khái niệm về khí hậu của các kỷ địa chất chỉ có đặc tính khái quát.

Ta sẽ không dừng lại ở những dự đoán sự biến đổi của khí hậu đã qua nhiều thời kỳ địa chất. Kết luận chung có thể nói là trong quá trình nửa tỉ năm hay một tỉ năm gần đây khí hậu Trái Đất ở miền ôn đới và cực nóng hơn thời gian hiện tại. Ở miền cực và miền ôn đới trong phần lớn thời kỳ này không tồn tại băng tuyết. Vì vậy, tính địa đới của khí hậu không biểu hiện rõ nét như hiện nay. Loại thực vật nhiệt đới lan rất xa lên các vĩ độ cao.

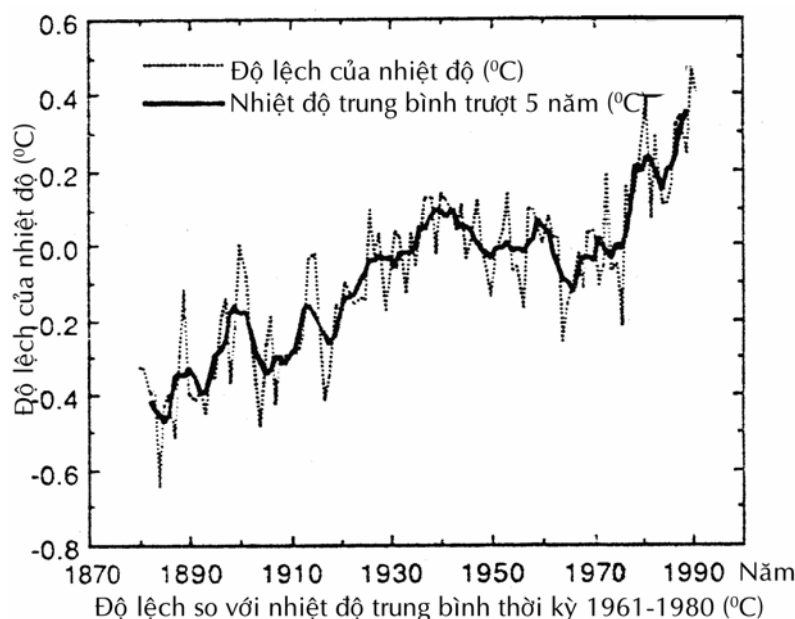
Tuy nhiên, trên nền cơ bản của khí hậu nóng này thường xuyên xảy ra những quá trình lạnh đi tạm thời trong khoảng vài chục vạn hay hàng triệu năm. Trong nhiều trường hợp, quá trình băng hà phát triển ở miền cực và ôn đới. Tính địa đới của khí hậu vào những thời kỳ này phát triển, nghĩa là sự khác biệt về yếu tố nhiệt và các yếu tố khí hậu khác giữa các vĩ độ thấp tăng lên.

Các điều kiện khí hậu biến đổi rất mạnh mẽ trong kỷ Đệ tứ- thời kỳ lạnh, trong thời kỳ này quá trình băng hà rất mạnh xuất hiện nhiều lần. Các điều kiện khí hậu biến đổi rất mạnh mẽ trong kỷ Đệ tứ: các thời đại băng hà được thay thế bởi các thời đại trung gian giữa các thời kỳ băng hà. Song nói chung, kỷ Đệ tứ là thời kỳ lạnh trong lịch sử Trái Đất.

Kể từ đầu quá trình băng hà thứ nhất của kỷ Đệ tứ đến nay đã là 600 ! 700 nghìn năm. Quá trình băng hà sau cùng kết thúc vào khoảng vài vạn năm trước đây. Hiện nay, loài người đang sống trong thời đại sau quá trình băng hà hay trong thời đại trung gian. Song một phần rất lớn của diện tích Trái Đất hiện nay còn ở dưới lớp băng phủ (rõ ràng đây là tàn dư của băng hà) và khí hậu của thời đại hiện nay không thể coi là khí hậu địa chất “chuẩn” mà đang còn phụ thuộc vào thời kỳ lạnh.

Trên hình 9.1 là biến trình năm của nhiệt độ (độ lệch so với trung bình nhiều năm của nhiệt độ °C) đo bằng nhiệt kế.

Sau năm 1940, nhiệt độ mặt đất trung bình toàn cầu đã giảm 0,2°C cho đến năm 1975, nhiệt độ bắt đầu tăng trở lại. Thập niên những năm 1980 là thập niên ấm nhất theo chuỗi số liệu quan trắc bằng dụng cụ tính đến thời gian đó. Việc giải thích những sự biến đổi hiển nhiên trong chuỗi số liệu quan trắc bằng dụng cụ đối với nhiệt độ không khí bề mặt trung bình toàn cầu trong thời gian thế kỷ trước là một đề tài đang được thảo luận. Nếu chấp nhận chuỗi số liệu quan trắc bằng thước đo là chính xác đối với những biến đổi khí hậu toàn cầu, thì một điều còn rất khó là tìm ra nguyên nhân của những biến đổi này vì hiện có quá nhiều nguyên nhân có thể liệt kê ra được và có khá nhiều phương pháp có thể phân biệt được các nguyên nhân này.



Hình 9.1

Biến trình năm của độ lệch so với trung bình nhiều năm của nhiệt độ, ($^{\circ}\text{C}$) đo bằng nhiệt kế theo kết quả phân tích của Hansen và Lebedeff (1988) có bổ sung

Một phần nhiệt độ tăng lên trong chuỗi số liệu quan trắc có thể do hiệu ứng đốt nóng thành thị, những hiệu ứng này không biểu thị sự nóng lên của khí hậu toàn cầu. Vì những thành phố xung quanh các trạm thám sát ngày càng trở nên đông đúc và được xây dựng nhiều hơn nên môi trường địa phương nóng lên do việc đốt chất thải và do mặt đất phủ rừng hoặc đồng cỏ được thay thế bởi đường rải nhựa và các tòa nhà cao tầng. Nhiệt độ tăng vào khoảng $0,1^{\circ}\text{C}$ trên chuỗi số liệu quan trắc trong thế kỷ thứ hai mươi có thể do những hiệu ứng đảo nhiệt của thành thị, một phần nhỏ xấp xỉ $0,5^{\circ}\text{C}$ là do những nguyên nhân khác.

Một xu thế khác đáng quan tâm đối với chuỗi số liệu quan trắc đó là sự giảm đáng kể của nhiệt độ ngày trên toàn miền Bắc Mỹ. Nhiều quá trình giảm biên độ nhiệt độ ngày đêm do sự tăng của nhiệt độ cực tiểu ban đêm. Nguyên nhân dẫn tới xu thế này trong biến trình nhiệt độ ngày trên lục địa là không rõ ràng, nhưng nó lại phù hợp với sự tăng của lượng khí nhà kính (do ít tia hồng ngoại làm lạnh bề mặt trong cả ngày) và tăng tần suất sương mù (do bề mặt ít bị mặt trời đốt nóng vào ban ngày), cả hai hiện tượng có thể do quá trình công nghiệp hóa ngày càng tăng trên thế giới.

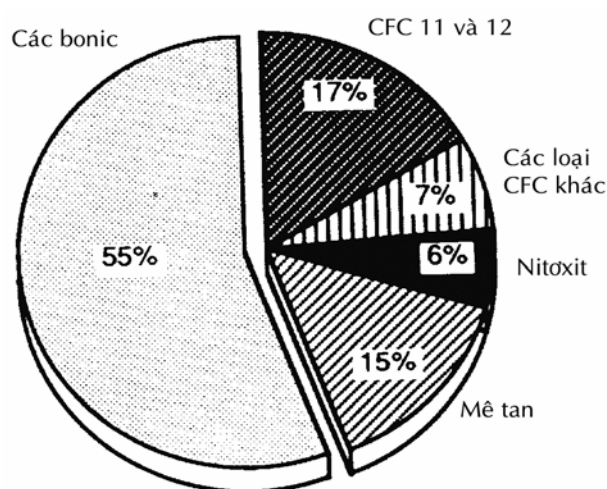
9.2. NGUYÊN NHÂN BIẾN ĐỔI KHÍ HẬU CỦA THỜI KỲ ĐỊA CHẤT

Cho đến nay về nguyên nhân của các thời kỳ lạnh trong lịch sử Trái Đất và thậm chí của thời kỳ cuối cùng ! kỷ Đệ tứ cũng chưa có ý kiến thống nhất. Có rất nhiều giả thuyết về các nguyên nhân biến đổi khí hậu. Chẳng hạn, có người cho rằng sự dao động có chu kỳ của quỹ đạo Trái Đất làm thay đổi tổng lượng nhiệt từ mặt trời tới Trái Đất. Đó là sự biến đổi độ lệch tâm của quỹ đạo Trái Đất với chu kỳ khoảng 92 nghìn năm. Hơn nữa, sự di chuyển của trục Trái Đất vạch ra mặt phẳng hình nón với chu kỳ khoảng 21 nghìn năm. Sự biến đổi của khí hậu trong kỷ Đệ tứ có thể có liên quan với những sự biến đổi có chu kỳ của thông lượng bức xạ nhưng không thể chỉ giải thích bằng những nguyên nhân đó.

Người ta cũng cho rằng hằng số mặt trời biến đổi rất lớn và có chu kỳ trong suốt thời kỳ địa chất, nghĩa là mặt trời là ngôi sao không cố định. Tuy nhiên, ta không thể kiểm tra giả thuyết này được.

Có giả thuyết cho rằng Trái Đất trong những thời kỳ khác nhau của đời mình đi qua những khu vực không gian vũ trụ với lượng vật chất giữa các hành tinh khác nhau, hấp thụ bức xạ khác nhau và do đó làm biến đổi sự phát xạ của Trái Đất.

Trong thời gian gần đây, người ta có giả thuyết đáng tin cậy hơn là những sự biến đổi qua các thời kỳ địa chất của khí hậu không phụ thuộc vào sự biến đổi thông lượng chung của bức xạ mặt trời mà phụ thuộc vào hoạt động của mặt trời và bằng cách nào đó sự biến đổi này làm cho hệ thống hoàn lưu chung khí quyển biến đổi. Tuy nhiên, lại một lần nữa ta không thể kiểm tra được: có thực là hoạt động của mặt trời chịu sự biến đổi theo chu kỳ tương ứng với thời gian kéo dài của các thời kỳ địa chất hay không.



Hình 9.2

Vòng tròn biểu diễn tỉ lệ tập trung của mỗi khí nhà kính gây ra do con người làm biến đổi tác động bức xạ từ 1980 đến 1990. Sự tập trung từ ozon là không chính xác và có thể bỏ qua trong đồ thị

Sự biến đổi qua các thời kỳ địa chất của khí hậu cũng liên quan với sự biến đổi của lượng khí cacbonic và tro núi lửa trong khí quyển, sự biến đổi của lượng mây, những quá trình bên trong vỏ Trái Đất, sự biến đổi độ muối của biển v.v... Không một giả thiết nào có thể giải thích tương đối đúng về các thời kỳ lạnh và nóng trong lịch sử Trái Đất, mặc dù một số trong những nguyên nhân được đề ra có góp phần vào sự biến đổi chung của khí hậu. Người ta cũng đã nghiên cứu cả khả năng biến đổi của khí hậu lục địa dưới tác động của quá trình lục địa trôi, song chính khái niệm về sự trôi của lục địa hiện nay cũng chưa được mọi người công nhận.

Rất có thể nguyên nhân thực tế của những biến đổi khí hậu là sự biến đổi bề mặt Trái Đất: sự biến đổi của kích thước và vị trí tương hỗ giữa các lục địa, sự biến đổi của hệ thống dòng biển v.v... Rõ ràng là do sự biến đổi địa mạo này mà có sự biến đổi trong cân bằng bức xạ và cân bằng nhiệt của mặt đất, trong hoàn lưu chung khí quyển, trong các điều kiện hoàn lưu ẩm và do đó trong khí hậu. Đúng hơn cả là những sự biến đổi của khí hậu là kết quả của tác động đồng thời của các yếu tố từ ngoài Trái Đất (sự biến đổi trong thông lượng bức xạ tới Trái Đất) và trong hoạt động của mặt trời cũng như của các nhân tố địa mạo.

9.3. SỰ BIẾN ĐỔI CỦA KHÍ HẬU TRONG THỜI KỲ LỊCH SỬ

Sự biến đổi của khí hậu dĩ nhiên tiếp diễn ngay cả trong thời kỳ lịch sử và tiếp tục đến ngày nay. Trong khoảng thời gian vài nghìn năm sự biến đổi này có thể rất lớn như trong các thời kỳ địa chất và việc phát hiện ra chúng khó khăn hơn. Tuy nhiên, trong thời kỳ lịch sử, ngoài những dấu hiệu tự nhiên của sự biến đổi khí hậu như sự mở rộng và rút lui của các băng hà, sự tăng của mỏ than bùn, sự biến

đổi trạng thái của hồ và sông, sự tích tụ của đất sét dạng dải ở bờ, sự biến đổi của độ dày các lớp gỗ của cây, còn có các tài liệu kiến trúc cổ chỉ những điều kiện sống và những kết quả hoạt động của con người với mức độ nhất định phụ thuộc vào khí hậu. Thêm vào đó còn có các truyền truyền khẩu, di tích văn học, đặc biệt là các biên niên sử có ghi các hiện tượng biến động của thời tiết và khí hậu, về trạng thái của sông và về mùa màng v.v... Đôi khi việc ghi chép về thời tiết và khí hậu khoảng mấy trăm năm trước đây đã có tính chất thường xuyên và thậm chí có tính chất khoa học, chẳng hạn như ghi chép của Tikhov và Boraghe vào thế kỷ thứ 16.

Cuối cùng, khoảng hai ba trăm năm gần đây, bắt đầu thời đại quan trắc khí tượng bằng dụng cụ, tuy vào thời gian này còn ít và chưa hoàn hảo. Đối với nhiều trạm chúng ta có dãy số liệu thế kỷ của nhiệt độ và giáng thủy với thời gian kéo dài khoảng 100 ! 200 năm và hơn nữa.

Đối với châu Âu có thể điểm qua trình tự biến đổi của khí hậu trong vài nghìn năm gần đây như sau:

Trong quá trình năm nghìn năm trước kỷ nguyên của chúng ta, khí hậu nóng và khô nhiều lần được thay thế bằng khí hậu ẩm và lạnh hơn. Khoảng 500 năm trước kỷ nguyên của chúng ta lượng giáng thủy tăng rất nhanh và khí hậu trở nên lạnh hơn thế kỷ trước nhiều. Trước khi bắt đầu kỷ nguyên của chúng ta, khí hậu tương tự với khí hậu hiện đại.

Vào thế kỷ 11 và 13, khí hậu châu Âu ôn hoà và khô hơn vào thời kỳ đầu kỷ nguyên. Băng hà châu Âu vào thời gian này ít phát triển nhất và ở băng đảo Grenlan chăn nuôi phát triển tốt. Vào thế kỷ thứ 14 !16 lại rất lạnh, băng trên biển tăng. Từ thế kỷ thứ 17 đến giữa thế kỷ thứ 19 khí hậu lạnh và ẩm, băng hà phát triển. Chính vào thời kỳ này quan trắc khí tượng bằng dụng cụ bắt đầu ở châu Âu. Từ nửa sau của thế kỷ 19 có sự chuyển biến mới, tương đối đột ngột trong sự phát triển của khí hậu ! bắt đầu đợt nóng. Tóm lại, sự biến đổi của khí hậu trong thời kỳ lịch sử có đặc tính dao động chu kỳ khoảng vài trăm năm. Trên nền những dao động thế kỷ này có những dao động ngắn hạn hơn. Nói chung, trong thời đại lịch sử, khí hậu có thể coi là ổn định, nó chỉ dao động gần trạng thái trung bình.

Dễ hiểu là trong thời kỳ lịch sử không có những sự biến đổi đáng kể trong sự phân bố của biển và lục địa, trong địa hình và sự phân bố các cực có thể gây nên sự biến đổi của khí hậu. Vì vậy, có thể vững tin hơn trong khi đặt mối liên hệ của những sự biến đổi lịch sử của khí hậu với những yếu tố bên ngoài Trái Đất đặc biệt là với sự biến đổi của hoạt động mặt trời. Bắt đầu từ thế kỷ 18 người ta tiến hành xác định về mặt định lượng hoạt động của mặt trời (bằng lượng tương đối của vết đen mặt trời, cũng như các chỉ số khác). Điều này tạo khả năng đối chiếu hoạt động của Mặt Trời với những sự biến đổi đồng thời và tiếp sau của những yếu tố khí tượng và dùng những mối liên hệ để ngoại suy cho thời gian đã qua (nếu tính đến những nhịp điệu đã tìm thấy được trong hoạt động của Mặt Trời).

Người ta cũng cho rằng lực triều phụ thuộc vào vị trí của Mặt Trăng và Mặt Trời tương ứng với Trái Đất đạt tới cực đại qua những khoảng thời gian không đều nhau với chu kỳ trung bình khoảng 1700 năm. Những sự dao động của lực triều này có thể ảnh hưởng đến trạng thái của lớp băng trên biển của miền cực và thông qua nó ảnh hưởng đến hoạt động xoáy thuận. Cực đại của hoạt động triều phải tương ứng với những thời kỳ ẩm nhất.

9.4. SỰ NÓNG LÊN HIỆN ĐẠI

Chúng ta đang sống trong thời kỳ nóng lên tiếp theo của khí hậu. Đó chính là sự nóng lên hiện đại rất mạnh, quan trắc thấy trên phần lớn Trái Đất. Quá trình nóng lên này bắt đầu trong khoảng 50 hay 70 năm của thế kỷ thứ 19 và mạnh lên vào đầu thế kỷ 20, đặc biệt là trong những năm 20 của thế kỷ, trước năm 1940 quá trình này yếu và sự tăng của nhiệt độ ngưng lại, song sự chuyển biến sang quá trình lạnh đi cho đến nay vẫn chưa thấy.

Băng hà ở Na Uy và dãy An-pơ bắt đầu rút ngay giữa thế kỷ 19. Ở Đông Âu, nhiệt độ trung bình năm qua thời kỳ 1881 ! 1915 tăng lên khoảng vài phần mười độ so với thời kỳ từ 1846 đến 1880. Ở Leningrat, nhiệt độ trung bình năm từ 1801 đến 1850 là $+3,5^{\circ}\text{C}$; còn từ 1921 đến 1936 là $+4,6^{\circ}\text{C}$, hơn nữa sự tăng này không phụ thuộc vào sự mở rộng của thành phố như đã so sánh với các trạm khác. Các tháng mùa đông đặc biệt nóng lên (hình 9.1). Do đó, ở Leningrat qua một trăm năm, biên độ năm của nhiệt độ giảm đến $1,3^{\circ}\text{C}$, tính lục địa của khí hậu giảm.

Ở Tây Âu, nhiệt độ trung bình mười năm của mùa đông trước năm 1920 tăng lên $+2,5^{\circ}\text{C}$ so với cuối thế kỷ 19, còn nhiệt độ trung bình năm tăng $0,5^{\circ}\text{C}$. Ở đây cũng bắt đầu mùa đông ôn hoà.

Ở Bắc Băng Dương quá trình nóng lên còn rõ rệt hơn ở miền ôn đới. Ở vùng Đất Mới, nhiệt độ trung bình năm vào những năm 1920-1935 lớn hơn vào những năm 1876 !1919 gần 2°C .

Từ năm 1910 đến hết năm 1940 nhiệt độ trung bình ở Băng Đảo Grenlandia tăng lên 3°C còn ở Spitbecghen, ở miền bắc châu Á, ở Bắc Mỹ tăng lên hơn $+2^{\circ}\text{C}$.

Quá trình nóng lên hiện nay còn kèm theo những sự biến đổi đáng kể trong thiên nhiên có liên quan với chúng. Ở Island băng mất đi trên các ruộng cây đã từng được trồng cây 600 năm trước đây. Ở Spitbecghen, ở Grenlandia và Alatsca băng hà rút lui đột ngột. Độ băng của các biển miền cực giảm đi rất nhanh. Có phát hiện về sự di chuyển của các loài cá ưa nóng về phía bắc.

Không còn nghi ngờ gì nữa, quá trình nóng lên hiện đại chỉ là dao động của khí hậu. Rõ ràng là sau 50 năm nữa (ở châu Bắc Cực có thể sớm hơn) thời kỳ nóng lên này sẽ được thay thế thời kỳ lạnh.

9.5. NGUYÊN NHÂN CỦA CÁC DAO ĐỘNG HIỆN NAY CỦA KHÍ HẬU

Dao động của khí hậu trong những thế kỷ gần đây có thể nghiên cứu theo tài liệu quan trắc bằng dụng cụ ít nhất là ở châu Âu. Trong vài chục năm gần đây ta có thể dùng bản đồ synop để đối chiếu những dao động của khí hậu với những sự biến đổi của đặc tính (tính vĩ hướng) và cường độ của hoàn lưu chung khí quyển. Giữa những dao động của hoàn lưu chung và dao động của khí hậu trong khoảng vài chục năm có những mối liên quan mật thiết đúng như điều ta dự đoán. Người ta cho rằng có thể dùng những mối quan hệ này đối với dao động của khí hậu trong một thời kỳ dài hơn.

Tuy nhiên, lại xuất hiện vấn đề về nguyên nhân của những dao động của hoàn lưu vừa nêu trên. Như đã nói ở phần trên, hiện nay chủ yếu người ta tìm những nguyên nhân hay sự tác động của hoạt động Mặt Trời đối với khí quyển. Dao động của hoạt động Mặt Trời với chu kỳ 11 hay 80 năm có thể dẫn tới sự xuất hiện tính chu kỳ trong hoàn lưu và khí hậu. Cũng có thể, thêm vào đó còn có những sự biến đổi có chu kỳ của tốc độ quay của Trái Đất ít nhiều làm biến đổi lực Coriolit. Có ý kiến cho rằng sự nóng lên hiện tại trong trường hợp này là kết quả của sự xếp chồng chu kỳ 80 và 250 năm của hoạt động Mặt Trời, cực tiểu của chúng trùng với nửa đầu thế kỷ thứ 20.

Mối liên quan giữa khí hậu, hoàn lưu chung và hoạt động của Mặt Trời chỉ mới được xác định bằng phương pháp thống kê. Tuy nhiên, những sự biến đổi của hoạt động Mặt Trời ảnh hưởng đến hoàn lưu chung khí quyển bằng cách nào, cơ chế vật lý của các hiện tượng này như thế nào, ta hoàn toàn chưa rõ. Chỉ có thể nói là hoạt động của Mặt Trời nhất định có tác động lên trạng thái vật lý của tầng khí quyển trên cùng (tầng ion). Tuy vậy, kể cả những sự biến đổi ở tầng trên cùng này ảnh hưởng đến hoàn lưu chung khí quyển ở gần mặt đất như thế nào, ta cũng còn chưa rõ.

Mặt khác, bản thân khí quyển không phải là tấm gương đơn giản phản ánh những ảnh hưởng của vũ trụ, nó có khả năng tự phát triển các quá trình mặc dù những quá trình này bắt đầu dưới ảnh hưởng của tác động bên ngoài nào đó.

9.6. VỀ KHẢ NĂNG CẢI TẠO KHÍ HẬU

Hiện nay, có những khả năng tác động nhân tạo lên vi khí hậu, nghĩa là khí hậu của lớp không khí sát mặt đất. Khi thay đổi đặc tính của mặt trái dưới bằng phương pháp tưới, trồng các dải rừng và các biện pháp tương tự khác trong chừng mực nào đó có thể thay đổi các đặc tính của lớp không khí sát mặt đất, thậm chí trên một phạm vi lớn. Song những sự tác động này không thể làm cho khí hậu với ý nghĩa lớn của nó, biến đổi sâu sắc. Khí hậu không những phụ thuộc vào trạng thái địa phương của mặt đất mà còn phụ thuộc vào trạng thái của mặt đất trên một phạm vi lớn có qui mô hành tinh, cũng như phụ thuộc vào hoàn lưu chung khí quyển. Để biến đổi khí hậu trong qui mô lớn phải gây ra những sự biến đổi rất lớn trong các yếu tố địa lý của khí hậu như địa hình, dòng biển, lớp băng phủ v.v... Chỉ bằng phương pháp này mới có thể biến đổi đặc trưng của hoàn lưu nhiệt, hoàn lưu ẩm và hoàn lưu chung khí quyển, nghĩa là biến đổi khí hậu với qui mô đáng kể.

Không có gì sai sót trong các dự kiến tưởng tượng biến đổi của khí hậu bằng sự biến đổi qui mô lớn trên mặt đất. Đó chính là các dự án xây dựng các đập qui mô khác nhau trên đại dương thế giới. Các đập này biến đổi hoàn lưu nước của đại dương và cả những điều kiện khí quyển; dự án phá các dãy núi hay dựng tường chắn các khối khí v.v...

Chúng ta gọi những dự án này là không tưởng không phải vì chúng không thực hiện được về mặt kỹ thuật. Trái lại, những điều mà kỹ thuật hôm nay không làm được có thể thực hiện được trong tương lai. Tính không tưởng của các dự án này chính là ở chỗ các tác giả của những dự án không có cơ sở nào để xác minh là nhờ thực hiện những đề nghị của họ sẽ có kết quả mà họ dự đoán. Thậm chí nếu như có tính toán về sự biến đổi của khí hậu ở khu vực nào đó dưới ảnh hưởng trực tiếp của các biện pháp đề ra, thì sẽ không tính được những sự biến đổi ở những khu vực khác, hay những sự biến đổi này sẽ ảnh hưởng đến trạng thái khí hậu ở khu vực cần cải tạo khí hậu như thế nào.

Thiên nhiên trên Trái Đất nằm trong trạng thái cân bằng động đã được thành lập trong quá trình rất dài của lịch sử Trái Đất và sự phá vỡ những điều kiện đã hình thành ở một phần tự nhiên nào đó có thể dẫn tới những sự biến đổi sâu sắc trong toàn bộ hệ thống. Rõ ràng là những sự biến đổi qui mô lớn cả tính chất mặt trái dưới trong khu vực lớn sẽ biến đổi cơ chế của hoàn lưu chung, song rất khó đoán trước được là hoàn lưu sẽ biến đổi như thế nào. Có thể xảy ra trường hợp ở một khu vực hay một đới khí hậu biến đổi thuận lợi song ở các nơi khác trên Trái Đất xảy ra những sự biến đổi có hại.

M.I.Buducô chỉ ra rằng nếu như một khi lớp băng phủ vĩnh cửu của các miền Bắc Cực bị phá vỡ sẽ không thể hình thành lại trong những điều kiện khí hậu hiện đại. Lượng bức xạ mặt trời mùa hè ở Bắc Cực rất lớn. Hiện nay bức xạ mặt trời phần lớn bị lớp băng tuyết phản hồi, phần còn lại cung cấp cho quá trình tan băng từng phần; mùa đông các khối băng này lại được bù đắp lại. Nhưng nếu như lớp băng của miền Bắc Cực một khi nào đó bị mất đi thì sự hấp thụ bức xạ ở châu Bắc Cực sẽ mạnh lên nhiều, nhiệt độ của không khí và nước tăng lên rất mạnh, cả vào mùa đông và mùa hè. Cùng với tăng của nhiệt độ của các khối khí Bắc Băng Dương thường xuyên thâm nhập vào miền ôn đới, nhiệt độ trung bình ở miền ôn đới cũng tăng.

Rất có thể là sự phá vỡ các lớp băng của miền Bắc Cực sẽ được kỹ thuật giải quyết trong tương lai gần đây. Tuy vậy, chúng ta vẫn phải nhớ rằng sự biến đổi của nhiệt độ và sự giảm độ tương phản theo đới trên Trái Đất sẽ làm cho hoàn lưu chung khí quyển biến đổi, đứng về quan điểm kinh tế có thể hoàn toàn không theo ý muốn.

Chẳng hạn, khi châu Bắc Cực nóng lên, hoạt động xoáy thuận ở Bắc Bán Cầu nói chung có thể yếu đi còn cường độ hoạt động cực đại của nó rất có thể chuyển lên các vĩ độ cao. Điều đó có thể làm cho dải cao áp cận nhiệt chuyển lên phía bắc và tính khô hạn ở miền nam ôn đới tăng.

Những sự biến đổi trái ý muốn có thể xảy ra ở trong các khía cạnh khác. Chẳng hạn như sự nóng lên của khu vực châu Bắc Cực theo thời gian có thể dẫn tới sự phá vỡ Greenlandia. Khi đó ở miền cực, đại dương thế giới sẽ tăng lên 6m. Điều đó có thể gây ra những khó khăn và những bất lợi cho kinh tế. Nhân đây phải nói thêm là việc phá vỡ lớp băng phủ châu Nam Cực sẽ làm tăng mực đại dương lên 60m hay hơn nữa, nếu điều đó xảy ra thì thật là một tai hoạ đối với loài người.

Tóm lại, ngay cả khi những sự biến đổi qui mô hành tinh của mặt đất tương tự như trên có thể thực hiện được vẫn còn có vấn đề khó khăn là dự đoán tất cả những hậu quả của những sự biến đổi này và phải hết sức thận trọng trong khi thực hiện chúng.