

BỘ GIÁO DỤC VÀ ĐÀO TẠO
DỰ ÁN ĐÀO TẠO GIÁO VIÊN THCS
LOAN No 1718 - VIE (SF)

HOÀNG NGỌC OANH (Chủ biên) - NGUYỄN VĂN ÂU
LÊ THỊ NGỌC KHANH

ĐỊA LÍ TỰ NHIÊN ĐẠI CƯƠNG 2

KHÍ QUYỀN VÀ THUỶ QUYỀN



NHÀ XUẤT BẢN ĐẠI HỌC SƯ PHẠM

HOÀNG NGỌC OANH (Chủ biên) - NGUYỄN VĂN ÂU

ĐỊA LÍ TỰ NHIÊN ĐẠI CƯƠNG 2

(KHÍ QUYỀN VÀ THUỶ QUYỀN)

(Giáo trình Cao đẳng Sư phạm)

NHÀ XUẤT BẢN ĐẠI HỌC SƯ PHẠM

MỞ ĐẦU

Cuốn sách này nhằm cung cấp những tư liệu và gợi ý về phương pháp dạy học phần *Khí quyển* và *Thủy quyển* trong môn học *Địa lí tự nhiên đại cương* cho GV và SV trường Cao đẳng Sư phạm Việt Nam theo tinh thần đổi mới PPDH đã được xác định rõ trong Nghị quyết Hội nghị Ban chấp hành Trung ương Đảng lần thứ 4 khóa VII (1/1993), lần thứ 2 (khóa VIII (12/1996) và được thể chế hóa trong Luật giáo dục (12/1998). Mục tiêu trên là đúng nhưng chúng ta, cả người viết, người dạy cũng như người học còn lúng túng là làm thế nào để hiểu đúng và hành động đúng theo tinh thần của các nghị quyết trên.

Về lí luận đổi mới PPDH hiện nay đã được các nhà khoa học, các nhà sư phạm đề cập đến nhiều trong các sách báo, qua các phương tiện truyền thông trong cả nước, chúng ta nên thực hành theo lí luận đổi mới đó. Để thực hành có kết quả tốt, theo chúng tôi, bản thân chúng ta hãy mạnh dạn tự đổi mới mình.

Về phía chúng tôi (những người viết) tự đổi mới như thế nào đã được thể hiện trong cuốn sách này qua:

- *Về nội dung kiến thức*: Được cấu tạo phù hợp với hoạt động dạy học theo phương pháp mới và được tăng cường bằng những bài đọc thêm, sách tham khảo, câu hỏi, bài tập, bảng số, hình vẽ... không phải để minh họa mà phải biến chúng thành đồ dùng, phương tiện dạy học.

- *Về kỹ năng*: Tăng cường quan sát tự nhiên, phân tích, dự đoán, giải thích các hiện tượng, quan sát bảng số, hình vẽ, bản đồ địa lí và biết khai thác chúng.

- *Về thái độ tình cảm*: Gây hứng thú học tập phần Khí quyển, Thủy quyển để sau này dạy tốt các bài về Thủy quyển, Khí quyển ở THCS. Củng cố tính trung thực, không ngại khó, suy nghĩ lôgic, tinh thần hợp tác đồng đội; bảo vệ gìn giữ môi trường, cải thiện điều kiện sống cho gia đình và cộng đồng.

Về phía người dạy phải đổi mới bằng cách không thỏa mãn với kiến thức đã có, phải tự đào tạo nhằm nâng cao và mở rộng kiến thức để trở thành người tổ chức,

người đọc diễn thực thụ hòa mình vào các hiện tượng, các quá trình diễn biến trong bài học.

Về phía người học phải đổi mới bằng cách không thụ động, luôn luôn đặt ra các câu hỏi tại sao, vì sao, từ đâu, làm thế nào... tìm ra được đó là chức năng của một nhà thám hiểm trong sách, chuẩn bị trở thành nhà thám hiểm ngoài tự nhiên trong tương lai.

Cấu trúc của cuốn sách gồm 3 chương: Chương I – *Khí quyển*. Chương II – *Thủy quyển*. Chương III – *Thực hành thiết kế tiến trình hoạt động dạy học*. Trong mỗi chương gồm nhiều mục nhỏ được thể hiện qua các bước: nêu vấn đề, giải quyết vấn đề, kết luận.

Cuốn sách này dùng cho 2 chương trình nhưng có những yêu cầu khác nhau:

Đối với môn 1: Phải dạy học tất cả nội dung kiến thức có trong sách, tự đọc các bài đọc thêm và làm các bài tập khó, riêng đối với SV giỏi phải biết vận dụng bài đọc thêm để nghiên cứu khoa học theo hình thức niêm luận hay khóa luận.

Đối với môn 2: Vì ít thời gian nên có thể bỏ bớt một số công việc như: không phân công SV chuẩn bị đồ dùng dạy học mà chỉ dùng những đồ dùng của GV đã có sẵn. Không bắt buộc phải nghiên cứu các bài đọc thêm, yêu cầu trả lời được các câu hỏi nhằm củng cố kiến thức, không yêu cầu làm các câu hỏi và bài tập khó, không bắt buộc phải giải thích cặn kẽ các quy luật mà chỉ cần công nhận một cách chính xác.

Người viết hi vọng cuốn sách này sẽ giúp ích cho các bạn dạy và học theo tinh thần đổi mới. Chúng tôi rất mong nhận được ý kiến đóng góp phê bình của các nhà khoa học, các nhà sư phạm, các bạn đọc để hoàn thiện cuốn sách đúng với yêu cầu đổi mới PPDH của ngành Giáo dục và Đào tạo.

ĐỊA LÍ TỰ NHIÊN ĐẠI CƯƠNG 2

(KHÍ QUYẾN - THUỶ QUYẾN)

Mục tiêu :

Học phần Địa lí tự nhiên đại cương 2 nhằm trang bị cho sinh viên:

- Các đặc điểm cơ bản của hai thành phần Khí quyển - Thuỷ quyển của Trái Đất.
- Mối quan hệ giữa hai thành phần Khí quyển - Thuỷ quyển và mối quan hệ giữa chúng với các thành phần khác trong lớp vỏ địa lí, đặc biệt trong việc điều hoà lượng nhiệt ẩm và phân bố lại năng lượng vật chất trên bề mặt Trái Đất.
- Giải thích được các hiện tượng thông thường về khí hậu - thuỷ văn trên Trái Đất và ở nước ta.
- Có các kỹ năng thực hành thu thập, phân tích và xử lý các số liệu khí hậu - thuỷ văn phục vụ việc nghiên cứu và giảng dạy phần Khí quyển - Thuỷ quyển trong chương trình dạy học sau này.

Chương I

KHÍ QUYẾN

§1. CÁC KHÁI NIỆM CHUNG

1.1. Khí quyển

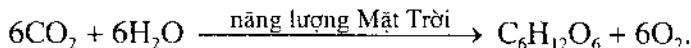
Xung quanh Trái Đất có lớp không khí bao bọc gọi là khí quyển, khí quyển cùng tham gia vào các vận động của Trái Đất. Không khí khác với đất, đá, nước là có khả năng co giãn mạnh, nên mật độ và tỉ trọng của nó giảm nhanh theo chiều cao. Một nửa khối lượng khí quyển tập trung từ mặt đất đến độ cao khoảng 5 km, 3/4 ở dưới 10 km, 9/10 ở dưới 20 km, từ độ cao 20 km trở lên chỉ còn lại 1/10 khối lượng toàn bộ khí quyển ; như vậy càng lên cao không khí càng loãng, đến độ cao khoảng 20.000 km, mật độ của không khí đã giảm gần hết, ta có thể xem đây là giới hạn trên của khí quyển, từ đây trở lên là khoảng chân không bao la.

1.2. Không khí

Không khí khô và trong sạch không màu sắc, không mùi vị, được cấu tạo bởi hai chất khí chính là nitơ (N_2) và oxy (O_2). Thể tích nitơ chiếm hơn 78%, oxy chiếm gần 21%, cả hai chất chiếm 99,03%, ngoài ra còn có argon (Ar) chiếm 0,93%, cacbonic (CO_2) chiếm 0,03%. Các chất khí còn lại là nêông (Ne), hêli (He), kriptôn (Kr), hydro (H_2), ôdôn (O_3), iốt (I) vv... chiếm 0,01%. Tỉ lệ phần trăm này không thay đổi theo chiều ngang cũng như theo chiều cao trong khí quyển.

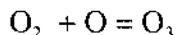
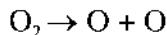
Riêng cacbonic và ôdôn, hai chất khí này phân bố không đều và không ổn định do nguồn gốc phát sinh của chúng.

Lượng khí cacbonic trong khí quyển thay đổi và phân bố không đều vì nó phụ thuộc vào nguồn cung cấp CO_2 cho khí quyển do hít thở, cháy, các khu công nghiệp, núi lửa vv... Khí CO_2 tuy có ít (0,03%) trong khí quyển nhưng rất quan trọng vì nó kết hợp với nước, ánh sáng và năng lượng Mặt Trời, cây xanh quang hợp tạo nên chất hữu cơ và oxy rất cần cho sự sống của hầu hết sinh vật trên Trái Đất kể cả con người. Quá trình quang hợp được biểu thị bằng phương trình :

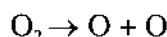


Lượng khí cacbonic nếu tăng lên gấp rưỡi thì sản phẩm quang hợp sẽ tăng lên. Nhưng nếu tăng lên quá giới hạn cho phép (0,2%) cây sẽ bị ngộ độc chết. Đặc biệt khí cacbonic còn có khả năng tạo điều kiện cho năng lượng Mặt Trời xuyên qua khí quyển tới mặt đất và ngăn cản sự phát xạ của mặt đất, cho nên khi lượng cacbonic tăng thì nhiệt độ mặt đất sẽ tăng theo.

Lượng ôdôn chỉ có 0,000001% về thể tích nhưng không ổn định, nó tập trung ở độ cao 25 - 30 km, giảm dần xuống dưới và lên phía trên, đến độ cao khoảng 60km không còn ôdôn. Quá trình hình thành O_3 từ oxy : khi O_2 hấp thụ năng lượng Mặt Trời, phân tử O_2 bị phân li thành nguyên tử. Nguyên tử oxy kết hợp với phân tử oxy thành phân tử ôdôn.



Khi ôdôn hấp thụ năng lượng của tia tử ngoại trong năng lượng Mặt Trời làm cho phân tử ôdôn bị phân li thành nguyên tử và phân tử oxy.



Như vậy là trong khí quyển sự hình thành và phân huỷ ôdôn là hai quá trình xảy ra đồng thời. Nhờ có ôdôn hấp thụ năng lượng các tia tử ngoại từ bức xạ Mặt Trời nên sự sống trên Trái Đất không bị đe doạ. Hiện nay tầng ôdôn đã bị thủng, lượng ôdôn bị suy giảm, đấy là mối lo chung của xã hội loài người.

1.3. Cấu trúc của khí quyển

1.3.1. Cấu trúc thẳng đứng.

Kết quả nghiên cứu cho thấy khí quyển không đồng nhất theo chiều thẳng đứng và bị phân hoá thành tầng, mỗi tầng đều có những đặc điểm riêng của nó.

a) *Tầng đối lưu* : Bề dày của tầng đối lưu từ mặt đất đến độ cao 10 - 15 km và luôn luôn thay đổi theo thời gian và không gian : mùa hè lớn hơn mùa đông, ở xích đạo (15 - 17 km) lớn hơn ở cực (8 km). Đại bộ phận (4/5) khối lượng không khí của khí quyển nằm trong tầng đối lưu.

Đặc điểm nổi bật của tầng đối lưu là nhiệt độ giảm theo chiều cao, trung bình là $0,6^{\circ}\text{C}/100\text{m}$, ở đỉnh tầng đối lưu nhiệt độ tăng dần từ xích đạo (-70°C) đến cực là (-55°C). Không khí chuyển động mạnh theo chiều thẳng đứng, tất cả các quá trình vật lí xảy ra trong tầng đối lưu có ý nghĩa quyết định đến thời tiết và khí hậu ở mặt đất.

b) *Tầng bình lưu* : Tầng bình lưu nằm từ giới hạn trên của tầng đối lưu đến độ cao 50 - 60 km. Đặc điểm của tầng này là nhiệt độ tăng theo chiều cao (do có lớp ôdôn nằm trong tầng này đã hấp thụ năng lượng của tia tử ngoại nên tích luỹ được năng lượng). Chuyển động của không khí theo chiều thẳng đứng yếu hẳn đi, mà chuyển động ngang chiếm ưu thế, gió ở đây là gió tây vì hướng của Gradien khí áp nằm ngang là hướng từ xích đạo về 2 cực, các đường đẳng áp thẳng và song song không có ma sát. Hơi nước ở đây còn rất ít, song ở độ cao 25 km vẫn còn thấy có mây xà cừ, mây này được cấu tạo từ những hạt nước lạnh.

c) *Tầng giữa* : Tầng giữa từ giới hạn trên của tầng bình lưu đến độ cao 75 - 80 km ở đây nhiệt độ giảm mạnh theo chiều cao, từ 0°C ở giới hạn dưới giảm xuống -75°C ở giới hạn trên. Áp suất của khí quyển ở độ cao 80 km nhỏ hơn 200 lần so với áp suất ở mặt đất. Như vậy là từ mặt đất đến độ cao 80 km đã chiếm 99,5% khối lượng khí quyển, còn từ đây trở lên chỉ còn 0,5% khối lượng khí quyển nghĩa là không khí đã rất loãng.

d) *Tầng ion* : Tầng ion nằm từ giới hạn trên của tầng giữa đến độ cao khoảng 1000 km. Ở phần dưới của tầng ion nhiệt độ tăng theo chiều cao, đến độ cao 300 km

nhiệt độ đã lên tới $2000 - 3000^{\circ}\text{C}$, nên lớp này gọi là lớp nhiệt, bên trên lớp này nhiệt độ lại giảm mạnh và đạt tới nhiệt độ không gian vũ trụ.

Trong tầng ion, các chất khí bị phân li mạnh thành các ion vì vậy khả năng dẫn điện của tầng này tăng lên 10^{12} lần so với lớp không khí gần mặt đất. Tầng ion lại có khả năng hấp thụ, khúc xạ và phản hồi sóng điện từ, vì vậy mà sóng phát ra từ một địa điểm được truyền đến tất cả các địa điểm khác trên mặt đất.

Trong tầng ion còn thấy có hiện tượng cực quang. Cực quang là hiện tượng do các dòng những hạt tích điện phóng ra từ những vùng hoạt động nhất ở mặt ngoài của Mặt Trời, khi rơi vào từ trường Trái Đất, các hạt này lệch hướng và xâm nhập chủ yếu vào miền cực của Trái Đất, gây ra hiện tượng phát sáng của các chất khí ở lớp khí quyển trên cao ($400 - 500$ km) mà ở các vùng vĩ độ cao có thể nhìn thấy, gọi là cực quang.

d) *Tầng khuếch tán* : Tầng khuếch tán ở độ cao trên 1000 km, đó là tầng ngoài của khí quyển, giới hạn trên của nó vào khoảng 20.000 km. Đặc điểm của tầng này là có khả năng làm khuếch tán các chất khí vào không gian vũ trụ, tốc độ chuyển động của các chất khí rất lớn. Không khí vô cùng loãng, trong mỗi cm^3 chỉ còn vài nghìn phân tử đã bị ion hoá.

1.4. Cấu trúc ngang - khối khí

Theo chiều ngang khí quyển cũng không đồng nhất, đặc biệt trong tầng đối lưu, vì bị ảnh hưởng trực tiếp của bề mặt đất. Căn cứ vào tương quan nhiệt ẩm và động lực của khí quyển người ta đã phân thành 4 khối khí, mỗi khối khí phát sinh trên một đối địa lí riêng (hình 1).

1.4.1. *Khối khí nóng ẩm*, phát sinh ở đối xích đạo từ $10 - 15^{\circ}$ vĩ tuyến bắc đến $10 - 15^{\circ}$ vĩ tuyến nam, có vành đai áp thấp nhiệt lực, gió thịnh hành là hướng đông.

1.4.2. *Khối khí nóng khô*, phát sinh ở đối nhiệt đới từ $10 - 15^{\circ}$ đến $30 - 35^{\circ}$ vĩ tuyến bắc và nam, có vành đai áp cao động lực, gió thịnh hành theo hướng đông.

1.4.3. *Khối khí ôn hòa*, nhiệt độ không cao, mưa không nhiều, phát sinh ở đối ôn đới từ $30 - 35^{\circ}$ đến $60 - 65^{\circ}$ vĩ tuyến bắc và nam, có vành đai áp thấp động lực, gió thịnh hành theo hướng tây.

1.4.4. *Khối khí lạnh*, nhiệt độ trung bình các tháng đều thấp, mùa đông rét buốt, mùa hè lạnh, phát sinh ở vùng cực bắc và cực nam là vùng áp cao nhiệt lực, gió thịnh hành theo hướng đông. Khối khí này thường bị thu hẹp lại vào mùa hè, mở rộng ra vào mùa đông (Hình 1).

1.5. Thời tiết

Thời tiết là trạng thái của khí quyển ở khu vực hay địa điểm nào đó vào một thời điểm cụ thể ; nó được đặc trưng bởi các trị số về nhiệt độ, mây, mưa, độ ẩm tương đối, gió, vv... của thời điểm đó, được gọi là các yếu tố khí tượng hay các yếu tố thời tiết.

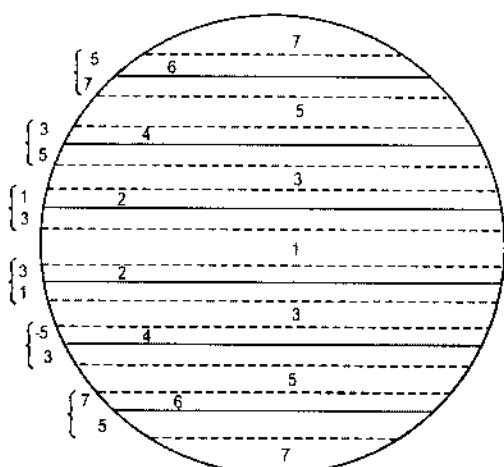
Thời tiết có tính chất không ổn định, hay thay đổi bất thường.

1.6. Khí hậu

Khí hậu là trạng thái của khí quyển ở nơi nào đó, được đặc trưng bởi các trị số trung bình nhiều năm về nhiệt độ, độ ẩm, lượng mưa, lượng nước bốc hơi, lượng mây, gió, vv... đó là các yếu tố hình thành khí hậu. Như vậy ; Khí hậu là trị số trung bình nhiều năm của thời tiết. Khí hậu có tính chất ổn định, ít thay đổi.

1.7. Quan trắc khí tượng, khí hậu

Muốn có số liệu cụ thể để phục vụ cho công tác nghiên cứu khí tượng, khí hậu, người ta đã tổ chức quan trắc khí tượng, khí hậu. Các yếu tố được quan trắc ở các dài, trạm khí tượng là : nhiệt độ không khí, gió, độ ẩm không khí, áp suất khí quyển, mây, mưa, sương, băng kết, giông, tầm nhìn xa, vv... Người ta còn quan trắc một số yếu tố không phản ánh trực tiếp tính chất hay các quá trình của khí quyển, nhưng có liên quan chặt chẽ với chúng như nhiệt độ đất, lượng bốc hơi, thời gian chiếu nắng, vv... Ở một số địa điểm còn đo năng lượng bức xạ Mặt Trời, sự phát xạ của mặt đất của khí quyển.



Hình 1. Cấu trúc ngang của khí quyển ở tầng đối lưu có 4 khối khí : 1, 3, 5, 7

- 1- Khối khí nóng ẩm
- 3- Khối khí nóng khô
- 5- Khối khí ôn hòa
- 7- Khối khí lạnh

. Giờ quan trắc ở các đài trạm khí tượng được quy định như sau : để phục vụ cho việc nghiên cứu khí hậu, hàng ngày phải quan trắc vào các giờ 1 ; 7 ; 13 và 19 giờ theo giờ Mặt Trời ở địa phương của mỗi trạm, như vậy là việc quan trắc ở tất cả các đài trạm khí tượng trên thế giới xảy ra cùng giờ nhưng không cùng lúc, trừ những trạm trên cùng một kinh tuyến. Để phục vụ cho công tác dự báo thời tiết, cứ qua 3 giờ quan trắc một lần vào các giờ 1, 4, 7, 10, 13, 16, 19, 22 theo giờ kinh tuyến gốc, chính vì vậy công việc được tiến hành cùng một lúc trên toàn thế giới.

1.8. Tính các yếu tố khí hậu

a) Công thức chung để tính năng lượng nhiệt độ, độ ẩm, khí áp trung bình (\bar{X}).

$$\bar{X} = \frac{x_1 + x_2 + x_3 + \dots + x_n}{n} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n x_i$$

x_i là trị số của yếu tố đã đo được ở lần thứ i.

Ví dụ : x_1 là trị số đo được ở lần thứ nhất ($n = 1$).

x_3 là trị số đo được ở lần thứ ba ($n = 3$).

- Nếu tính trị số trung bình ngày, lấy tổng trị số của n lần đo trong ngày chia cho n lần đo.

- Nếu tính trị số trung bình tháng, lấy tổng trị số của tất cả các ngày trong tháng chia cho số ngày trong tháng đó.

- Nếu tính trung bình năm lấy tổng trị số của 12 tháng chia cho 12.

- Nếu tính trung bình nhiều năm, lấy tổng trị số trong tất cả các năm chia cho số năm trong chuỗi thời gian đã chọn.

- Tính tổng tích nhiệt tháng (năm) ở một địa điểm nào đó ta lấy nhiệt độ trung bình tháng (năm) của địa điểm đó nhân với số ngày trong tháng (năm).

b) Công thức tính tổng lượng mưa, tổng lượng bốc hơi nước (\bar{Y})

$$\bar{Y} = y_1 + y_2 + y_3 + \dots + y_n = \sum_{i=1}^n y_i$$

y_i là trị số của yếu tố đã đo được ở lần thứ i.

Ví dụ : y_1 là trị số đo được ở lần thứ nhất ($n = 1$).

y_3 là trị số đo được ở lần thứ ba ($n = 3$).

- Tính tổng lượng ngày bằng tổng trị số của tất cả các lần đo trong ngày.

- Tính tổng lượng tháng bằng tổng trị số của tất cả các ngày trong tháng.

- Tính tổng lượng năm bằng tổng trị số của 12 tháng.
- Tính tổng lượng trung bình nhiều năm bằng tổng trị số của tất cả các năm chia cho số năm trong chuỗi thời gian đã chọn.

1.9. Câu hỏi và bài tập

1. Khí quyển là lớp... xung quanh Trái Đất. Khối lượng không khí hầu hết tập trung ở phần đáy của khí quyển như bảng dưới đây :

Chiều cao (km)	0 - 5	0 - 10	0 - 20
Tỉ lệ khối lượng

2. Khí quyển có mấy tầng ? Nêu đặc điểm chính của mỗi tầng ?

3. Các khối khí :

- Theo tính chất có... khối khí là...
- Theo đối phát sinh có... khối khí là...
- Các khối khí di chuyển ra khỏi đối phát sinh sẽ bị... và làm thay đổi... nơi nó đi qua và dừng lại.

4. Các chất của không khí khô và trong sạch có tỉ lệ dưới đây là :

Tỉ lệ %	> 78	< 21	0,93	0,03
Các chất

5. Đài truyền hình thông báo thời tiết. Bạn hãy ghi lại lời thông báo đó để suy nghĩ và phát biểu thành định nghĩa về thời tiết theo sự hiểu biết của mình.

6. So sánh tổng tích nhiệt bằng phương pháp trị số và phương pháp diện tích ở hai địa điểm : Hoàng Liên Sơn ($22^{\circ}21'N$; $103^{\circ}46'E$; 2170m) và Tân Sơn Nhất ($10^{\circ}49'$; $106^{\circ}40'$; 9m) theo số liệu nhiệt độ dưới đây :

Tháng Trâm	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
H.L.Sơn	7,1	8,9	12,4	14,4	15,7	16,4	16,4	16,4	15,3	13,1	9,7	7,5
T.S.Nhất	25,8	26,7	27,9	28,9	28,3	27,5	27,1	27,1	26,8	26,7	26,4	25,7

7. Bạn nghe, ghi chép các thông số về dự báo thời tiết ở 2 khu vực tự chọn trong một thời gian nhất định (ví dụ : 4 tuần, một kì học, 1 năm...) để làm báo cáo khoa học về sự diễn biến thời tiết ở hai địa điểm trên.

§2. NĂNG LƯỢNG CỦA MẶT ĐẤT VÀ KHÍ QUYẾN

2.1. Các khái niệm chung

Các vật xung quanh ta cũng như các thiên thể trong không gian vũ trụ luôn luôn phát và thu năng lượng. Năng lượng phát ra là phần năng lượng mà vật đã tích luỹ được. Khi phát xạ, nội năng dự trữ trong vật bị giảm đi và dẫn đến hạ thấp nhiệt độ. Năng lượng vật thu vào là năng lượng dồn tới từ các phía của tất cả các vật thể khác ở xung quanh và dẫn đến tăng nhiệt độ của vật.

Năng lượng của mặt đất và khí quyển tích luỹ được có từ nhiều nguồn gốc khác nhau đó là : từ Mặt Trời, từ trong lòng Trái Đất, từ các vì sao và các hành tinh khác. Nhưng chủ yếu là từ Mặt Trời vì từ trong lòng đất chuyển tới chỉ có 54 cal/cm²năm, số lượng này rất nhỏ chỉ bằng 1/5000 lần năng lượng do Mặt Trời chuyển tới, còn từ các vì sao và các hành tinh khác lại càng vô cùng nhỏ bé, nhỏ hơn năng lượng của Mặt Trời tới 30 triệu lần.

2.2. Cường độ phát xạ

Tất cả các vật có nhiệt độ cao hơn không độ tuyệt đối (0°K) đều tự phát ra năng lượng (0°K = -273°C). Theo quy tắc của Stéphan và Bonsman thì cường độ phát xạ của vật tính bằng calo phát ra từ một đơn vị diện tích (1 cm²) bề mặt của vật phát xạ trong thời gian một phút, cường độ đó tỉ lệ với luỹ thừa bậc bốn nhiệt độ tuyệt đối của nó tức là

$$E_0 = a\delta T^4 \text{ (cal/cm}^2\text{phút)} \quad (1)$$

Ở đây : E_0 - Cường độ phát xạ của vật tính bằng cal/cm²phút.

T - Nhiệt độ của mặt phát xạ tính bằng độ K.

a - Hệ số phát xạ (cũng là hệ số hấp thụ), hệ số a thay đổi từ 0,85 đến 0,99, đối với vật đen tuyệt đối a = 1.

δ - Hằng số Stéphan - Bônsman và δ = 8,13.10⁻¹¹ cal/cm² phút.độ.

Năng lượng của vật phát ra được truyền đi tất cả các hướng theo ba phương thức : truyền dẫn, trao đổi (đối lưu) và bức xạ. Truyền dẫn là phương thức truyền nhiệt xảy ra trong chất rắn. Truyền nhiệt theo phương thức trao đổi (đối lưu) là phương thức chủ yếu xảy ra trong môi trường chất khí và chất lỏng. Truyền nhiệt theo phương thức bức xạ tức là phương thức truyền nhiệt bằng các tia nhiệt đi thẳng không cần môi trường trung gian, nghĩa là bức xạ nhiệt xảy ra ngay cả trong chân không, chính vì lẽ đó mà năng lượng phát ra từ Mặt Trời đã truyền thẳng xuyên

qua khoảng chân không từ Mặt Trời đến giới hạn trên của khí quyển với tốc độ truyền sóng 300.000 km/giây.

2.3. Bức xạ Mặt Trời

2.3.1. Hằng số Mặt Trời

Mặt Trời luôn luôn phát ra năng lượng và cường độ phát xạ của nó được xác định theo công thức (1) trong đó $a = 1$ và $T = 6000^{\circ}\text{K}$ (T là nhiệt độ của bề mặt quang cầu). Năng lượng của Mặt Trời phát ra được truyền đi theo các sóng điện từ, mạnh nhất ở bước sóng từ 0,17 đến 4,0 micrôm (μc) thuộc giới hạn của sóng ngắn nên người ta còn gọi năng lượng bức xạ Mặt Trời là năng lượng bức xạ sóng ngắn ($1 \mu\text{c} = 1/1000 \text{ mm}$).

Nếu ta gọi cường độ bức xạ Mặt Trời phát ra là $E_0 \text{ cal/cm}^2 \text{ phút}$, thì toàn bộ diện tích bề mặt quang cầu trong một phút sẽ phát ra được $4 \pi r^2 E_0 \text{ calo}$, tất cả năng lượng này được truyền tới diện tích một hình cầu có bán kính là R . Vì trên đường đi năng lượng Mặt Trời không bị hao hụt nên ta có :

$$4 \pi r^2 E_0 = 4 \pi R^2 F$$

Vậy $F = \frac{r^2}{R^2} E_0$

Ở đây : r - bán kính Mặt Trời.

R - khoảng cách từ tâm Mặt Trời đến giới hạn trên của khí quyển.

F - Cường độ bức xạ Mặt Trời ở giới hạn trên của khí quyển hay còn gọi là **Hằng số Mặt Trời**.

Hằng số Mặt Trời, cho đến nay cũng chưa đo trực tiếp được, chỉ mới đo hoặc tính toán gián tiếp từ mặt đất và tìm được trị số của nó dao động từ $1,95-2,0 \text{ cal/cm}^2 \text{ phút}$, theo quy ước quốc tế hằng số Mặt Trời là $1,98 (\pm 0,07.) \text{ cal/cm}^2 \text{ phút}$.

* Bài đọc thêm : Định luật Kepler

Trên cơ sở sự chuyển động của các hành tinh trong hệ Mặt Trời của Copernic, nhà khoa học người Đức Kepler (1571-1630) sau cả cuộc đời say sưa kiên trì nghiên cứu đã đưa ra được các định luật thực nghiệm về sự chuyển động của các hành tinh trong hệ Mặt Trời, ngày nay các định luật mang tên ông đó là định luật về quỹ đạo ; định luật về diện tích, định luật về chu kỳ. Về sau Newton (1642-1727) chứng minh được rằng các định luật Kepler là hệ quả của định luật hấp dẫn của ông.

Theo định luật về quỹ đạo của Kepler thì Trái Đất của chúng ta chuyển động quanh Mặt Trời theo quỹ đạo hơi elip, mà một trong hai tiêu cự của nó ở tâm Mặt Trời, nên khoảng cách từ Trái Đất đến Mặt Trời luôn luôn thay đổi ngắn nhất là 147.001.000 km vào ngày 01 tháng I, ngày này gọi là cận nhật ; dài nhất là 152.003.000 km vào ngày 01 tháng VII, ngày này gọi là viễn nhật, mà cường độ năng lượng bức xạ Mặt Trời thay đổi tỉ lệ nghịch với bình phương khoảng cách, nên hằng số Mặt Trời cũng thay đổi theo thời gian trong năm là $\pm 3,5\%$ so với trung bình cả năm gần 2 cal/cm^2 phút. Theo quy định quốc tế thì hằng số Mặt Trời là $1,98 \text{ cal/cm}^2$ phút, vào tháng giêng sẽ là $(1,98 + 0,07) \text{ cal/cm}^2$ phút, và tháng VII sẽ là $(1,98 - 0,07) \text{ cal/cm}^2$ phút.

* Bài đọc thêm : Quang phổ của tia bức xạ Mặt Trời

Ở giới hạn trên của khí quyển ta thấy có khoảng 50% bức xạ là tia nhìn thấy của quang phổ có độ dài bước sóng từ 0,40 đến 0,76 μc ; 43% tia hồng ngoại có độ dài bước sóng lớn hơn 0,76 μc và 7% tia tử ngoại có cùng độ dài bước sóng nhỏ hơn 0,40 μc . Năng lượng cực đại trong quang phổ ở độ dài bước sóng khoảng 0,47 μc . Khi tia năng lượng bức xạ Mặt Trời xuyên qua khí quyển bị hấp thụ và khuếch tán nên bị biến thiên cả về cường độ lẫn thành phần quang phổ. Ở gần mặt đất các tia hồng ngoại tăng lên gần 60% tia nhìn thấy chỉ còn gần 40%, tia tử ngoại tỉ lệ giảm lớn nhất, chỉ còn gần 1%. Kết quả phân tích quang phổ còn cho biết ánh sáng Mặt Trời có 7 màu là : đỏ, da cam, vàng, lục, lam, chàm, tím, đó chính là màu của cầu vồng 7 sắc hiện sau mưa.

2.3.2. Năng lượng bức xạ Mặt Trời bị suy yếu do khí quyển

Các tia năng lượng Mặt Trời khi đi vào khí quyển bị suy yếu do các nguyên nhân sau đây :

Bị hấp thụ bởi ôdôn (O_3) khí cacbonic (CO_2) và hơi nước, đồng thời bị khuếch tán ra các hướng khác nhau bởi các tạp chất rắn, các tinh thể khác có trong khí quyển.

Khi Mặt Trời ở các độ cao trên mặt phẳng chân trời khác nhau sẽ tạo nên những góc nhập xạ khác nhau, mà góc nhập xạ giảm thì bức xạ Mặt Trời phải xuyên qua đoạn đường càng dài (H.2), do đó năng lượng bị hấp thụ và khuếch tán càng nhiều làm cho năng lượng bị suy yếu càng mạnh.

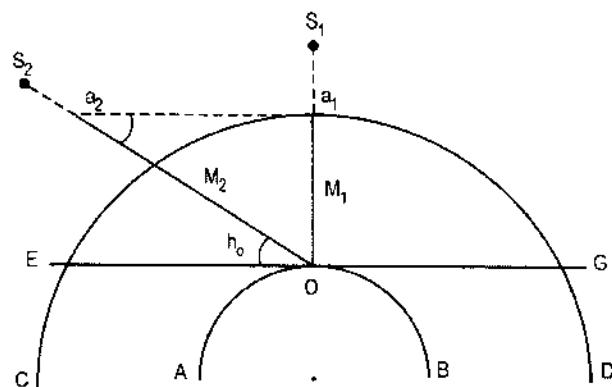
Khi Mặt Trời ở vị trí S_1 và S_2 thì tia năng lượng xuyên qua khí quyển với các đoạn đường tương ứng là a_1O và a_2O trong đó $a_1O < a_2O$. Đồng thời phải xuyên

qua khối lượng khí quyển là M_1 và M_2 . Trong đó M_1 là khối khí thẳng đứng, còn M_2 là khối khí xiên tại O ($M_1 < M_2$).

Nếu ta gọi tỉ số $\frac{M_2}{M_1} = m$ là khối lượng quang học.

Theo hình 2 ta có $M_1 = M_2 \sin h_0$ (vì tam giác vuông Oa_1a_2 vuông tại a_1)

$$\text{hay} \quad \frac{M_2}{M_1} = \frac{1}{\sin h_0} = m \quad (2)$$



Hình 2. Chiều dài của các tia năng lượng Mặt Trời xuyên qua khí quyển ở các độ cao khác nhau

AB - Bé mặt đất có dạng hình cầu

CD : Giới hạn trên của khí quyển

O - Điểm quan trắc (nơi tia văng lượng đầu tai)

EG : Măt phâng chán trồi cùa diépm Q

Từ công thức (2) ta thấy khối lượng quang học tăng nhanh khi góc nhập xạ (h_0) giảm. Khi Mặt Trời ở thiên đỉnh ($h_0 = 90^\circ$) khối lượng quang học là một đơn vị, khi Mặt Trời ở chân trời (khi mọc hay lặn $h_0 = 0$) khối lượng quang học tăng lên hơn 35 lần (bảng 1). Chính vì vậy mà năng lượng bức xạ Mặt Trời dồn xuống mặt đất sẽ biến thiên theo chu kỳ ngày, chu kỳ năm đồng thời cũng biến thiên theo vĩ độ địa lý phù hợp với sự biến thiên của góc nhập xạ.

Bảng 1. Khối lượng quang học (m) của khí quyển phụ thuộc vào góc nhập xạ (Kết quả tính từ công thức 2).

h_0	90°	60°	30°	10°	5°	0°
m	1,0	1,2	2,0	5,6	10,4	35,4

* Bài đọc thêm : Sự hấp thụ năng lượng có chọn lọc

Ôdôn, hơi nước, khí cacbonic hấp thụ năng lượng của Mặt Trời khi xuyên qua khí quyển chỉ xảy ra ở những tâm điểm có các bước sóng thích hợp của quang phổ, nghĩa là có sự chọn lọc chứ không phải ở tất cả các bước sóng trong quang phổ của tia năng lượng.

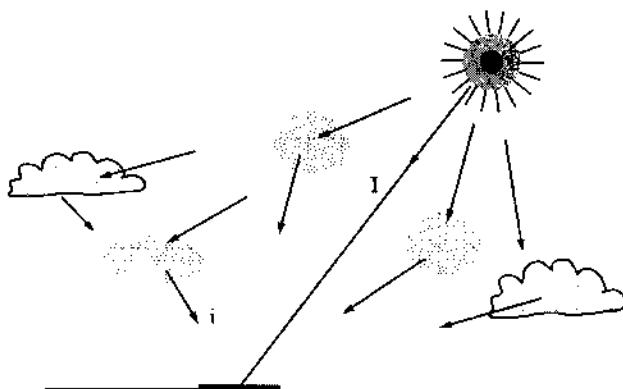
Ôdôn có khả năng hấp thụ năng lượng ở cả ba vùng của tia tử ngoại, tia không nhìn thấy và tia hồng ngoại nhưng mạnh nhất trong khoảng bước sóng từ $0,22 - 0,29 \mu\text{c}$, cực đại ở bước sóng (λ) $0,2553 \mu\text{c}$ và ở bước sóng $0,31, 0,36 \mu\text{c}$ của tia tử ngoại ; ở vùng nhìn thấy của quang phổ, Ôdôn chỉ hấp thụ được ở bước sóng $\lambda = 0,44 ; 0,75 \mu\text{c}$; ở vùng hồng ngoại chỉ hấp thụ được ở $\lambda = 4,75 \mu\text{c}, 9,6 \mu\text{c}$ và $14,1 \mu\text{c}$, trong đó mạnh nhất ở $\lambda = 9,6 \mu\text{c}$.

Hơi nước hấp thụ ở các tâm điểm có bước sóng là $0,72 ; 0,81 ; 0,94 ; 1,10 ; 1,38 ; 1,87 ; 2,70$ và $3,20 \mu\text{c}$.

Khi cacbonic hấp thụ ở các tâm điểm có bước sóng là $1,44 ; 1,60 ; 2,02 ; 2,70$ và $4,31 \mu\text{c}$. Nghĩa là hơi nước và khí cacbonic không hấp thụ được năng lượng ở vùng tia tử ngoại.

2.3.3. Năng lượng bức xạ Mặt Trời tới mặt đất

Năng lượng bức xạ Mặt Trời đi vào khí quyển, sau khi bị hấp thụ, phần còn lại tới mặt đất theo hai dạng : năng lượng bức xạ Mặt Trời trực tiếp (I) và năng lượng bức xạ khuếch tán (i) (H. 3).



Hình 3. Hai dạng năng lượng bức xạ Mặt Trời trực tiếp (I) và khuếch tán (i) đến tới mặt đất

a) *Năng lượng bức xạ Mặt Trời trực tiếp*. Năng lượng bức xạ Mặt Trời trực tiếp là năng lượng do Mặt Trời phát ra được truyền thẳng tới mặt đất. Cường độ của nó được tính bằng calo dồn tới 1 cm^2 mặt phẳng vuông góc với tia năng lượng Mặt Trời trong thời gian một phút [$I_0(\text{cal/cm}^2 \text{ phút})$]. Trong thực tế lại cần có năng lượng đó trên mặt đất nằm ngang [$I(\text{cal/cm}^2 \text{ phút})$] nên phải chuyển từ I_0 thành I theo công thức sau :

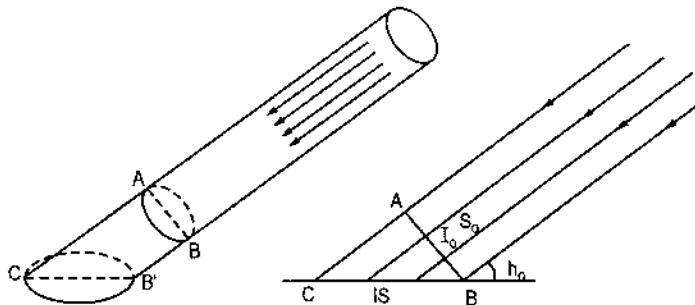
$$I = I_0 \sin h_0 \quad (3)$$

Ở đây : h_0 - độ cao của Mặt Trời (góc nhập xạ).

* Bài đọc thêm :

- Cách tìm I : Dùng trực xạ kế đo được I_0 ở bất kì địa điểm nào trên mặt đất vào thời gian ban ngày tức là khi Mặt Trời đã ở trên mặt phẳng chân trời của địa điểm. Sau đó xác định góc nhập xạ (h_0) vào đúng giờ đo, đưa vào công thức (3) ta tìm được cường độ bức xạ Mặt Trời trực tiếp (I) trên mặt đất.

- Đo I_0 : Hướng trực xạ kế về phía Mặt Trời, sao cho một chùm tia năng lượng chiếu thẳng xuống đáy hình tròn có diện tích S_0 là mặt đen tuyệt đối với đường kính AB. Khi ta hướng trực xạ kế về phía Mặt Trời thì bóng của S_0 trên mặt phẳng nằm ngang là hình elip có diện tích là S với đường kính nhỏ bằng AB còn bán kính lớn B'C tỉ lệ nghịch với góc nhập xạ (h_0) (h_0 càng nhỏ thì B'C càng dài (H. 4)).



Hình 4. Đo I_0 và tính I .

- Lập công thức : $I = I_0 \sin h_0$

Ta biết tổng năng lượng dồn xuống S_0 là $S_0 I_0$ bằng tổng năng lượng dồn xuống S là SI tức là :

$$SI = S_0 I_0$$

$$I = I_0 \frac{S_0}{S}$$

Từ tam giác vuông CAB ta có :

$$\frac{S_0}{S} \approx \frac{AB}{BC} = \sin h_0.$$

Vậy :

$$I = I_0 \sin h_0.$$

Góc nhập xạ (h_0) thay đổi phụ thuộc vào không gian (vĩ độ địa lí) vào thời gian trong ngày (góc giờ), vào thời gian trong năm (xích vĩ) theo công thức :

$$\sin h_0 = \sin\varphi \sin\delta + \cos\varphi \cos\delta \cos t$$

Ở đây : φ - vĩ độ địa lí

δ - xích vĩ (thay đổi trong năm)

t - góc giờ (thay đổi trong ngày) 1 giờ = 15°

Khi Mặt Trời ở vị trí cao nhất là 12 giờ trưa ; khi Mặt Trời mọc và lặn thì $t = 0$. Ví dụ ở địa điểm A Mặt Trời mọc lúc 6 giờ, lặn lúc 18 giờ ta sẽ có góc giờ như sau (giờ của kinh tuyến đi qua địa điểm A).

Giờ	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
Độ	0	15	30	45	60	75	90	75	60	45	30	15	0

b) *Năng lượng bức xạ Mặt Trời khuếch tán* : Gần 25% năng lượng của bức xạ Mặt Trời bị khuếch tán trong khí quyển, khoảng 2/3 số năng lượng đó được dồn xuống mặt đất, nhưng là dạng năng lượng đặc biệt khác với bức xạ trực tiếp ở chỗ :

- Bức xạ khuếch tán dồn xuống mặt đất không phải trực tiếp từ Mặt Trời mà từ toàn thể vòm trời, bức xạ khuếch tán không dồn xuống mặt phẳng vuông góc với tia bức xạ mà xuống mặt phẳng nằm ngang.

- Bức xạ khuếch tán khác bức xạ trực tiếp về cấu tạo quang phổ vì những tia của các bước sóng khác nhau bị khuếch tán ở mức độ khác nhau.

Theo định luật Relây, trong không khí trong sạch, sự khuếch tán được diễn ra chỉ do các phân tử khí thì cường độ bức xạ khuếch tán tỉ lệ nghịch với luỹ thừa bậc bốn bước sóng của tia bị khuếch tán.

$$i_\lambda = \frac{a}{\lambda^4} I_\lambda$$

Ở đây : I_λ là cường độ bức xạ trực tiếp có bước sóng λ

i_λ là cường độ bức xạ khuếch tán có cùng bước sóng λ ; a là hệ số tỉ lệ

Ví dụ : Chiều dài bước sóng vùng ánh sáng đỏ lớn gấp đôi vùng ánh sáng tím, thì những tia của ánh sáng đỏ bị khuếch tán 14 lần ít hơn ánh sáng tím.

Cường độ năng lượng bức xạ Mặt Trời khuếch tán (i) là năng lượng tính bằng calo dồn xuống 1 cm^2 mặt phẳng nằm ngang trong thời gian một phút từ toàn thể vòm trời, nghĩa là :

$$i \text{ (cal/cm}^2 \text{ phút)}$$

Trị số của bức xạ khuếch tán tăng khi độ trong suốt của khí quyển giảm. Bầu trời có nhiều mây làm tăng cường độ bức xạ khuếch tán lên 5-6 lần so với bầu trời quang mây. Ngược lại, bức xạ trực tiếp sẽ giảm khi lượng mây tăng và độ trong suốt của khí quyển giảm.

c) *Bức xạ Mặt Trời tổng cộng (tổng xạ)* : Năng lượng bức xạ Mặt Trời tổng cộng là tổng số năng lượng bức xạ Mặt Trời trực tiếp (I) và năng lượng bức xạ khuếch tán (i). Nếu kí hiệu tổng xạ là Q thì ta có :

$$Q = I + i$$

Đây là toàn bộ năng lượng có nguồn gốc từ Mặt Trời dồn xuống mặt đất, cường độ của nó tính bằng cal/cm^2 phút, cal/cm^2 tháng hoặc cal/cm^2 năm.

Tổng xạ thay đổi phụ thuộc vào góc nhập xạ, vào trạng thái của khí quyển do đó nó thay đổi theo thời gian và không gian tương đối phức tạp.

- Theo thời gian : Tổng xạ tăng dần từ khi Mặt Trời mọc đến cực đại khi Mặt Trời ở vị trí cao nhất lại giảm dần đến lúc Mặt Trời lặn. Trong năm, cực đại vào thời gian Mặt Trời ở vị trí cao ít mây, lượng mưa ngày có mưa ít, cực tiểu vào thời gian Mặt Trời ở vị trí thấp nhiều mây lượng mưa, ngày có mưa nhiều.

Ví dụ : Biến trình năm của tổng xạ ở Việt Nam (bảng 2) phổ biến ở các địa điểm thấy có hai cực đại và hai cực tiểu. Ở phía bắc từ vĩ tuyến 16°B trở ra thấy hai cực đại vào tháng VII và tháng V, với các trị số đều lớn hơn 14 kcal/cm^2 tháng ; phù hợp với hai cực đại, có hai cực tiểu, cực tiểu chính vào tháng I hoặc tháng II có trị số phổ biến từ 5 đến 6 kcal/cm^2 tháng, cực tiểu phụ vào tháng VI có trị số nhỏ hơn cực đại không nhiều. Còn ở bộ phận phía nam, từ vĩ tuyến 16°B trở vào có

cực đại thứ nhất vào tháng III với trị số phổ biến lớn hơn 16 kcal/cm^2 tháng, đây là thời gian góc nhập xạ đã lớn lại trùng với mùa khô ; cực đại thứ hai vào tháng VII là thời gian Mặt Trời lén thiên đỉnh lần thứ hai trong khu vực nhưng lại là mùa mưa nhiều, số ngày có mưa, lượng mưa, lượng mây tăng vọt lên nên trị số phổ biến của nó không lớn hơn trị số của cực tiểu phụ nhiều lắm. Tương ứng với hai cực đại cũng có hai cực tiểu, cực tiểu chính rơi vào ba tháng cuối năm khi Mặt Trời đã chuyển động biểu kiến xuống bán cầu nam và mùa mưa còn chưa kết thúc. Cực tiểu phụ vào tháng VI, thời gian này là mùa mưa nhiều và góc nhập xạ còn nhỏ hơn góc nhập xạ của tháng VII.

Biên độ dao động trong năm của tổng xạ giảm dần từ bắc vào nam (bảng 2).

Bảng 2. *Bức xạ Mặt Trời tổng cộng $\text{kcal/cm}^2/\text{tháng}$*

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Năm
Cao Bằng	5,8	5,9	8,1	10,5	14,0	13,8	15,8	15,6	13,4	11,1	8,3	7,4	129,7
Hà Nội	5,6	5,2	6,2	8,6	14,2	14,1	15,2	13,8	12,5	10,8	8,7	7,9	122,8
Thanh Hoá	5,4	4,8	5,7	8,3	15,1	14,1	16,3	13,2	11,3	9,1	7,6	7,6	118,5
Đà Nẵng	9,2	10,3	13,8	14,9	17,0	15,3	17,3	15,1	13,3	11,1	7,8	6,6	151,7
Tân Sơn Nhất	13,6	15,2	17,6	14,8	13,4	12,6	13,6	13,2	12,5	12,0	11,2	12,3	162,0
Cần Thơ	12,8	13,3	15,7	14,4	12,1	10,9	12,3	11,2	10,8	10,5	10,8	11,8	146,6

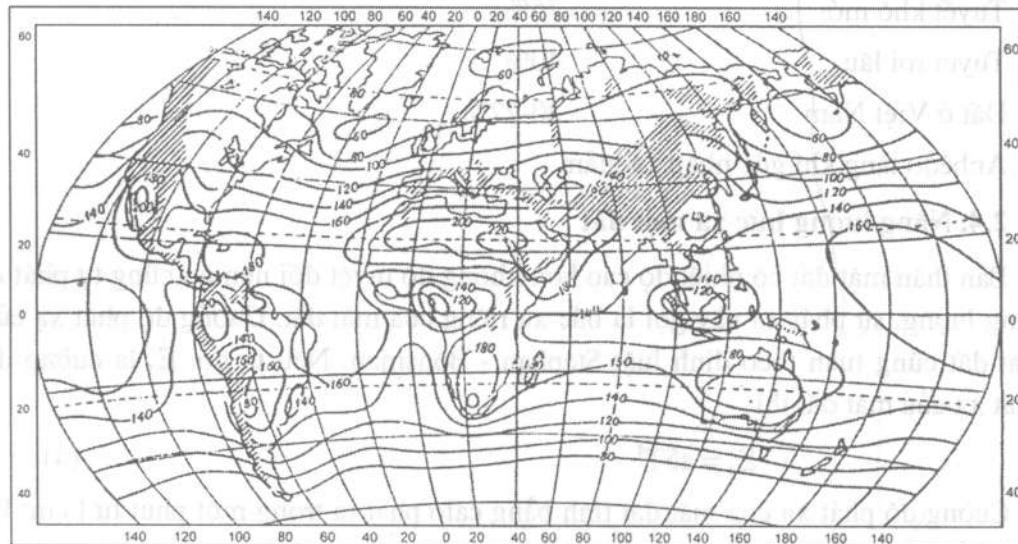
- Theo không gian : Để nắm được đặc điểm phân bố theo không gian của bức xạ Mặt Trời tổng cộng có thể phân tích bản đồ đẳng trị về trị số trung bình năm của nó (H.5).

Để có được loại bản đồ này người ta phải dùng các số liệu tổng xạ đã đo hoặc tính toán được bằng các công thức thực nghiệm hoặc bán thực nghiệm của hàng nghìn địa điểm trên toàn thế giới. Số liệu của địa điểm nào ghi đúng vào vị trí của điểm đó trên bản đồ, sau đó dùng phương pháp nội suy để nối các điểm có cùng giá trị về tổng xạ lại với nhau ta sẽ được các đường đẳng trị (đường cùng một trị số).

Từ hình 5, cho thấy :

- Các đường đẳng trị có trị số phổ biến từ $80-180 \text{ kcal/cm}^2/\text{năm}$, ngoài giới hạn phổ biến này ở Bắc Phi có trị số lên tới $200-220 \text{ kcal/cm}^2/\text{năm}$, trị số $60 \text{ kcal/cm}^2/\text{năm}$ thấy ở phía bắc Đại Tây Dương và Thái Bình Dương trùng với hai tâm áp thấp ôn đới, lượng mưa và lượng mây ở đây được tăng lên.

- Các đường đẳng trị nằm ngoài đại dương lùi xuống các vĩ độ thấp còn trong đất liền lại tiến lên các vĩ độ cao điều đó chứng tỏ tổng xạ nhỏ ngoài đại dương, lớn trong các lục địa.
- Các đường đẳng trị trên các đại dương gần như song song với các đường vĩ tuyến, còn trên các lục địa các đường đẳng trị thường khép kín.
- Tổng xạ giảm dần từ khu vực nhiệt đới về hai cực.



Hình 5. Lược đồ năng lượng bức xạ Mặt Trời tổng cộng ($\text{kcal}/\text{cm}^2/\text{năm}$)

d) *Năng lượng bức xạ hấp thụ, phản hồi, Anbêđo* : Năng lượng tổng xạ (Q) dồn tới mặt đất, phần lớn được mặt đất hấp thụ và chuyển thành nhiệt, còn một phần nhỏ bị phản hồi trả lại khí quyển. Tỉ lệ hấp thụ phản hồi nhiều hay ít phụ thuộc vào tính chất vật lí của bề mặt đất. Mặt đất đen ẩm hấp thụ nhiều, phản hồi ít, ngược lại mặt đất trắng khô phản hồi nhiều hấp thụ ít.

- Nếu ta gọi đại lượng phản hồi là q thì đại lượng hấp thụ sẽ là :
- Anbêđo là tỉ lệ phần trăm giữa bức xạ phản hồi (q) và tổng xạ (Q). Nếu ta gọi A là Anbêđo thì

$$A = \frac{q}{Q} \times 100\%$$

Anbêđo thay đổi phụ thuộc vào tính chất vật lí của bề mặt đệm như sau :

Đất đen khô	15%
Đất đen ẩm	8%
Đất sét ở hoang mạc	30%
Cát khô	35%
Đồng cỏ	20%
Rừng	15%
Tuyết khô mới	75%
Tuyết rơi lâu	40%
Đất ở Việt Nam	20-22%

Anbêđo tăng khi góc nhập xạ giảm.

2.4. Năng lượng bức xạ mặt đất

Bản thân mặt đất có nhiệt độ cao hơn không độ tuyệt đối nên nó cũng tự phát ra năng lượng, sự phát xạ này gọi là bức xạ riêng của mặt đất. Cường độ phát xạ của mặt đất cũng tuân theo định luật Stêphan - Bônsman. Nếu ta gọi E_d là cường độ phát xạ của mặt đất thì

$$E_d = a\delta T^4 \quad (4)$$

Cường độ phát xạ của mặt đất tính bằng calo phát ra trong một phút từ 1 cm^2 bề mặt đất.

Ở đây $a = 0,86 - 0,99$ (đối với vật đen tuyệt đối $a = 1$)

δ là hằng số Stêphan - Bônsman $= 8,13 \cdot 10^{-11} \text{ cal/cm}^2 \text{ phút}$

T - nhiệt độ của bề mặt đất, khi $T = 288^\circ\text{K} = 15^\circ\text{C}$ thì $E_d = 0,6 \text{ cal/cm}^2 \text{ phút}$. Từ đây ta thấy, mặt đất cũng phát ra một lượng nhiệt rất lớn (vì nó phát ra liên tục suốt ngày đêm) nên nó sẽ bị lạnh đi rất nhanh nếu nó không được bù lại bằng năng lượng hấp thụ được của bức xạ Mặt Trời và bức xạ nghịch của khí quyển.

Với nhiệt độ của mặt đất khoảng $180^\circ - 310^\circ\text{K}$ nó chỉ phát ra năng lượng có các bước sóng từ $4 - 120 \mu\text{c}$, mà lượng cực đại ở khoảng bước sóng từ $10 - 15 \mu\text{c}$, đây là bức xạ hồng ngoại không nhận được bằng mắt thường, bức xạ của mặt đất là bức xạ sóng dài.

2.5. Bức xạ nghịch của khí quyển

Khí quyển được đốt nóng lên là do hấp thụ được năng lượng bức xạ Mặt Trời khi nó xuyên qua khí quyển (15% năng lượng xuyên qua khí quyển), nhận được

phản năng lượng do bức xạ riêng của mặt đất ngoài ra còn lượng nhiệt do quá trình ngưng kết hơi nước. Khí quyển tích luỹ được năng lượng đặc biệt là lớp gần mặt đất có nhiệt độ cao hơn không độ tuyệt đối nên nó cũng phát ra năng lượng theo định luật Stêphan - Bônsman. Nếu ta kí hiệu E_k là bức xạ nghịch của khí quyển thì :

$$E_k = a\delta T^4 \quad (5)$$

Bức xạ nghịch của khí quyển cũng là bức xạ sóng dài, khi chuyển xuống mặt đất bị hấp thụ gần như toàn bộ (90 - 99%), nó là nguồn nhiệt quan trọng làm cho mặt đất đỡ lạnh về ban đêm.

Bức xạ nghịch của khí quyển tỉ lệ thuận với lượng mây có trong khí quyển. Bức xạ nghịch của khí quyển lớn nhất ở xích đạo vì nhiệt độ không khí ở đây cao lại có nhiều hơi nước, ở các khu vực hoang mạc bức xạ nghịch của khí quyển nhỏ vì không khí ở đây ít hơi nước thường quang mây.

2.6. Bức xạ hiệu dụng

Hiệu số giữa bức xạ riêng của mặt đất và bức xạ nghịch của khí quyển gọi là bức xạ hiệu dụng.

Nếu gọi bức xạ hiệu dụng là E_h thì ta có :

$$E_h = E_d - E_k \quad (6)$$

Bức xạ hiệu dụng, thực tế là sự mất nhiệt về ban đêm. Thời tiết trong sáng có bức xạ hiệu dụng lớn vì khi đó bức xạ nghịch của khí quyển nhỏ. Thời tiết đầy mây thì bức xạ hiệu dụng nhỏ vì khi đó bức xạ nghịch của khí quyển lớn. Bức xạ hiệu dụng lớn ở vùng hoang mạc, nhỏ ở khu vực xích đạo. Ở các vĩ độ trung bình bức xạ hiệu dụng khoảng bằng một nửa lượng nhiệt hấp thụ được của bức xạ tổng cộng.

2.7. Cân bằng bức xạ của mặt đất

Cân bằng bức xạ của mặt đất là tổng số đại số năng lượng thu và chi của bề mặt đó. Thu vào là năng lượng hấp thụ được của bức xạ Mặt Trời tổng cộng ($Q - q$) và năng lượng bức xạ nghịch của khí quyển (E_k), còn chi ở đây là năng lượng mất đi do bức xạ riêng của mặt đất (E_d). Nếu ta kí hiệu cân bằng bức xạ mặt đất là B thì ta có :

$$B = (Q - q) + E_k - E_d \quad (7)$$

$$\text{hoặc } B = (Q - q) - (E_d - E_k). \text{ Vì } A = \frac{q}{Q} \text{ và } E_h = E_d - E_k$$

$$\text{Ta có : } B = Q(1 - A) - E_h \quad (8)$$

Từ công thức (8) ta có thể định nghĩa cân bằng bức xạ của mặt đất là hiệu số giữa bức xạ hấp thụ và bức xạ hiệu dụng.

Từ đó ta thấy : ban ngày $B > 0$ vì có $Q(1 - A) > E_h$

$$\text{Ban đêm } Q = 0 \text{ nên } Q(1 - A) = 0 \text{ và } B = -E_h$$

Từ giá trị dương (ban ngày) chuyển qua âm (ban đêm) và ngược lại, phải có hai thời điểm cân bằng bức xạ $B = 0$ có nghĩa là vào thời điểm có :

$$Q(1 - A) = E_h$$

đó là thời điểm Mặt Trời ở trên mặt phẳng chân trời của địa điểm sao cho tổng xạ đủ lớn, để mặt đất hấp thụ được một lượng bằng bức xạ hiệu dụng, người ta ước tính vào sau lúc Mặt Trời mọc và trước lúc Mặt Trời lặn khoảng 1 giờ, góc nhập xạ lúc đó khoảng 15° .

Tổng năng lượng cân bằng bức xạ mặt đất được tính là $\text{kcal}/\text{cm}^2/\text{tháng}$, năm, nó luôn luôn thay đổi phụ thuộc vào tính chất của mặt đất vào tổng xạ.

Thay đổi theo thời gian :

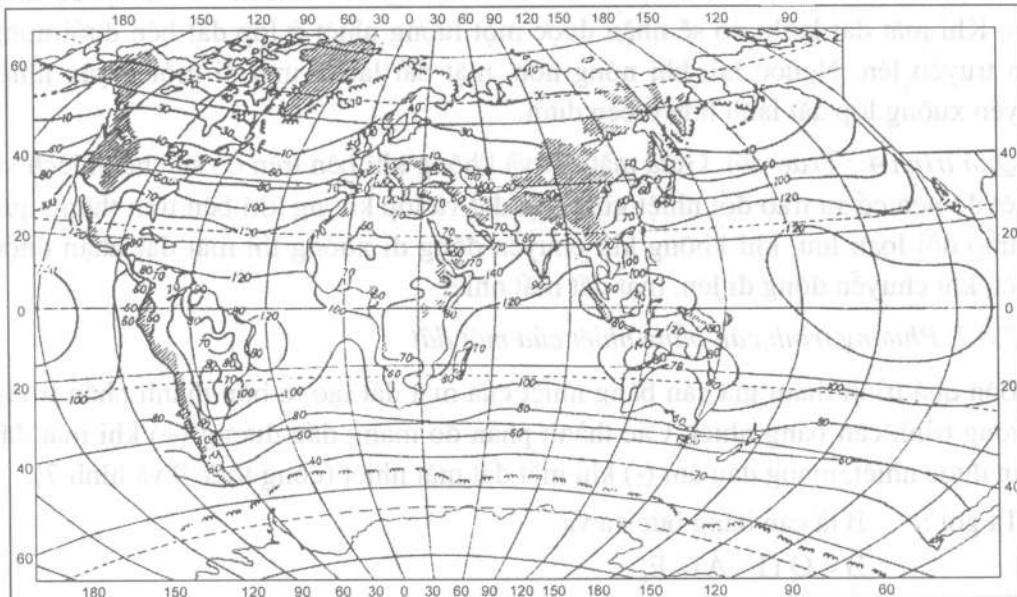
Năng lượng cân bằng bức xạ mặt đất tăng dần từ sau khi Mặt Trời mọc đạt đến cực đại vào khoảng 12 giờ trưa, sau đó lại giảm đến cực tiểu vào trước lúc Mặt Trời mọc ngày hôm sau. Trong năm cân bằng bức xạ cũng thay đổi phù hợp sự thay đổi của tổng xạ, trong nội chí tuyến thường thấy có hai cực đại và hai cực tiểu, ở ngoại chí tuyến có một cực đại vào mùa hè và một cực tiểu vào mùa đông. Biên độ năm tăng dần từ vĩ độ thấp lên vĩ độ cao. Biến trình năm của cân bằng bức xạ mặt đất ở Việt Nam cũng có những đặc điểm chung đó (bảng 3). Từ bảng 3 ta thấy tổng lượng năm của cân bằng bức xạ ở Việt Nam có trị số phổ biến từ $70-90 \text{ kcal}/\text{cm}^2/\text{năm}$ phân hoá cho 12 tháng không đều nhau, nhìn chung là có hai cực đại và hai cực tiểu ở miền khí hậu phía bắc, hai cực đại thấy vào tháng VII và tháng V, hai cực tiểu, cực tiểu chính thấy vào tháng XII, tháng I còn cực tiểu phụ vào tháng VI. Ở miền khí hậu phía nam cũng có hai cực đại nhưng cách xa nhau, cực đại chính vào tháng III trùng với thời gian có tổng xạ rất lớn, cực đại thứ hai vào tháng VII, biên độ năm của cân bằng bức xạ giảm nhanh từ Đà Nẵng ($7,8 \text{ kcal}/\text{cm}^2$) đến Cần Thơ ($2,9 \text{ kcal}/\text{cm}^2$).

Bảng 3. Biến trình năm cân bằng bức xạ mặt đất (kcal/cm^2)

Trạm	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Năm
Cao Bằng	2,5	2,8	4,4	6,0	8,2	8,3	9,1	9,0	8,0	6,1	3,8	3,1	71,3
Hà Nội	2,7	2,9	3,5	5,1	8,7	8,9	9,6	8,6	7,4	6,0	4,2	3,5	71,1
Thanh Hoá	2,6	2,5	3,0	4,9	9,2	8,4	10,2	7,9	6,7	5,0	4,0	3,7	68,1
Đà Nẵng	5,6	6,7	8,9	9,5	11,4	10,4	11,8	9,9	8,6	7,2	4,8	4,0	98,8
T.S.Nhất	7,2	8,2	9,8	9,1	7,8	6,8	7,9	7,2	6,2	7,2	6,2	6,8	90,4
Cần Thơ	6,5	7,2	8,6	8,0	6,3	5,6	6,1	5,7	5,9	5,4	5,7	6,6	77,6

Thay đổi theo không gian :

Bản đồ đẳng trị cân bằng bức xạ cho phép ta nhận biết được đặc điểm phân bố của nó trên bề mặt Trái Đất. Trị số phổ biến của cân bằng bức xạ mặt đất từ 10-120 kcal/cm^2 năm, lớn trên các đại dương, biển, nhỏ trên các lục địa. Trên các đại dương nóng (từ vĩ tuyến 30°N đến vĩ tuyến 30°S) có các đường đẳng trị từ 100 - 120 kcal/cm^2 trong khi đó trên các lục địa thuộc khu vực đó chỉ có trị số từ 60-90 kcal/cm^2 . Cân bằng bức xạ giảm dần từ xích đạo về hai cực ; ở các vĩ độ thấp giảm chậm (gradien nằm ngang của cân bằng bức xạ nhỏ), lên các vĩ độ cao giảm nhanh (gradien nằm ngang lớn).



Hình 6. Lược đồ cân bằng bức xạ mặt đệm ($\text{kcal/cm}^2\text{năm}$).

2.8. Cân bằng nhiệt của mặt đất

2.8.1. Các quá trình thu chi năng lượng

Sự biến đổi nhiệt của không khí, đặc biệt ở lớp không khí sát mặt đất, chủ yếu do sự biến đổi nhiệt của mặt đất gây ra. Thông thường, mặt đất không ngừng nhận được nhiệt và cũng không ngừng mất nhiệt thông qua các quá trình chủ yếu sau đây :

Quá trình 1 : Hấp thụ và phát xạ. Bức xạ Mặt Trời (tổng xạ) và bức xạ nghịch của khí quyển đón tới mặt đất, mặt đất nhận được (hấp thụ) một phần và biến thành nhiệt đốt nóng mặt đất. Mặt khác, mặt đất cũng bị mất nhiệt do chính nó phát ra và đi vào khí quyển. Phần còn lại chính là cân bằng bức xạ của mặt đất (B) như đã nói ở trên (mục 2.7). Phần năng lượng tích luỹ được này lại chỉ vào các quá trình khác để trong một chu kỳ nào đó (ngày, năm) nhiệt của mặt đất giữ được trạng thái cân bằng ổn định.

Quá trình 2 : Ngưng kết và bốc hơi. Ta đã biết khi bốc hơi 1 gam nước cần phải có 600 calo, năng lượng này phải tồn tại để giữ cho nước ở thể hơi, khi gặp lạnh hơi nước ngưng kết thành thể lỏng cũng tỏa ra một năng lượng tương đương và truyền xuống mặt đất, như vậy khi nước bốc hơi làm cho mặt đất mất nhiệt, khi ngưng kết mặt đất nhận được nhiệt.

Quá trình 3 : Truyền dẫn. Giữa mặt đất và các lớp đất bên dưới có chênh lệch về nhiệt nên tạo ra sự dẫn nhiệt từ nơi có nhiệt độ cao đến nơi có nhiệt độ thấp hơn. Khi mặt đất lạnh, nó sẽ nhận được một lượng nhiệt ở lớp đất bên dưới nóng hơn truyền lên. Ngược lại, khi nóng hơn, mặt đất lại bị mất đi một lượng nhiệt truyền xuống lớp đất lạnh hơn ở bên dưới.

Quá trình 4 : Trao đổi. Giữa mặt đất và không khí bên trên có sự chênh lệch về nhiệt độ nên có sự trao đổi nhiệt giữa mặt đất và lớp không khí bên trên thông qua sự trao đổi loạn lưu, khi không khí chuyển động đi xuống thì mặt đất nhận được nhiệt, khi chuyển động đi lên, mặt đất mất nhiệt.

2.8.2. Phương trình cân bằng nhiệt của mặt đất

Bốn quá trình tham gia cân bằng nhiệt của mặt đất tạo ra bốn thành phần trong phương trình cân bằng nhiệt. Các thành phần đo mang dấu dương (+) khi mặt đất nhận được nhiệt, mang dấu âm (-) khi mặt đất mất nhiệt (công thức 9 và hình 7).

Ta gọi : B là cân bằng bức xạ và

$$B = Q(1 - A) - E_h$$

$$B > 0 \text{ khi } Q(1 - A) > E_h$$

$$B < 0 \text{ khi } Q(1 - A) < E_h$$

Gọi E là lượng nước bốc hơi ; L là tiềm nhiệt hoá hơi khi bốc hơi, mặt đất mất lượng nhiệt là LE ; khi ngưng kết mặt đất cũng nhận được lượng nhiệt đó.

Gọi A_0 là lượng nhiệt truyền dẫn : khi nhiệt từ dưới truyền lên mặt đất là mặt đất nhận được lượng nhiệt A_0 (khi nhiệt độ tăng theo chiều sâu trong đất), khi nhiệt từ trên mặt đất truyền xuống là mặt đất mất nhiệt (khi nhiệt độ giảm theo chiều sâu trong đất).

Gọi P_d là lượng nhiệt trao đổi loạn lưu giữa mặt đất và không khí. Mặt đất mất nhiệt khi nó có nhiệt độ cao hơn nhiệt độ trong không khí bên trên. Mặt đất nhận được nhiệt khi nó có nhiệt độ thấp hơn nhiệt độ không khí bên trên.

Vậy phương trình cân bằng nhiệt của mặt đất có dạng :

$$\pm B = \mp LE + A_0 \mp P_d \quad (9)$$

Các thành phần trong phương trình cân bằng nhiệt luôn luôn thay đổi theo thời gian và không gian phù hợp với điều kiện địa lý tự nhiên trên các lanh thổ khác nhau và cũng tạo nên ở đây một chế độ nhiệt của mặt đất cũng như của không khí bên trên rất đa dạng.



Hình 7. Cấu trúc cân bằng nhiệt của mặt đất ban ngày (a) ban đêm (b)

* Bài đọc thêm :

- Phương pháp thu thập số liệu về bức xạ Mặt Trời tổng cộng (tổng xạ) và cân bằng bức xạ mặt đất (CBBX).

Nghiên cứu về các dạng thu chi năng lượng trên bề mặt đất nói chung, về hai thành phần tổng xạ và CBBX nói riêng cần phải có số liệu. Các số liệu đó thu thập từ hai nguồn khác nhau : thứ nhất từ lí thuyết (đo) thứ hai là từ thực nghiệm.

Về lí thuyết người ta căn cứ vào lí thuyết vật lí xây dựng các công thức lí thuyết và cấu tạo nên những khí cụ để đo. Về thực nghiệm người ta căn cứ vào mối quan hệ giữa các yếu tố khí tượng xây dựng những công thức thực nghiệm để tính.

1. Tổng xạ : Ta đã biết theo lí thuyết thì tổng xạ Q

$$Q = I + i = I_0 \sin h + i$$

Đã do được I_0 bằng trực xạ kế, và do i bằng tán xạ kế, nhưng số đài trạm do bức xạ chưa nhiều, chưa đủ độ tin cậy để kết luận về các quy luật phân bố theo không gian của nó, nên người ta đã phải dùng công thức thực nghiệm để tính.

Công thức để tính tổng xạ có nhiều dạng khác nhau, chúng tôi giới thiệu vài dạng để các bạn tham khảo.

Một vài tác giả căn cứ vào quan hệ phụ thuộc của tổng xạ với giờ chiếu nắng (S) và góc nhập xạ (h_0) để thiết lập công thức tính tổng xạ (Q).

Công thức của V.N. Ugrainxeviā :

$$Q = mS + n \quad (1)$$

Ở đây m, n là hệ số thực nghiệm.

Công thức của C. I. Xivkov :

$$Q = 0,0049 S^{1,31} + 10,5 (\sin h_0)^{2,1} \quad (2)$$

Một vài tác giả khác lại dùng quan hệ giữa tổng xạ thực tế (Q) với tổng xạ lúc trời quang mây (Q_0) với lượng mây tổng quan để đưa ra công thức thực nghiệm của mình như :

Công thức của T. G. Berlian :

$$Q = Q_0 \left\{ 1 - (a + bn)n \right\} \quad (3)$$

Công thức của Xavinov - Angxtrem :

$$Q = Q_0 \left\{ 1 - (1 - k)n \right\} \quad (4)$$

Ở đây : n là lượng mây tổng quan, cả bầu trời là một đơn vị.

- b là hằng số ($b = 0,38$).

- Các hệ số a và k thay đổi theo vĩ độ địa lí như sau :

Φ°	10	15	20	25	30	40	50	60	70
a	0.40	0.39	0.37	0.35	0.36	0.38	0.40	0.36	0.18
k	0.54	0.33	0.33	0.32	0.32	0.33	0.36	0.40	0.50

Lưu ý : Khi cần tính Q cho địa phương nào đó, đầu tiên là tìm công thức phù hợp, sau đó địa phương hóa công thức bằng cách xác định các hệ số thực nghiệm trong công thức. Ví dụ : Khi dùng công thức (4) để tính tổng xạ cho hơn 150 địa điểm trên phần đất liền thuộc lãnh thổ Việt Nam, chúng tôi đã quy toán công thức (4) để tìm hệ số k và :

$$k = 1 + \frac{Q}{Q_0 n} - \frac{1}{n}$$

Q, Q_0, n đã có ở các đài trạm đo bức xạ

* Bài đọc thêm : Cân bằng bức xạ mặt đêm

Năm 1884 Vôâycôv nêu lên tính chất quan trọng của việc nghiên cứu khí hậu. Ông cho rằng, khi nghiên cứu khí hậu, trước tiên phải biết nguồn năng lượng và các vấn đề có liên quan đến nguồn thu chi năng lượng của lãnh thổ nghiên cứu, từ đó có nhiều học giả đã hướng công tác nghiên cứu của mình vào lãnh vực này, mong có đủ số liệu để kết luận về sự phân bố theo thời gian và không gian của CBBX.

Theo lí thuyết thì CBBX (B) là hiệu số giữa bức xạ hấp thụ $\{Q(1-A)\}$ và bức xạ hiệu dụng (E_b) tức là :

$$B = Q(1-A) - E_b$$

$$\text{và } E_b = E_d - E_k; A = \frac{q}{Q}$$

Về mặt lí thuyết các nhà khoa học đã chế tạo được các khí cụ để đo Q, q, E_d, E_k , nhưng thực tế số đài trạm đo chúng chưa nhiều nên phải tính bằng công thức.

Về lí thuyết thì bức xạ hiệu dụng (E_b) phụ thuộc vào bức xạ hiệu dụng khi trời quang mây (E_{ob}) và lượng mây tổng quan (n) theo công thức.

$$E_b = E_{ob}(1 - cn) \quad (6)$$

$$\text{và } E_{ob} = \delta T^4 f(e) \quad (7)$$

Trên cơ sở công thức (6) và (7) đã có nhiều công thức thực nghiệm được công bố như công thức của : Angstrem, Brent, Berlian Ephimôva. Trong đó công thức của Ephimôva có sức thuyết phục hơn nên được nhiều người sử dụng, và bản thân chúng tôi cũng đã dùng nó để tính bức xạ hiệu dụng trong công trình nghiên cứu về CBBX ở bán đảo Đông Dương.

Ephimôva cho rằng nhiệt độ mặt đất (T_n) cũng có vai trò quan trọng trong việc hình thành bức xạ hiệu dụng nên tác giả đã đưa thêm phần hiệu chỉnh (ΔE) vào công thức (6) nghĩa là :

$$E_h = E_{oh} (1 - cn) + \Delta E \quad (8)$$

Trong đó : $E_{oh} = a \delta T^3 (11,4 - 0,23 e)$

$$\Delta E = 4a \delta T^4 (Tn - T)$$

đ - hệ số Stéphan - Bônsman

Hệ số a = 0,95.

Các công thức bán thực nghiệm trên có ý nghĩa thực tiễn lớn, vì có thể dùng cho bất kỳ lãnh thổ nào trên Trái Đất kể cả những vùng có băng tuyết, các vùng hoang mạc khô cằn cho đến nơi mưa nhiều ẩm ướt. Nhưng bị hạn chế là phải sử dụng rất nhiều các yếu tố khí hậu khác nhau : tổng xạ, lượng mây, độ ẩm tuyệt đối (e) nhiệt độ mặt đất, nhiệt độ không khí. Để tránh sự phức tạp đó, chúng tôi đưa ra một công thức thực nghiệm đơn giản hơn đồng dạng với công thức lí thuyết (5) đó là :

$$B = a Q - b \quad (9)$$

Công thức này đã được kiểm nghiệm trên các lãnh thổ Cù Ba, Irắc, Liên bang Nga, Việt Nam, Lào, Campuchia, gần đây chúng tôi kiểm tra lại một lần nữa trên lãnh thổ Việt Nam và tìm được các hệ số thực nghiệm mới $a = 0,63$ và $b = 0,66$ nghĩa là công thức (9) có dạng :

$$B = 0,63 Q - 0,66 \quad (10)$$

Hệ số tương quan của công thức (10) là $0,9534 \pm 0,0068$.

Để đánh giá độ tin cậy của số liệu tính (B_t) theo công thức (10) chúng tôi lấy số liệu thực do (B_d) làm chuẩn. Kết quả cho thấy các điểm tương quan giữa B_d và B_t phân bố gần hai bên đường phân giác của góc vuông, chúng làm thành trường tương quan là hình elíp có đường kính lớn nằm trên đường phân giác dài hơn nhiều lần so với đường kính bé với hệ số tương quan là $0,9459 \pm 0,0079$. Công thức (9) không chỉ dùng tốt trên lãnh thổ Việt Nam mà còn dùng tốt cho các lãnh thổ khác, miễn rằng trên đó không có tuyết phủ mùa đông, ví dụ ở Liên bang Nga không dùng được.

* Các tài liệu đọc thêm khác :

1. *Hoàng Ngọc Oanh : Công thức cân bằng bức xạ ở miền Bắc Việt Nam*
Thông báo khoa học (TBKH)-ĐHSP Hà Nội, 1984.
2. *Hoàng Ngọc Oanh : Bức xạ Mặt Trời tổng cộng ở miền Bắc Việt Nam*, TBKH-ĐHSP Hà Nội, 1986.
3. *Hoàng Ngọc Oanh : Cân bằng bức xạ mặt đêm ở miền Bắc Việt Nam*, TBKH - ĐHSP Hà Nội 1986.
4. *Hoàng Ngọc Oanh : Những nét khái quát về cân bằng nhiệt ở Đông Dương*, TBKH - ĐHSP Hà Nội, số 5-1991.
5. *Hoàng Ngọc Oanh : Nghiên cứu cân bằng bức xạ bề mặt đất*, TBKH-ĐHSP Hà Nội, 1998.

2.9. Câu hỏi và bài tập

1. Các vật có nhiệt độ cao hơn..... độ K hoặc..... độ C đều tự phát ra năng lượng. Cường độ phát xạ E theo công thức..... trong đó..... là..... ; là..... và..... là.....
2. Hằng số Mặt Trời trung bình có trị số bằng..... lớn nhất khi Trái Đất ở vị trí.....nhật bằng....., nhỏ nhất khi Trái Đất ở vị trínhật bằng
3. Toàn bộ năng lượng bức xạ Mặt Trời dồn tới mặt đất gọi là.....đó là tổng số của.....và.....đơn vị để tính nó là.....
4. Theo định nghĩa cân bằng bức xạ của mặt đêm (CBBX) là tổng số đại số năng lượng.....và.....của bề mặt đó, được thể hiện bằng công thức
5. Trên cùng vĩ tuyến năng lượng bức xạ Mặt Trời tổng cộng (tổng xạ) ở.....lớn hơn ở.....tổng xạ vào ban đêm có trị số bằng..... cal/cm²/phút. Cân bằng bức xạ mặt đêm (CBBX) ở.....lớn hơn ở.....CBBX ban đêm có trị số bằng.....cal/cm² phút.
6. Viết phương trình và vẽ sơ đồ thể hiện sự cân bằng trong quá trình thu chi năng lượng của bề mặt đất.
7. Quan sát bản đồ bức xạ Mặt Trời tổng cộng (H. 5) nhận xét phát biểu quy luật phân hoá của nó theo vĩ độ địa lý, theo đại dương với lục địa, giải thích nguyên nhân hình thành các quy luật đó.

8. Quan sát bản đồ cân bằng bức xạ mặt đất (H. 6) nhận xét phát biểu quy luật phân hoá của nó theo vĩ độ địa lí, theo đại dương với lục địa, giải thích nguyên nhân hình thành các quy luật đó.

9. Vào những ngày hè cha mẹ, ông bà thường khuyên con cháu : Mặt Trời đứng bóng (khoảng 12 giờ) đi đi cho mát, kéo chốc nứa nắng xuyên hông (góc nhập xạ nhỏ) nóng lắm. Điều đó đúng hay sai tại sao ?

10. Tại sao những ngày hè nắng nóng người ta thường khuyên nhau nên đội mũ và mặc quần áo trắng.

11. Một trưa hè nắng nóng A và B dạo chơi trên bãi biển (chân không giày dép). A bảo B ta đi trên doi cát khô cho mát chân, không nên đi trên cát ướt vì nó hấp thụ năng lượng Mặt Trời nhiều hơn cát khô nên nóng lắm. B nói thế là cậu thông minh thật, sinh viên địa lí có khác, từ học văn cứ tưởng..... Nếu bạn cùng đi thì nên nghe ai. Tại sao ?

§3. CHẾ ĐỘ NHIỆT CỦA KHÍ QUYỀN

3.1. Khái niệm chung

Sự thay đổi nhiệt độ của không khí theo thời gian và không gian gọi là chế độ nhiệt của khí quyền. Chế độ nhiệt của khí quyền là nhân tố quan trọng của thời tiết và khí hậu.

Nhiệt độ không khí thay đổi do ba nguyên nhân sau :

3.1.1. *Do sự trao đổi nhiệt* với môi trường xung quanh như không gian vũ trụ, các khối khí lân cận, các lớp không khí ở các độ cao khác nhau, hay các lớp đất bên dưới. Khi trao đổi nhiệt có thể theo các phương thức khác nhau như truyền dẫn, trao đổi loạn lưu, bức xạ và cũng có thể trao đổi nhiệt do bốc hơi và ngưng kết.

3.1.2. *Nhiệt độ có thể thay đổi do quá trình đoạn nhiệt*, nghĩa là nhiệt độ tăng lên hay hạ xuống nhưng không có sự trao đổi nhiệt với môi trường bên ngoài mà chỉ có sự liên quan với áp suất của khối khí khi chuyển động theo chiều thẳng đứng.

3.1.3. *Sự thay đổi nhiệt còn do chuyển động ngang* của không khí mà ta gọi là bình lưu nhiệt. Nếu không khí chuyển đến có nhiệt độ cao hơn gọi là bình lưu nóng, nếu nhiệt độ thấp hơn, gọi là bình lưu lạnh.

3.2. Biến trình ngày của nhiệt độ

Sự biến thiên liên tục của nhiệt độ từ giờ này qua giờ khác trong ngày đêm gọi là biến trình ngày của nhiệt độ. Nó biến thiên theo một quy luật rất đơn giản,

nhiệt độ được tăng dần từ khi Mặt Trời mọc và đạt đến cực đại sau 12 giờ trưa rồi lại giảm dần đạt đến cực tiểu vào trước lúc Mặt Trời mọc ngày hôm sau (bảng 4) đường biểu diễn biến trình ngày của nhiệt độ trung bình nhiều năm là đường cong đều đặn.

Bảng 4 : Biến trình ngày của nhiệt độ

Hà Nội (21° 01' B, 105° 51' Đ)						Tân Sơn Nhất (10° 49' B, 106° 40' Đ)				
Tháng	I	IV	VII	X	XII	I	IV	VII	X	XII
1	15,2	22,6	27,3	23,1	16,8	23,6	27,4	25,5	25,1	23,1
2	15,1	22,4	27,2	22,9	16,6	23,1	27,2	25,5	24,8	22,7
3	14,9	22,3	27,0	22,8	16,5	22,7	27,0	25,3	24,7	22,3
4	14,7	22,2	26,9	22,6	16,3	22,5	26,8	25,2	24,6	22,0
5	14,6	22,2	26,8	22,5	16,2	22,2	26,5	25,1	24,5	21,8
6	14,5	22,2	26,8	22,4	16,0	22,0	26,4	25,1	24,4	21,6
7	14,4	22,4	27,4	22,8	16,0	22,0	27,1	25,7	25,1	21,8
8	14,8	23,0	28,2	23,7	16,6	23,3	28,7	26,8	26,3	23,4
9	15,4	23,4	28,9	24,6	17,4	25,1	30,0	27,9	27,4	25,1
10	16,1	24,2	29,6	25,6	18,4	27,0	31,4	29,0	28,4	26,7
11	16,8	24,9	30,3	26,3	19,2	28,5	32,4	30,0	29,2	27,9
12	17,5	25,5	30,8	26,9	20,0	29,5	33,2	30,1	29,6	28,6
13	18,1	26,1	31,4	27,4	20,7	30,3	33,6	30,4	29,7	29,1
14	18,5	26,2	31,6	27,6	21,0	30,9	33,3	50,4	30,0	29,5
15	18,6	26,3	31,7	27,5	21,1	31,3	32,9	30,0	29,8	29,7
16	18,5	26,1	31,5	27,2	20,9	31,1	32,3	29,8	29,4	29,5
17	18,1	25,6	31,0	26,5	20,2	29,9	31,3	28,8	28,5	28,8
18	17,3	24,9	30,3	25,4	19,2	28,2	30,2	28,1	27,5	27,4
19	16,7	24,3	29,4	24,7	18,5	27,0	29,5	27,3	27,0	26,4
20	16,4	23,9	28,8	24,3	18,1	26,3	29,0	26,0	26,5	26,0
21	16,1	23,5	28,4	24,0	17,8	25,7	28,7	26,4	25,9	25,4
22	15,8	23,2	28,1	23,7	17,5	25,1	28,3	26,2	25,7	24,8
23	15,6	23,0	27,8	23,4	17,2	24,6	28,1	26,0	25,6	24,3
24	15,4	22,8	27,6	23,3	17,0	24,1	27,7	25,7	25,4	23,7
Δt	4,2	4,1	4,9	5,1	5,1	9,3	6,9	5,3	5,6	8,1

Biên độ nhiệt độ ngày $\Delta t = t_{\max} - t_{\min}$

Giá trị cực đại và cực tiểu của nhiệt độ trong ngày phụ thuộc vào tính chất của bề mặt đất : Cực đại của mặt đất lớn hơn so với lớp không khí bên trên và lớp đất bên dưới, vì ban ngày mặt đất nhận được nhiệt của Mặt Trời nóng lên và từ đó truyền lên không khí và xuống đất. Trị số cực đại của mặt đất lớn hơn mặt nước vì đất có nhiệt dung nhỏ hơn nước. Ngược lại cực tiểu của mặt đất nhỏ hơn của nước do đó biên độ ngày của nhiệt độ đất lớn hơn của nước và không khí của đất trọc lớn hơn đất có phủ thực vật. Vùng khí hậu khô lớn hơn khí hậu ẩm.

Biên độ nhiệt độ ngày giảm dần khi vĩ độ địa lý tăng (Bảng 4) vì ở vĩ độ cao có sự chênh lệch góc nhập xạ trong ngày nhỏ hơn ở vĩ độ thấp. Bảng 4 cho thấy biên độ nhiệt độ ngày trong tất cả các tháng ở Tân Sơn Nhất lớn hơn ở Hà Nội. Chu kỳ biến thiên trong 24 giờ ở tất cả các tháng đều có một cực đại sau 12 giờ trưa và một cực tiểu trước lúc Mặt Trời mọc...

3.3. Biến trình năm của nhiệt độ

Sự biến thiên liên tục của nhiệt độ từ ngày này qua ngày khác trong năm gọi là biến trình năm của nhiệt độ.

Nhiệt độ ở một địa điểm nào đó phụ thuộc vào sự biến thiên của góc nhập xạ trong năm, vào tính chất của bề mặt đất ở địa điểm đó, nên trong biến trình năm ta thấy nhiệt độ cao vào thời gian có góc nhập xạ lớn, nhiệt độ thấp vào thời gian có góc nhập xạ nhỏ, do đó biến trình năm của nhiệt độ thường có hai loại : phổ biến là có một cực đại vào mùa hạ và một cực tiểu vào mùa đông. Loại thứ hai là có hai cực đại vào thời gian Mặt Trời lên cao và hai cực tiểu, cực tiểu chính vào thời gian đông chí và cực tiểu phụ vào thời gian hạ chí, loại này thường gặp trong khu vực nội chí tuyến.

Biên độ năm của nhiệt độ là hiệu số giữa trị số cực đại và trị số cực tiểu, nó phụ thuộc không những chỉ vào sự chênh lệch góc nhập xạ mà còn vào sự thay đổi tính chất của bề mặt đệm theo mùa trong năm, do đó : Biên độ năm của nhiệt độ tăng dần từ xích đạo về hai cực (Bảng 5).

Từ bảng 5 ta thấy biên độ năm tăng dần từ vĩ tuyến 3°N qua vĩ tuyến 16°B ; 30°B ; 50°B đến 82°B có các trị số tương ứng là 1,8°, 9,4°, 24,2°, 34,8° và 37,5°. Cực đại vào tháng VII, VIII, cực tiểu vào tháng I,II. Nhiệt độ giảm từ xích đạo về hai cực mùa đông giảm nhanh hơn mùa hè. Gradien nhiệt độ nằm ngang tháng giêng (mùa đông) là $6,75^{\circ}\text{C}/1\text{ độ vĩ tuyến}$. Gradien nhiệt độ nằm ngang (Gng) tháng VII (mùa hè) chỉ có $0,28^{\circ}\text{C}/1\text{ độ vĩ tuyến}$, tức là nhỏ hơn tháng I 2,7 lần.

Bảng 5. Nhiệt độ ($t^{\circ}\text{C}$) độ ẩm tương đối ($r\%$) tại một số địa điểm trên thế giới

Tháng Yếu tố	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Δt , Δr
Xích đạo Manau 3° N. 60° T 44°													
$t^{\circ}\text{C}$	25,9	25,7	25,8	25,7	26,2	26,4	26,5	27,2	27,5	27,4	27,2	26,5	1,8°
$r\%$	80	81	81	82	82	80	77	75	73	74	76	80	9%
Nhiệt đới ẩm Huế 16°24' B 107° Đ 17°													
$t^{\circ}\text{C}$	20,0	20,9	23,1	26,0	28,9	29,3	29,4	28,9	27,1	25,1	23,1	20,8	9,4°
$r\%$	86	89	86	82	77	84	73	74	82	86	88	88	16%
Nhiệt đới khô En Clolea 30°, 3° Đ 383°													
$t^{\circ}\text{C}$	9,8	12,5	16,8	20,9	25,9	31,2	34,0	33,2	29,5	22,8	16,0	10,6	24,2°
$r\%$	65	56	48	39	36	30	32	36	38	47	60	63	35%
Ôn đới Kamusin 50° B. 45°Đ 24°													
$t^{\circ}\text{C}$	-11,0	-10,2	-4,5	7,2	16,2	21,0	23,8	21,8	15,1	6,8	-1,2	-7,5	34,8°
$r\%$	86	84	84	66	54	51	51	52	58	71	83	86	35%
Bắc cực Alerta 82° T 62°													
$t^{\circ}\text{C}$	-33,6	-33,8	-32,7	-24,2	-11,9	-0,4	3,7	0,6	-9,8	-20,0	-25,9	-30,2	37,5

$$Gng = - \frac{\Delta t}{\Delta l} . \Delta l \text{ là khoảng cách từ A đến B.}$$

$\Delta t = t_A - t_B$, t_A ; t_B là nhiệt độ ở điểm A và B, dấu trừ (-) thể hiện hướng của Gng về phía nhiệt độ thấp.

3.4. Sự thay đổi nhiệt độ theo chiều thẳng đứng

Trạng thái của đất, nước, khí quyển không đồng nhất ở mọi nơi mọi chỗ, ở các độ sâu, độ cao khác nhau nên nhiệt độ cũng thay đổi phù hợp với vị trí và tính chất của môi trường tạo nên nó.

3.4.1. Theo chiều sâu trong đất. Sự phân bố nhiệt độ trong đất được áp dụng lý thuyết chung về dẫn nhiệt phân tử. Mật độ và độ ẩm của đất càng lớn thì sự dẫn nhiệt càng tốt và nó được lan truyền nhanh hơn, xuống sâu hơn.

Sự phân bố nhiệt trong đất được Phure tổng kết thành các quy luật sau đây :

- Chu kỳ biến thiên của nhiệt độ không thay đổi theo chiều sâu. Nghĩa là ở độ sâu khác nhau, biến trình ngày với chu kỳ 24 giờ và biến trình năm với chu kỳ 12 tháng vẫn giữ một cực đại và một cực tiểu.

- Biên độ dao động nhiệt độ ngày và năm giảm dần theo chiều sâu. Đến một độ sâu nào đó hết ảnh hưởng của năng lượng Mặt Trời truyền xuống thì ở đây có biên độ bằng không.

- Chiều sâu của lớp đất có nhiệt độ ngày và năm không thay đổi (biên độ bằng không) có quan hệ với nhau theo tỉ lệ căn bậc hai của chu kỳ dao động, nghĩa là $\sqrt{1} : \sqrt{365} = 1 : 19$. Như vậy là độ sâu có biên độ năm bằng không lớn hơn độ sâu có biên độ ngày bằng không 19 lần. Chiều sâu có biên độ năm bằng không tăng dần từ xích đạo về hai cực, với các giá trị tương ứng từ 10-30 m. Ở miền khí hậu phía bắc Việt Nam, chiều sâu có biên độ năm bằng không là 1111cm và biên độ ngày bằng không ở độ sâu 58 cm (1111 : 19).

- Thời gian đạt cực đại và cực tiểu trong biến trình nhiệt độ ngày và năm chậm dần theo chiều sâu (vì cần có thời gian để truyền nhiệt trong đất).

- Theo chiều thẳng đứng : Mùa hạ, nhiệt độ giảm theo chiều sâu. Mùa đông tăng theo chiều sâu, tháng chuyển tiếp từ đông sang hạ tăng, sau lại giảm rồi lại tăng theo chiều sâu ; tháng chuyển từ hạ sang đông giảm, tăng lại giảm theo chiều sâu.

Bạn hãy quan sát bảng 6, phân tích nhận xét về quy luật phân bố nhiệt độ trong đất ở Hà Nội xem có phù hợp với quy luật của Phure không.

Bảng 6 : Biến trình năm của nhiệt độ đất ở các độ sâu khác nhau tại Hà Nội ("C)

Tháng Sâu (cm)	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Δt
0	16,8	18,1	21,4	25,1	29,6	30,8	31,7	30,6	29,2	26,2	22,1	18,6	14,9
5	18,1	18,6	21,4	25,9	29,4	30,0	30,5	29,5	28,8	26,3	22,8	19,3	12,4
60	20,6	20,1	21,5	23,7	27,1	28,3	28,1	28,5	28,7	27,6	25,2	22,5	8,4
160	23,3	22,4	22,3	23,3	25,2	26,9	28,0	28,5	28,6	27,5	26,5	25,5	6,3
320	25,4	24,6	24,4	23,9	24,4	25,3	26,0	28,2	24,0	27,5	27,3	26,5	3,6

3.4.2. Theo chiều cao trong khí quyển. Sự thay đổi nhiệt độ theo chiều cao rất phức tạp : có thể giảm, tăng hoặc không thay đổi theo chiều cao, để đánh giá mức độ thay đổi của nhiệt độ theo chiều cao, người ta dùng gradien nhiệt độ thẳng đứng đó là lượng nhiệt độ thay đổi trên một đơn vị chiều cao (có thể là 100m hoặc 1 km) nếu gọi G_d là gradien nhiệt độ thẳng đứng thì :

$$G_d = -\frac{\Delta t}{\Delta z}$$

Ở đây $\Delta t = t_{z1} - t_{z2}$, t_{z1} , t_{z2} là nhiệt độ ở chiều cao z_1 và z_2

$$\Delta z = z_2 - z_1$$

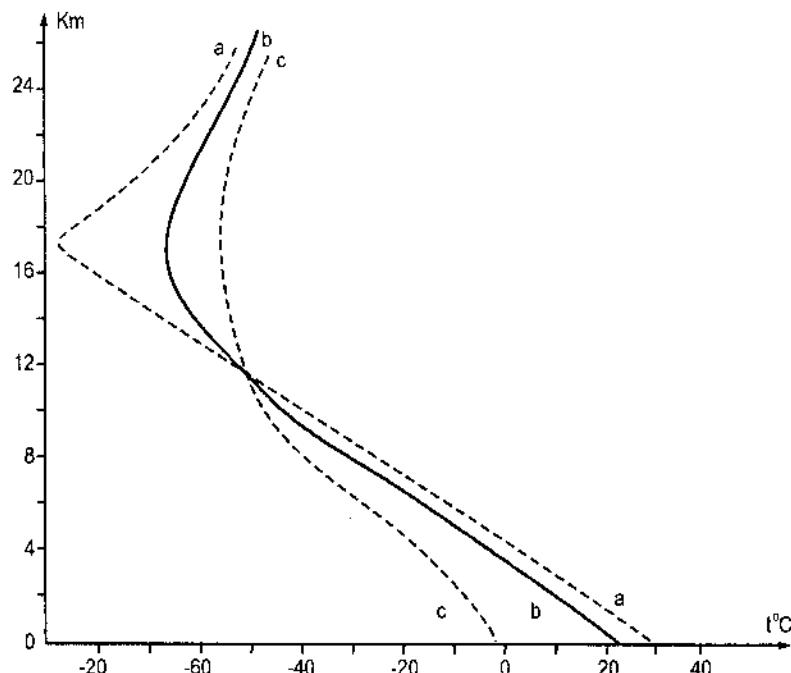
Dấu trừ (-) thể hiện gradien nhiệt độ hướng về phía nhiệt độ thấp.

Khi nhiệt độ giảm theo chiều cao đó là thuận nhiệt thì G_d có giá trị dương ; khi nhiệt độ tăng theo chiều cao đó là nghịch nhiệt và G_d có giá trị âm ; Nhiệt độ không thay đổi theo chiều cao gọi là đẳng nhiệt thì $G_d = 0$.

Người ta có thể tính được nhiệt độ ở độ cao Z nào đó T_z khi đã biết gradien nhiệt độ thẳng đứng và biết được nhiệt độ ở độ cao Z_0 là T_0 . Theo công thức :

$$T_z = T_0 + G_d Z.$$

Kết quả nghiên cứu của khí tượng mặt đất và khí tượng cao không được thể hiện ở hình 8 cho ta thấy :



Hình 8. Sự phân bố nhiệt độ trung bình theo chiều cao ở các vĩ độ khác nhau
a- Xích đạo ; b- 30°B ; c- 60°B

Ở tất cả các vĩ độ nhiệt độ đều giảm theo độ cao, đến độ cao khoảng 15-17 km nhiệt độ bắt đầu tăng theo chiều cao. Ở các vĩ độ thấp, nhiệt độ giảm nhanh hơn ở các vĩ độ cao. Trong lớp không khí từ mặt đất đến độ cao khoảng 11-12 km nhiệt độ giảm theo chiều cao trung bình là $6^{\circ}\text{C}/\text{km}$, nghĩa là gradien nhiệt độ thẳng đứng (G_d) bằng $0,6^{\circ}\text{C}/100\text{m}$, ở các vĩ độ thấp G_d lớn hơn ở vĩ độ cao. Cụ thể là ở xích đạo $G_d = 0,7^{\circ}\text{C}/100\text{m}$; ở vĩ tuyến 30°B có $G_d = 0,6^{\circ}\text{C}/100\text{m}$, ở vĩ tuyến 60°B chỉ có $G_d = 0,5^{\circ}\text{C}/100\text{m}$. Còn gradien nhiệt độ nằm ngang (G_{ng}) ở lớp không khí này hướng từ xích đạo về hai cực, nghĩa là nhiệt độ giảm dần từ xích đạo về hai cực, giảm chậm dần từ dưới lên trên, đến độ cao 11 - 12 km có $G_{ng} = 0$ nghĩa là ở độ cao này (11 - 12 km) có một mảng nhiệt khoảng -50°C bao bọc toàn bộ Trái Đất, vượt qua chiều cao này gradien nhiệt độ nằm ngang đổi hướng từ hai cực về xích đạo có nghĩa là ở trên đây nhiệt độ tăng dần từ xích đạo về hai cực, (H.8) đến độ cao khoảng 17 km nhiệt độ tăng dần từ -80°C ở xích đạo qua -65° ở vĩ tuyến 30°B đến -55° ở vĩ tuyến 60°B .

Quy luật phân bố của nhiệt độ trong không khí theo chiều thẳng đứng rất phức tạp vì nó phụ thuộc vào tính chất vật lí của từng lớp không khí ở các độ cao khác nhau, nhưng chúng ta cũng có thể rút ra những nét chung nhất của nhiệt độ trong tầng đối lưu như sau :

Nhiệt độ không khí trong tầng đối lưu giảm dần theo chiều cao, trung bình giảm đi 6°C khi chiều cao tăng lên 1 km có nghĩa là $0,6^{\circ}\text{C}/100\text{m}$. Đại lượng này gọi là gradien nhiệt độ thẳng đứng. Riêng lớp không khí sát mặt đất thì gradien nhiệt độ thẳng đứng có thể lớn gấp nhiều lần. Có trường hợp nhiệt độ không giảm, mà còn tăng theo chiều cao người ta gọi là hiện tượng nghịch nhiệt. Trong trường hợp nhiệt độ không thay đổi theo chiều cao, tức là gradien nhiệt độ thẳng đứng bằng không, người ta gọi là hiện tượng đẳng nhiệt.

3.4.3. Đoạn nhiệt : Nhiệt độ thay đổi đoạn nhiệt theo chiều thẳng đứng, tức là nhiệt độ tăng khi không khí chuyển động đi xuống và nhiệt độ giảm khi không khí chuyển động đi lên, nhưng không có sự trao đổi nhiệt với môi trường xung quanh mà chỉ liên quan đến sự thay đổi áp suất của không khí. Quá trình đoạn nhiệt trong khí quyển khó xảy ra, nhưng nếu sự chuyển động trong khí quyển xảy ra rất nhanh, và sự trao đổi nhiệt sau thời gian đó rất ít, thì có thể xảy ra đoạn nhiệt.

Khi không khí chuyển động đi lên, nhiệt độ giảm xuống vì nội năng phải chi vào công làm giãn nở thể tích không khí. Khi chuyển động đi xuống, khối khí co lại sinh ra công co bóp, làm nội năng của khối khí tăng lên, nghĩa là tốc độ

chuyển động của các phân tử được tăng lên làm cho nhiệt độ của không khí tăng lên. Sự thay đổi đoạn nhiệt có thể xảy ra ở cả không khí khô và không khí ẩm.

a) *Sự thay đổi đoạn nhiệt khô*. Khi không khí khô hoặc còn xa độ bão hòa, chuyển động đi lên được 100m, nhiệt độ giảm xuống 1°C , khi chuyển động đi xuống được 100m, nhiệt độ sẽ tăng lên 1°C . Đại lượng $1^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ người ta gọi là gradien đoạn nhiệt khô.

b) *Sự thay đổi đoạn nhiệt ẩm*. Không khí ẩm chưa bão hoà khi chuyển động đi lên đến một độ cao nào đó nó sẽ đạt đến bão hoà, độ cao đó người ta gọi là mực ngưng kết. Không khí bão hoà tiếp tục đi lên, hơi nước sẽ ngưng kết, nhiệt ngưng kết tỏa ra (ngưng kết 1 gam nước tỏa 600 calo) làm cho nhiệt độ giảm chậm lại, vậy gradien đoạn nhiệt ẩm sẽ nhỏ hơn gradien đoạn nhiệt khô. Khi không khí bão hoà chuyển động đi xuống, quá trình diễn ra rất khác nhau, nó phụ thuộc vào sản phẩm ngưng kết còn giữ lại trong không khí hay đã rời khỏi không khí dưới dạng mưa khí quyển. Nếu trong không khí không có sản phẩm ngưng kết, khi đi xuống không khí càng xa độ bão hoà và nhiệt độ sẽ tăng lên theo đoạn nhiệt khô ($1^{\circ}\text{C}/100\text{m}$). Nếu trong không khí có sản phẩm ngưng kết (có những hạt nước nhỏ hay các tinh thể rắn), khi hạ xuống nhiệt độ tăng lên chúng sẽ hoá hơi và thu nhiệt làm cho nhiệt độ tăng chậm lại, tức là nhiệt độ sẽ tăng lên theo đoạn nhiệt ẩm, nhỏ hơn $1^{\circ}\text{C}/100\text{m}$.

3.5. Nghịch nhiệt

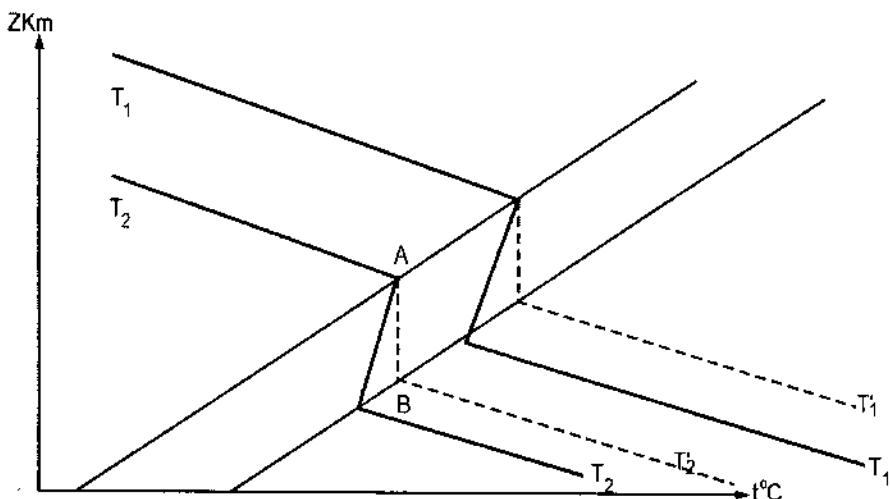
Là hiện tượng nhiệt độ tăng theo chiều cao, nghịch nhiệt có thể xảy ra ở bất cứ độ cao nào của khí quyển, nghĩa là có thể thấy ở lớp không khí sát mặt đất, cũng như trên các lớp không khí ở độ cao khác nhau trong khí quyển.

Nghịch nhiệt được phát sinh do nhiều nguyên nhân khác nhau. Căn cứ vào nguồn gốc phát sinh, người ta chia ra các kiểu nghịch nhiệt sau đây :

3.5.1. *Nghịch nhiệt bức xạ* có thể xảy ra ở mặt các lục địa, ở giới hạn trên của mây, bề dày của lớp nghịch nhiệt có thể từ chục mét đến vài trăm mét. Ban đêm lúc trời quang mây lặng gió, bức xạ riêng của mặt đất lớn, bức xạ nghịch của khí quyển nhỏ, mặt đất bị lạnh đi nhanh, lớp không khí càng gần mặt đất càng bị lạnh đi hơn lớp bên trên nó, do đó gây ra hiện tượng nhiệt độ tăng theo chiều cao, hiện tượng này có thể xảy ra không chỉ trong những ngày mùa hạ mà cả trong những ngày mùa đông, khi trời quang mây lặng gió. Nghịch nhiệt bức xạ thường liên quan với việc xuất hiện sương mù. Sau khi Mặt Trời mọc, mặt đất hấp thụ được năng lượng Mặt Trời nên nghịch nhiệt cũng tan theo.

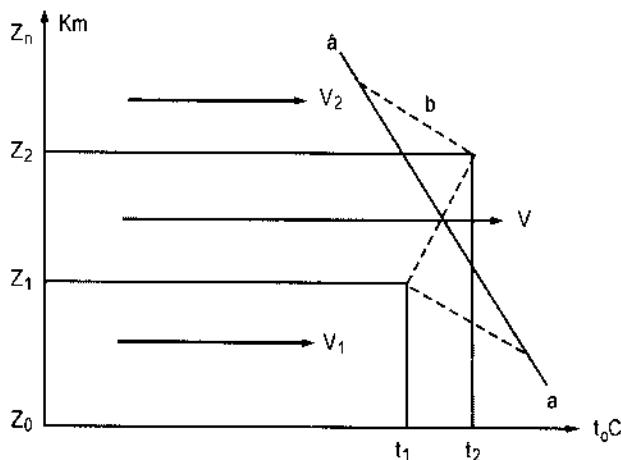
3.5.2. Nghịch nhiệt bình lưu : Loại nghịch nhiệt này xảy ra khi một khối không khí nóng tràn lên một bề mặt lạnh, khi đó phần phía dưới của khối khí nóng bị lạnh đi nhanh hơn nên gây ra nghịch nhiệt. Phần khí quyển phía trên của lớp nghịch nhiệt trở lên nhiệt độ lại phân bố bình thường, tức là lại giảm theo chiều cao.

3.5.3. Nghịch nhiệt frông là hiện tượng nhiệt độ tăng theo chiều cao trong lớp ngăn cách giữa khối không khí nóng nằm trên khối không khí lạnh. Ta đã biết trong khối không khí nóng cũng như trong khối không khí lạnh, nhiệt độ đều giảm theo chiều cao, nhưng nếu trong khối không khí nóng muốn có nhiệt độ bằng nhiệt độ ở khối không khí lạnh thì phải có độ cao lớn hơn, còn trong lớp không khí ngăn cách giữa hai khối khí muốn có nhiệt độ như vậy thì cần phải có độ cao thấp hơn trong khối không khí nóng và cao hơn trong khối không khí lạnh và càng xuống thấp thì vị trí càng xa khối nóng, gần khối lạnh hơn (H. 9). Đường đẳng nhiệt T_2 là đường gấp khúc, trong khối khí nóng nằm cao hơn trong khối khí lạnh, trong mặt frông là đường xiên. Lấy một điểm (A) bất kì trên đường đó (T_2) trong mặt frông kéo một đường dây dọi, đường dây dọi cắt giới hạn dưới của mặt frông ở B, từ đó kẻ một đường song song với T_2 là T'_2 , trong khối khí lạnh T'_2 nằm trên T_2 vậy $T'_2 < T_2$. Đoạn AB nằm trong mặt frông có nhiệt độ tăng theo chiều cao nên gọi là nghịch nhiệt frông.



Hình 9. Nghịch nhiệt frông

3.5.4. *Nghịch nhiệt động lực* là loại nghịch nhiệt được hình thành do sự chuyển động của lớp không khí có tốc độ gió lớn. Hiện tượng xảy ra như sau : một dòng không khí có tốc độ chuyển động lớn ở giữa những lớp không khí có tốc độ chuyển động nhỏ hơn, gây nên sự thiếu hụt không khí ngay sau nó, lớp không khí có tốc độ nhỏ ở phía dưới và phía trên nó chuyển động nhanh vào để bù đắp lại sự thiếu hụt đó ; lớp trên chuyển động đi xuống, nhiệt độ được tăng lên một cách đoạn nhiệt ; lớp không khí chuyển động đi lên, nhiệt độ giảm xuống một cách đoạn nhiệt. Kết quả của các quá trình trên làm cho đường biểu diễn sự phân bố của nhiệt độ theo chiều cao ban đầu từ dạng a (đường liên tục) chuyển sang dạng b (đường đứt đoạn). Như vậy là trong lớp không khí có tốc độ gió lớn tạo thành lớp nghịch nhiệt mà ta gọi là nghịch nhiệt động lực (Hình 10).

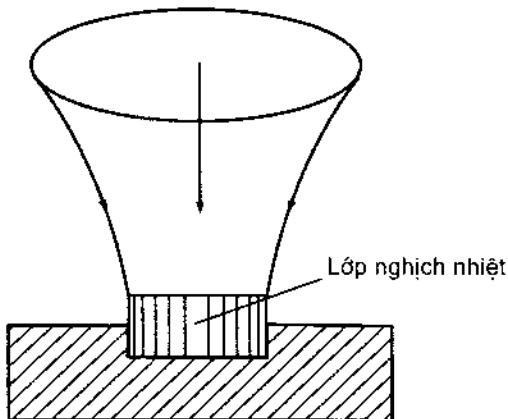


Hình 10. Nghịch nhiệt động lực

3.5.5. *Nghịch nhiệt co* được hình thành do sự tụt xuống đoạn nhiệt trong những khối khí có tầng kết bền vững, phần không khí tụt xuống đoạn nhiệt thể tích co lại, nhiệt độ tăng lên làm cho nhiệt độ của nó cao hơn nhiệt độ của phần không khí phía dưới nó và tạo nên lớp nghịch nhiệt mà ta gọi là nghịch nhiệt co thường thấy ở khu vực hoạt động của xoáy nghịch (Hình 11).

Lớp nghịch nhiệt trong tất cả các kiểu nghịch nhiệt đều có tác dụng ngăn cản không cho không khí bên dưới nó đi lên. Không khí đi lên thường nặng hơn không khí trong lớp nghịch nhiệt, nên khi lên tới lớp nghịch nhiệt không khí sẽ toả ra mọi phía. Lớp nghịch nhiệt hình thành ở độ thấp hơn mực ngưng kết thì sự hình thành

mây không thể xảy ra, mưa không thể có. Vì thế những nơi có lớp nghịch nhiệt thường xuyên thống trị thường có khí hậu khô.



Hình 11. Nghịch nhiệt có

3.6. Phân bố nhiệt độ không khí trên mặt đất

Sự phân bố nhiệt độ không khí trên Trái Đất được biểu hiện bởi các đường đẳng nhiệt trên bản đồ thế giới. Muốn xây dựng loại bản đồ này, người ta lấy nhiệt độ không khí trung bình nhiều năm của các tháng hay năm đã đo được ở các đài trạm, quy về độ cao mặt nước biển ghi các con số này lên bản đồ, số liệu của trạm nào ghi đúng vị trí của trạm ấy, dùng phương pháp nội suy quy nhiệt độ tại các điểm đo về nhiệt độ ở độ cao mực nước biển, nối các điểm có cùng một giá trị nhiệt độ lại, ta được những đường đẳng nhiệt trên bản đồ.

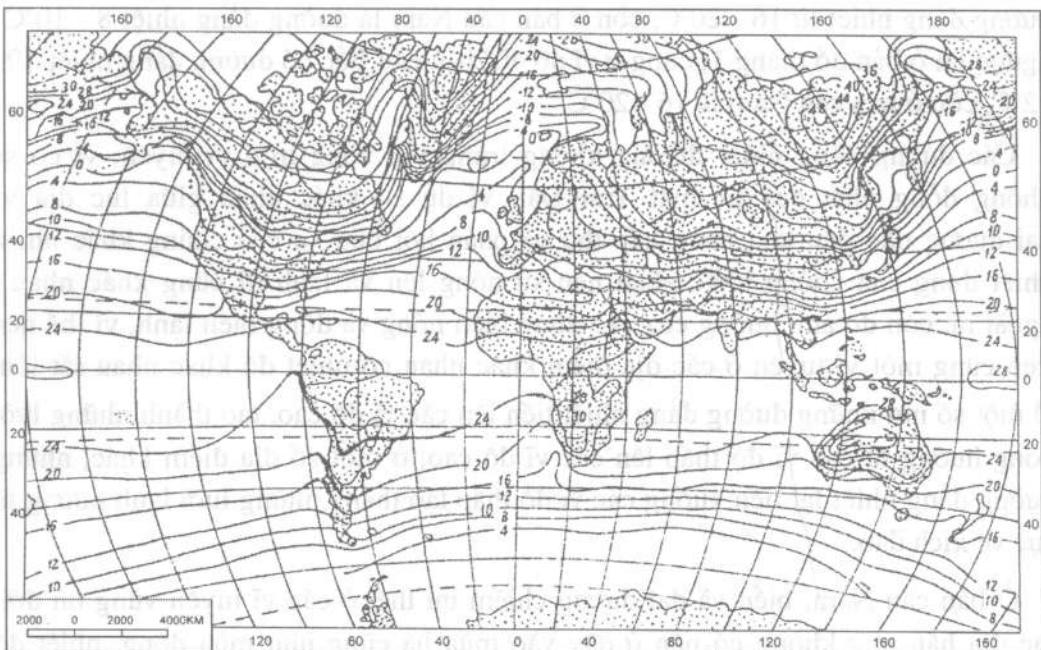
Bản đồ nhiệt độ tháng 1 và tháng 7 cho thấy rằng, nhiệt độ không khí trên Trái Đất nhìn chung giảm từ xích đạo về hai cực, phù hợp với quy luật phân bố của bức xạ Mặt Trời. Ở vùng xích đạo, nhiệt độ trung bình của tất cả các tháng trong năm lớn hơn 25°C một ít. Ở vùng nhiệt đới, những tháng mùa hạ (tháng 7 ở bán cầu Bắc, tháng 1 ở bán cầu Nam) nhiệt độ cao hơn 30°C . Hướng giảm từ xích đạo tới cực nhưng giảm nhanh ở bán cầu mùa đông. Ví dụ tháng 7 ở vĩ độ 40° bán cầu Bắc có

đường đẳng nhiệt từ 16 - 20°C, còn ở bán cầu Nam là đường đẳng nhiệt 8 - 10°C ; ngược lại ở bản đồ tháng 1, cùng ở vĩ độ 40° bán cầu Bắc có đường đẳng nhiệt 10 - 12°C, còn ở bán cầu Nam là 16 - 20°C.

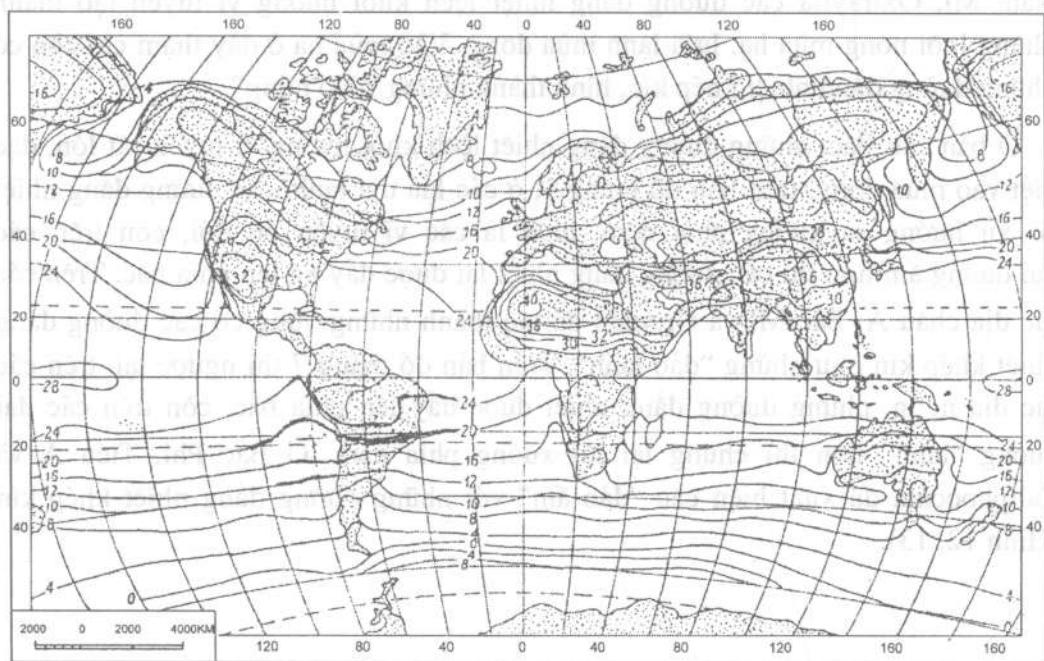
Các đường đẳng nhiệt thường không trùng với vòng tròn vĩ tuyến, vì có sự không đồng nhất của bề mặt Trái Đất, ví dụ sự khác nhau giữa lục địa và đại dương dẫn đến khả năng hấp thụ và phản hồi bức xạ của chúng khác nhau, nhiệt dung của chúng khác nhau nên sự nóng lên và lạnh đi cũng khác nhau ; ngoài ra, còn do ảnh hưởng của các dòng biển nóng và dòng biển lạnh, vì thế nên trên cùng một vĩ tuyến ở các địa điểm khác nhau có nhiệt độ khác nhau rất lớn. Ở một số nơi những đường đẳng nhiệt tiến lên các vĩ độ cao, tạo thành những lưỡi nóng hướng từ các vĩ độ thấp lên các vĩ độ cao, ở một số địa điểm khác, những đường đẳng nhiệt lại tiến xuống các vĩ độ thấp tạo thành những lưỡi lạnh hướng từ cực về xích đạo.

Ở bán cầu Nam, biển và đại dương chiếm ưu thế, ở các vĩ tuyến vùng ôn đới, lục địa hầu như không có nên ở đây vào mùa hạ cũng như mùa đông, nhiệt độ phân bố đơn giản hơn nhiều, các đường đẳng nhiệt không lệch ra khỏi vòng tròn vĩ tuyến nhiều lắm. Nhưng ở các vĩ tuyến nhiệt đới, trên các lục địa Nam Phi, Nam Mĩ, Ôxtrâylia các đường đẳng nhiệt lệch khỏi hướng vĩ tuyến tạo thành những lưỡi nóng mùa hạ, lưỡi lạnh mùa đông. Vào mùa hạ ở đây thậm chí còn có những đường đẳng nhiệt khép kín, hình thành những “đảo nóng”.

Ở bán cầu Bắc, những đường đẳng nhiệt lệch khỏi hướng vĩ tuyến rất lớn, đặc biệt vào mùa đông, trên bản đồ tháng 1, ở các lục địa lạnh, các đường đẳng nhiệt có xu hướng sa xuống phía nam, nhất là các vĩ tuyến ôn đới, còn trên các đại dương ấm hơn thì các đường đẳng nhiệt lại được đẩy xa lên phía bắc. Trên các lục địa châu Á, Bắc Mĩ và Gronlen đã tạo thành những vùng có các đường đẳng nhiệt khép kín như những “đảo lạnh”. Trên bản đồ tháng 7 thì ngược lại, trên các lục địa nóng, những đường đẳng nhiệt được đẩy lên phía bắc, còn trên các đại dương “lạnh” hơn thì chúng lại lùi xuống phía nam. Ở Bắc Phi, Tiểu Á và Caliphooenia đã xuất hiện các “đảo ấm” với những đường đẳng nhiệt khép kín (Hình 12, 13).



Hình 12. Lược đồ các đường đẳng nhiệt tháng I ở mực nước biển



Hình 13. Lược đồ các đường đẳng nhiệt tháng 7 ở mực nước biển

3.7. Câu hỏi và bài tập

- Quan sát nhận xét bảng 4, phát biểu về đặc điểm biến trình ngày của nhiệt độ.
- Quan sát nhận xét bảng 5, phát biểu về đặc điểm biến trình năm của nhiệt độ.
- Dựa vào hình 8 hãy tính :
 - Gradien nhiệt độ thẳng đứng (G_d) trong các lớp không khí (ΔZ) ở các vĩ độ ϕ và điền vào bảng 7 :

Bảng 7. G_d ở các vĩ độ và chiều cao khác nhau

Φ	0°	30°	60°
$G_d (\Delta Z)$
$G_d (0 - 17) \text{ km}$
$G_d (17 - 24) \text{ km}$

- Gradien nhiệt độ nằm ngang (G_{ng}) từ xích đạo đến vĩ độ 60° ở các độ cao (Zkm) khác nhau trong bảng 8 :

Bảng 8. $G_{ng} (0 - 60^\circ \text{ VT})$ ở các độ cao Zkm khác nhau (độ/vĩ tuyến).

Zkm	0	4	8	11,5	14	17	20
$G_{ng} (0-60^\circ)$

Dựa vào hình 8 và kết quả tính được ở bảng 7 và 8 để nhận xét về đặc điểm sự phân bố của nhiệt độ theo chiều cao.

- Khi nhiệt độ tăng theo chiều cao gọi là.... có.... kiểu nghịch nhiệt là....
- Lấy nhiệt độ ở các điểm có cùng kinh tuyến 160°Đ với vĩ tuyến là 60°N, 50, 40, 30, 20, 10, 0°, 10, 20, 30, 40, 50, 60°B trên bản đồ nhiệt độ tháng I và tháng VII để vẽ đồ thị biểu diễn sự thay đổi của nhiệt độ theo vĩ tuyến vào các mùa trong năm ở hai bán cầu Nam và Bắc. Căn cứ vào đồ thị mới vẽ được tính gradien nhiệt độ trung bình từ xích đạo đến vĩ tuyến 60° bắc và nam cả tháng I và tháng VII.

Quan sát biểu đồ và kết quả tính được để nhận xét về đặc điểm sự thay đổi của nhiệt độ theo vĩ tuyến.

§4. NƯỚC TRONG KHÍ QUYẾN

4.1. Khái niệm chung

Hơi nước luôn luôn có trong không khí, thể tích của nó rất không ổn định, dao động từ 0 - 4%. Hơi nước liên tục được nhập vào khí quyển do quá trình bốc hơi từ

mặt nước, mặt đất ẩm và do sự thoát hơi nước từ thực vật. Khi nước bốc hơi, lớp không khí ở dưới thấp sát mặt đất nhận được nhiều hơi nước nhất, sau đó do quá trình khuếch tán và trao đổi theo chiều thẳng đứng nên hơi nước được đưa lên các lớp không khí trên cao, nhưng quá trình khuếch tán chỉ là thứ yếu, mà chủ yếu là do quá trình đối lưu và loạn lưu. Hơi nước còn di chuyển theo chiều ngang, vì thế gió mùa mưa hạ đóng một vai trò quan trọng để đưa hơi nước từ đại dương vào lục địa.

Khi hơi nước trong khí quyển đã đạt đến một giới hạn tối đa, ở một nhiệt độ nào đó, tức là không khí đã bão hòa hơi nước, nếu lúc đó nhiệt độ lại tiếp tục giảm xuống thì việc ngưng kết hơi nước sẽ diễn ra, nước ở thể hơi trở thành thể lỏng dưới dạng những hạt nước nhỏ, những hạt nước này tụ lại thành mây hay sương mù. Khi nhiệt độ không khí xuống dưới 0°C, nước từ thể hơi biến thành thể rắn, quá trình này được gọi là thăng hoa. Những hạt nước trong mây lớn dần lên do va chạm và hút lẫn nhau, khi có đủ kích thước và trọng lượng để thăng sức cản và quá trình bốc hơi trên đường đi, chúng rơi xuống mặt đất mà người ta gọi là mưa khí quyển. Vậy nước được bốc hơi lên thì sớm hay muộn cũng rơi xuống đất, và nó lại được bốc hơi lên, quá trình này liên tục xảy ra gọi là vòng tuần hoàn của nước. Đó là vòng tuần hoàn ẩm giữa mặt đất và khí quyển. Vòng tuần hoàn ẩm kéo theo vòng tuần hoàn nhiệt nên nó giữ một vai trò quan trọng đặc biệt trong việc hình thành khí hậu.

4.2. Các đại lượng đặc trưng của hơi nước

Hơi nước có trong không khí được đặc trưng bằng các đại lượng sau đây :

4.2.1. *Độ ẩm tuyệt đối (a) của không khí* là lượng hơi nước tính bằng gam chứa trong 1 m³ không khí. Độ ẩm tuyệt đối tỉ lệ thuận với nhiệt độ. 1 m³ không khí khi nhiệt độ 20°C chỉ chứa được 17,3 gam hơi nước, nhưng khi nhiệt độ tăng lên 30°C có thể chứa được 30,6 gam.

4.2.2. *Sức trương (e) hay áp suất hơi nước* là lượng hơi nước trong khí quyển tính bằng miliba (mb) hay milimet của cột thuỷ ngân (mm Hg).

Độ ẩm tuyệt đối (a) và sức trương hơi nước (e) trong không khí có quan hệ với nhau theo biểu thức :

$$a = \frac{1,06e}{1 + \alpha t} g/m^3 \text{ (nếu sức trương hơi nước (e) tính bằng mmHg)}$$

Ở đây : t - nhiệt độ không khí

$$\alpha - \text{hệ số giãn nở của chất khí và } \alpha = \frac{1}{273} = 0,00366$$

$$a = \frac{0,8e}{1+\alpha t} g/m^3 \text{ (nếu sức trương hơi nước tính bằng miliba (mb).)}$$

3.2.3. *Sức trương hơi nước bão hòa* là sức trương hơi nước đạt đến giá trị cực đại phù hợp với nhiệt độ của không khí. Gọi E là sức trương hơi nước bão hòa, nếu $e < E$ thì không khí chưa bão hòa hơi nước, nếu $e = E$ thì không khí đã bão hòa hơi nước tính bằng miliba hay milimét cột thuỷ ngân.

Sức trương hơi nước bão hòa tăng nhanh khi nhiệt độ tăng (bảng 9).

Bảng 9. *Sức trương hơi nước bão hòa ở các nhiệt độ không khí khác nhau*

Nhiệt độ không khí (0°C)	-30	-20	-10	0	10	20	30
E (mm Hg)	0,4	0,9	2,1	4,6	9,2	17,5	31,8
E (mb)	0,5	1,2	2,9	6,1	12,3	23,4	42,5
E (gam/m ³)	0,45	1,04	2,32	4,88	9,49	17,44	30,63

4.2.4. *Độ ẩm tương đối (r%)* là tỉ lệ phần trăm giữa sức trương hơi nước (e) và sức trương hơi nước bão hòa (E) nghĩa là :

$$r = \frac{e}{E} 100\% \quad (10)$$

Độ ẩm tương đối là chỉ số đặc trưng cho trạng thái ẩm của không khí so với trạng thái của không khí bão hòa. Nếu không khí đã bão hòa hơi nước tức là $e = E$ khi đó $r = 100\%$.

Công thức (10) và bảng 9 cho ta biết :

- Trong biến trình ngày, độ ẩm tương đối (r%) nhỏ vào ban ngày, lớn vào ban đêm, tăng theo chiều cao, biên độ dao động trong ngày giảm theo vĩ độ địa lý. Con số thực tế đo được ở Việt Nam cũng nói lên điều đó (bảng 10).

- Trong biến trình năm, độ ẩm tương đối nhỏ vào mùa hè, khi có nhiệt độ cao ; lớn vào mùa đông, khi có nhiệt độ thấp. Biên độ dao động năm tăng theo vĩ độ phù hợp với biên độ nhiệt độ năm. Bảng 5 với số đo thực tế ở một số điểm trên thế giới cũng nói lên điều đó.

Bảng 10. Biến trình ngày của độ ẩm tương đối (%)

	Hà Nội (21°01'N ; 105°51'E)					Tân Sơn Nhất (10°49'N ; 106°40'E)				
Tháng Giờ	I	IV	VII	X	XII	I	IV	VII	X	XII
1	88	92	90	90	88	84	81	91	92	87
2	89	93	91	90	88	85	82	91	93	87
3	89	93	92	90	89	87	83	92	94	88
4	89	93	92	91	89	88	83	93	94	89
5	89	93	92	91	89	89	84	93	94	89
6	88	93	92	91	89	89	86	93	94	89
7	88	92	92	90	88	89	84	92	92	89
8	87	90	89	85	86	79	73	86	84	80
9	83	87	85	79	81	69	65	79	78	72
10	79	83	81	74	76	61	58	74	74	67
11	75	81	78	70	71	55	54	71	70	63
12	72	78	74	67	68	51	51	69	68	61
13	69	76	72	66	65	49	50	68	67	58
14	68	76	70	65	64	47	52	68	68	58
15	68	76	69	65	64	46	53	69	69	57
16	68	78	69	67	65	47	56	71	71	59
17	71	80	69	72	69	52	60	74	75	61
18	76	84	72	79	75	59	66	78	80	68
19	80	87	76	83	80	66	71	82	83	72
20	82	89	81	85	82	70	74	84	85	76
21	84	90	84	87	84	73	75	86	87	79
22	86	91	86	88	86	76	77	88	89	80
23	87	92	88	89	87	79	79	89	90	82
24	88	92	89	90	88	82	79	90	91	85
Δr	21	17	23	26	25	43	34	25	27	32

$$\Delta r = r_{\max} - r_{\min}$$

4.2.5. *Độ thiếu hụt bão hòa* (d) hay *độ thiếu ẩm của không khí* là hiệu số giữa sức trương hơi nước bão hòa và sức trương hơi nước của không khí ở một nhiệt độ nào đó tính bằng mb hoặc mmHg.

$$d = E - e$$

4.2.6. *Điểm sương* là nhiệt độ của không khí mà ở nhiệt độ đó hơi nước có trong không khí đã đạt tới bão hòa, tính bằng độ C.

Như vậy, hơi nước đạt tới bão hòa khi nhiệt độ không khí hạ xuống điểm sương, hay nói cách khác là khi độ ẩm tương đối $r = 100\%$ thì nhiệt độ không khí ở điểm sương. Khi hơi nước trong không khí đã đạt tới bão hòa, mà nhiệt độ còn tiếp tục hạ xuống dưới điểm sương thì sức trương hơi nước sẽ vượt qua sức trương hơi nước bão hòa. Trong điều kiện đó lượng hơi nước thừa bắt đầu ngưng kết, tức là hơi nước bắt đầu chuyển từ thể hơi sang thể lỏng hoặc thể rắn, các sản phẩm ngưng kết này rơi xuống mặt đất thành mưa.

4.3. Sự bốc hơi nước

Hơi nước có trong khí quyển là kết quả của quá trình bốc hơi nước từ mặt nước, mặt đất và sự thoát hơi nước từ thực vật.

Đặc trưng cho quá trình bốc hơi là tốc độ bốc hơi hay cường độ bốc hơi. Cường độ bốc hơi tính bằng gam nước hay bằng lớp nước tính bằng milimet nước bốc hơi từ một đơn vị diện tích bề mặt trong một đơn vị thời gian.

Quá trình bốc hơi xảy ra khi không khí thiếu nước và bề mặt bốc hơi có nước. Khi không khí đã bão hòa hoặc bề mặt đất đã bị khô kiệt thì quá trình bốc hơi dừng lại.

Lượng nước bốc hơi được từ mặt nước hay mặt đất đủ ẩm người ta gọi là lượng bốc hơi khả năng.

Lượng nước bốc hơi đo được ở các đài trạm khí tượng chính là lượng bốc hơi khả năng. Lượng bốc hơi khả năng lớn ở các vùng khí hậu khô hạn, nhỏ ở các vùng khí hậu ẩm.

Lượng bốc hơi thực tế từ bề mặt đất phụ thuộc vào lượng nước có trong đất và sự tồn tại của các ống mao dẫn có trong đất để dẫn nước từ các lớp đất sâu lên mặt bốc hơi, do đó lượng bốc hơi thực tế ở các vùng đất khô nhỏ hơn so với các vùng đất ẩm.

Bốc hơi nước cần tiêu hao năng lượng. Cứ bốc hơi được 1 gam nước cần 600 calo. Chính vì thế mà ở các vùng có lượng bốc hơi thực tế lớn sẽ có nhiệt độ không khí thấp hơn so với vùng có lượng bốc hơi thực tế nhỏ.

4.4. Hạt nhân ngưng kết

Sự hình thành các hạt nước nhỏ khi ngưng kết trong khí quyển luôn luôn được diễn ra ở một vật thể nào đó gọi là hạt nhân ngưng kết. Nếu những hạt nước nhỏ ban đầu xuất hiện không có hạt nhân thì sẽ không bền vững và toàn bộ các phân tử đã được tạo thành mây lại bị phá huỷ. Hạt nhân ngưng kết có khả năng hút ẩm, tập hợp các phân tử nước lại, tăng cường độ bền vững của các hạt nước nhỏ mới được hình thành, tạo cơ sở cho việc hình thành các hạt nước có kích thước lớn.

Nếu không khí trong sạch, không có hạt nhân ngưng kết thì sự ngưng kết khó xảy ra mặc dù không khí đã vượt mức bão hòa hơi nước. Trong thực tế hạt nhân ngưng kết luôn luôn có mặt trong khí quyển do bề mặt đất cung cấp. Các hạt nhân ngưng kết có thể là những tinh thể muối từ nước biển, cũng có thể từ sản phẩm của sự cháy trong thiên nhiên hoặc các chất khí do nhà máy phun vào khí quyển, hoặc do núi lửa phun ra, vv...

4.5. Các sản phẩm ngưng kết

Trong khí quyển ta thường gặp các sản phẩm do ngưng kết hơi nước như : sương mù, sương, sương muối, mây.

4.5.1. Sương : Sự ngưng kết hơi nước xảy ra ở lớp không khí gần mặt đất, các sản phẩm ngưng kết tập hợp lại tạo thành một hiện tượng gọi là sương. Hạt nước của sương mù nhỏ, bán kính trung bình khoảng $2 - 5 \cdot 10^{-5}$ mm. Theo nguyên nhân hình thành, người ta chia ra hai loại sương mù.

a) Sương mù bức xạ : Loại này xuất hiện trong điều kiện thời tiết quang mây lặng gió, mặt đất bị mất nhiệt nhiều về ban đêm do bức xạ riêng của nó, nhiệt độ mặt đất hạ xuống dưới điểm sương, lớp không khí gần mặt đất bị lạnh đi, quá trình ngưng kết xảy ra, sương mù được hình thành, sau khi Mặt Trời mọc, nhiệt độ tăng lên sương mù cũng tan theo.

b) Sương mù bình lưu : Loại này xuất hiện khi có không khí ẩm, ẩm tràn lên bề mặt đêm lạnh, mặt lạnh thu nhiệt làm cho nhiệt độ của không khí mới chuyển tới hạ xuống dưới điểm sương, hiện tượng ngưng kết diễn ra, sương mù được hình thành.

c) Sương và sương muối : Vào những đêm trời quang mây lặng gió, mặt đất bị lạnh đi vì bức xạ, nhiệt độ giảm xuống dưới điểm sương, hơi nước được ngưng kết. Nếu hơi nước ngưng kết ở nhiệt độ dương, những hạt nước nhỏ sau một thời gian ngắn kết hợp lại với nhau thành những giọt sương to. Nếu ngưng kết ở nhiệt độ âm thì hơi nước tạo thành những tinh thể rắn gọi là sương muối. Sương và sương muối

không rơi từ không khí xuống, mà hình thành trực tiếp trên các mặt lạnh. Ngữ điệu hơi nước để hình thành sương và sương muối là từ lớp đất nóng dưới sâu và lớp không khí nóng bên trên có sức trương hơi nước lớn hơn so với bề mặt đất lạnh chuyển tới.

Đất xốp dẫn nhiệt kém hơn đất bị nén chặt, bề mặt đất xốp ban đêm bị lạnh nhanh hơn nên sương và sương muối được hình thành nhiều hơn so với mặt đất bị nén chặt.

Khi hơi nước ngưng kết, tiềm nhiệt hoá hơi toả ra cung cấp nhiệt cho mặt đất làm cho nhiệt độ mặt đất giảm chậm lại. Điều này có ý nghĩa lớn đối với thực vật vì nhiệt lượng này làm giảm cường độ giá lạnh về ban đêm. Sương còn có tác dụng cung cấp nước cho thực vật khi trời nóng, khô. Ban ngày, cây có thể bị héo vì mất nhiều nước do thoát hơi nước. Sương muối có thể gây thiệt hại cho một số cây trồng không chịu được nhiệt độ thấp và biến động nhiệt lớn.

4.5.2. *Mây* là tập hợp các sản phẩm ngưng kết hay thăng hoa của hơi nước ở các độ cao khác nhau trong khí quyển. Mây có hình dáng khác nhau và các tính chất vật lí rất phức tạp. Mây được hình thành do quá trình chuyển động đi lên của không khí ẩm và chúng bị lạnh đi một cách đoạn nhiệt, hay lạnh đi vì bức xạ. Nhiệt độ hạ xuống dưới điểm sương, sự ngưng kết hơi nước được thực hiện. Không khí chuyển động đi lên do nhiều nguyên nhân, có thể do đối lưu (không khí bị đốt nóng ở phía dưới do mặt đất), có thể là do không khí trượt lên cao dọc theo mặt phrông hoặc theo sườn đồi, núi, vv...

Mây được cấu tạo có thể bằng những hạt nước hoặc tinh thể băng, cũng có thể cả hai loại sản phẩm trên và gọi là mây hỗn hợp, mây hỗn hợp phát triển cao hơn mây nước và mây băng.

a) *Mây được chia ra làm bốn tầng* : Theo chiều cao của chân mây, có thể phân biệt thành ba tầng (tầng cao, tầng giữa và tầng thấp) và tầng thứ tư là mây phát triển theo chiều thẳng đứng, là những khối mây riêng biệt, chân của nó thường ở tầng thấp, còn đỉnh thường ở tầng giữa hoặc tầng cao. Mây được chia ra 10 loại cơ bản theo tầng :

Mây tầng cao

(chân mây cao trên 5 km)

- | | | |
|----------------|-------------|----|
| 1. Mây tí | Cirus | Ci |
| 2. Mây tí tích | Cirocumulus | Cc |
| 3. Mây tí tầng | Cirostratus | Cs |

Mây tầng giữa

(chân mây cao 2 - 6 km)

- | | | |
|-------------------|-------------|----|
| 1. Mây trung tích | Altocumulus | Ac |
| 2. Mây trung tầng | Altostratus | As |

Mây tầng thấp

(chân mây cao 0,5 - 3 km)

- | | | |
|------------------|---------------|----|
| 1. Mây tầng tích | Stratocumulus | Sc |
| 2. Mây tầng | Stratus | St |
| 3. Mây vũ tầng | Nimbostratus | Ns |

Mây phát triển theo chiều thẳng đứng

- | | | |
|----------------|--------------|----|
| 1. Mây tích | Cumulus | Cu |
| 2. Mây vũ tích | Cumulonimbus | Cb |

Mỗi loại mây đều có thể tồn tại ở thể nước, băng hay hỗn hợp.

Mây tầng cao thường là mây băng, mỏng, trong suốt, nhẹ, màu trắng, không có bóng râm.

Mây tầng giữa thường là mây nước hay mây hỗn hợp, dày đặc hơn mây tầng cao ; mây tầng giữa có cho mưa nhưng ít khi tới mặt đất.

Mây tầng thấp cấu tạo bằng những hạt nước hay hoa tuyết nhỏ, sau lớn dần lên, mây này có màu xám tro hoặc màu tối sẫm và rất dày đặc. Mây Sc, St thường cho mưa phùn còn mây Ns cho mưa lớn.

Mây phát triển theo chiều thẳng đứng, hay còn gọi là mây đối lưu, hình thành khi không khí bốc lên cao do đối lưu. Trên đất liền vào mùa hạ, mây này xuất hiện vào quá trưa và tan đi vào buổi chiều. Ngoài biển và đại dương, mây này phát triển vào ban đêm. Mây Cu không cho mưa, khi phát triển thành Cb cho mưa rào rất lớn dưới dạng lồng hay rắn, về mùa hạ mưa từ mây vũ tích (Cb) thường kèm theo dông.

b) *Lượng mây*. Người ta gọi lượng mây là mức độ bầu trời bị mây che phủ, hay tổng lượng mây trên bầu trời. Lượng mây xác định bằng mắt, tính bằng các cấp, tức là số phần mười bầu trời bị mây che phủ. Ví dụ cấp 0 là trời quang mây, hoàn toàn không có mây, cấp 5 là tổng cộng tất cả những vùng có mây lại, bằng nửa bầu trời bị mây che. Ngoài ra người ta còn xác định riêng mây tầng thấp, kết quả quan trắc được ghi dưới dạng phân số, tử số là lượng mây tổng cộng, mẫu số là lượng

mây tầng thấp. Ví dụ lượng mây tổng cộng là 0,8 bầu trời, trong đó lượng mây tầng thấp bao phủ 0,6 bầu trời. Trong trường hợp này sẽ ghi 8/6. Có một số nước như Mĩ, Campuchia, Lào, vv... lại chia bầu trời thành 8 cấp. Ví dụ : cấp 0 là trời quang mây ; mây cấp 4 là tổng cộng tất cả những vùng có mây lại, bằng nửa bầu trời bị mây che.

Lượng mây thay đổi trong ngày và trong năm, sự biến thiên của nó phụ thuộc vào nhiệt độ và độ ẩm không khí, lượng mây thường lớn vào sáng sớm vì nhiệt độ thấp và quá trưa vì đối lưu mạnh.

4.6. Mưa khí quyển

Mưa khí quyển là tên gọi chung của nước rơi ở trạng thái lỏng hay rắn, rơi từ các đám mây xuống, dưới dạng mưa nước, mưa tuyết hay mưa đá. Các giọt nước hoặc tinh thể băng muôn rơi xuống tới đất phải có kích thước lớn, để có trọng lượng thắng sức cản của không khí, và sự bay hơi trên đường rơi của chúng. Các phần tử mây được lớn lên do sự ngưng kết của hơi nước được tiếp tục trên các phần tử nhỏ ban đầu, hoặc sự kết hợp với nhau do va chạm khi chuyển động ngang hoặc rơi theo chiều thẳng đứng.

Mưa có ba loại : mưa dầm, mưa rào, mưa phun và có hai dạng : mưa nước, mưa rắn (tuyết hoặc đá).

Lượng mưa rơi xác định bằng bề dày của lớp nước tính bằng milimét (mm), đã rơi xuống bề mặt đất nằm ngang, chưa chảy đi nơi khác, chưa thấm xuống đất, chưa bốc hơi. Cường độ mưa là đại lượng tính bằng milimét nước mưa trong một đơn vị thời gian (phút, giờ, ngày).

4.6.1. Biến trình ngày của mưa được xác định bằng lượng nước mưa biến thiên trong ngày đêm ở một địa điểm nào đó. Biến trình ngày của mưa rơi rất phức tạp, không tuân theo một quy luật nhất định, thường thường nó phụ thuộc vào sự biến thiên của lượng mây trong ngày. Trên lục địa thường có lượng mưa lớn vào nửa ngày buổi chiều. Trên các đại dương và bờ biển thường mưa lớn vào ban đêm và buổi sáng phù hợp với dòng thăng trên lục địa và ngoài đại dương.

4.6.2. Biến trình năm của mưa : Ở các vĩ độ khác nhau, các vùng khác nhau trên Trái Đất, biến trình năm của mưa rơi cũng rất khác nhau. Nó phụ thuộc vào hoàn lưu của khí quyển, vào vị trí địa lý tự nhiên của khu vực. Dưới đây là một vài loại biến trình năm cơ bản của mưa rơi thuộc các đới địa lý :

Miền xích đạo (từ 10° vĩ tuyến bắc đến 10° vĩ tuyến nam) có hai cực đại vào sau xuân phân và thu phân, là thời gian Mặt Trời ở vị trí cao trong khu vực. Tương ứng

với hai cực đại, có hai cực tiểu vào sau hạ chí và đông chí là thời gian trong khu vực có vị trí Mặt Trời ở thấp nhất.

Miền nhiệt đới mưa kéo dài trong các tháng mùa hạ, đó là thời gian miền này Mặt Trời ở vị trí cao nhất, trong những tháng còn lại là mùa khô (ít mưa) ; vì mùa hạ không khí xích đạo tràn lên, còn các tháng khác không khí khô từ các hoang mạc tràn xuống thống trị.

Miền á nhiệt đới lượng mưa ít, nhất là mùa hạ vì thời gian này xoáy nghịch á nhiệt đới phát triển mạnh. Mưa rơi phân lớn vào mùa đông vì khi đó xoáy nghịch á nhiệt đới đã dịch chuyển về hướng xích đạo và xoáy thuận từ ôn đới tràn về.

Trong vùng rộng lớn gần bờ Địa Trung Hải và các khu vực phía đông Địa Trung Hải như Iran, Irắc và Trung Á, mưa rơi chủ yếu vào mùa đông, còn mùa hạ là mùa khô.

Các miền ôn đới và các vĩ độ cao : Trên các đại dương mưa nhiều vào mùa đông. Trong các lục địa, mưa lớn nhất vào mùa hạ, mưa nhỏ vào mùa đông.

4.6.3. Sự phân bố địa lý của mưa : Sự phân bố lượng mưa trên Trái Đất (hình 14) phụ thuộc vào nhiều nhân tố khác nhau. Nguyên nhân trực tiếp ảnh hưởng đến lượng mưa là mây (lượng mây và loại mây) ngoài ra lượng mưa còn phụ thuộc vào chế độ nhiệt, chế độ hoàn lưu, địa hình và tính chất của mặt đất.

Vùng nội chí tuyến, nhiệt độ cao, không khí chứa nhiều hơi nước, đối lưu phát triển mạnh nên lượng mưa ở đây tương đối nhiều, trung bình từ 1000 - 2000 mm/năm.

Khu vực xích đạo, lượng mưa rất phong phú như Trung Mĩ, lưu vực sông Amadôn, Indônêxia : Một số địa điểm ở Trung Mĩ trung bình có lượng mưa từ 5000 - 6500 mm/năm, ở Côlumbia hơn 7000 mm, ở Tây Phi từ 4000 - 5000 mm, còn ở Đêbunje trên sườn tây nam ngọn núi Camorun vượt quá 9000 mm. Ở Indônêxia có một số địa điểm vượt quá 7000 mm/năm.

Lượng mưa lớn thường thấy ở các đảo nhiệt đới như ở quần đảo Haoai trên các núi cao ở các sườn đón gió lượng mưa vượt quá 9000 mm/năm, thậm chí vượt quá 12.000 mm.

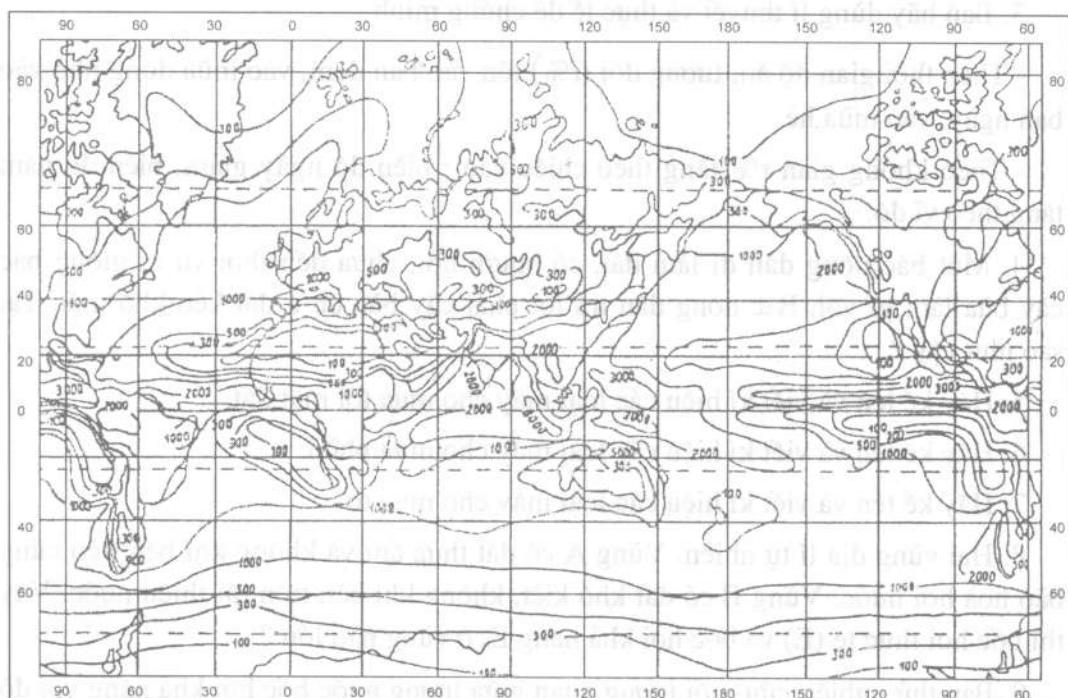
Ở Ấn Độ và Mianma (Miến Điện) lượng mưa trung bình đạt tới 2000 mm/năm và lớn hơn, có nhiều trạm lớn hơn 6000 - 7000 mm. Miền trước dãy núi Himalaya là vùng mưa lớn nhất trên thế giới như ở Serapundi ($25,3^{\circ}\text{B}$, $91,8^{\circ}\text{Đ}$) trên độ cao 1313m lượng mưa trung bình trên 12.000 mm/năm, các năm lớn nhất là

23.000 mm/năm, nhỏ nhất cũng trên 7000 mm/năm, nguyên nhân chủ yếu là sự chuyển động đi lên của không khí ẩm theo sườn núi của gió tây nam vào mùa hạ.

Khu vực á nhiệt đới của hai bán cầu là vùng áp cao, mây ít, mưa rơi thưa thớt, lượng mưa không đáng kể : trung bình 250 mm/năm, có nhiều nơi ít hơn 100 mm/năm, như ở Khactum - vùng trũng sông Nin, quanh năm không mưa. Trong khu vực này mưa ít nhất là trên các đại dương vì bị ảnh hưởng của nghịch nhiệt tín phong và dòng biển lạnh.

Lượng mưa ít, hầu hết thấy ở các vùng hoang mạc nội địa ôn đới bán cầu Bắc, ở đây mùa hạ nhiệt độ cao, mây ít và ở độ cao lớn, còn mùa đông chế độ cao áp chiếm ưu thế, điều này được thể hiện ở các nước Trung Á lượng mưa trung bình chỉ vào khoảng 100 - 250 mm/năm.

Khu vực ôn đới lượng mưa lại tăng lên so với khu vực á nhiệt đới vì ở đây xoáy thuận phát triển thuận lợi, lượng mây lớn và dày đặc. Ở các vùng đồng cỏ lượng mưa năm đạt tới 300 - 500 mm, lượng bốc hơi lớn hơn lượng mưa, nên thường xảy ra nạn khô hạn ; các cây trồng phát triển không bình thường vì thiếu nước. Ở các khu vực có rừng lượng mưa tăng lên 500 - 1000 mm/năm.



Hình 14. Lược đồ phân bố tổng lượng mưa năm trên thế giới

Lượng bốc hơi ít hơn lượng mưa nên thừa ẩm. Lượng mưa ở châu Âu 500 - 1000 mm/năm do ảnh hưởng của gió tây ôn đới đưa không khí ẩm từ biển vào lục địa. Trong khi đó ở đông Xibia mùa đông có áp cao thống trị nên lượng mưa chỉ nhỏ hơn 500 mm/năm, có nơi xuống dưới 250 mm. Phân phía đông lục địa ôn đới có hoàn lưu gió mùa nên những đợt mưa mùa hạ rất phong phú làm cho lượng mưa lại tăng lên 500 - 1000 mm/năm. Ở các sườn đón gió lượng mưa được tăng lên rõ rệt, ở bờ Biển Đen, sườn núi Kapca có lượng mưa từ 1500 - 2800 mm/năm.

Ở các vĩ độ cao lượng mưa lại giảm đi chỉ còn 200 - 300 mm/năm, có nơi nhỏ hơn 100 mm.

4.7. Câu hỏi và bài tập

1. Kể tên và viết đơn vị để tính tất cả các đại lượng đặc trưng cho hơi nước trong khí quyển.
2. Có một hình hộp mỗi cạnh 3 mét, không khí trong hộp đã bão hòa hơi nước ở nhiệt độ 30°C . Sau đó cho nhiệt độ trong hộp hạ xuống 10°C . Cho biết có bao nhiêu gam nước đã ngưng kết.
3. Bạn hãy dùng lí thuyết và thực tế để chứng minh :
 - Theo thời gian độ ẩm tương đối ($r\%$) lớn vào ban đêm, vào mùa đông nhỏ vào ban ngày, vào mùa hè.
 - Theo không gian $r\%$ tăng theo chiều cao ; biên độ ngày giảm, biên độ năm tăng theo vĩ độ.
4. Một bác nông dân đi làm đất, có người hỏi, chưa đến thời vụ ra giống bắc cày bừa làm gì vội. Bác nông dân trả lời phải cày bừa để ủ đất kéo khô mất. Tại sao như vậy ?
5. Hãy kể tên và viết kí hiệu các loại mây cho mưa tối mặt đất.
6. Hãy kể tên và viết kí hiệu các loại mây cho mưa phùn.
7. Hãy kể tên và viết kí hiệu các loại mây cho mưa to.
8. Hai vùng địa lí tự nhiên. Vùng A có đất thừa ẩm và không khí bên trên cũng bão hòa hơi nước. Vùng B có đất khô kiệt, không khí bên trên rất thiếu nước. Vậy thì bốc hơi thực tế (E) và bốc hơi khả năng E_0 ở vùng nào lớn ?
9. Bạn thử nghiên cứu mối tương quan giữa lượng nước bốc hơi khả năng với độ thiếu hụt bão hòa hơi nước trong không khí. Kết quả nghiên cứu là một công thức thực nghiệm để tính khả năng bốc hơi cho quê hương mình.

10. Quê hương bạn có mấy loại mưa, bạn hãy mô tả chi tiết một loại mà bạn thích nhất.

11. Quê hương bạn có mấy dạng mưa, dạng nào chiếm ưu thế tuyệt đối.

§5. KHÍ ÁP VÀ GIÓ

5.1. Khí áp

Không khí bao bọc xung quanh Trái Đất có trọng lượng, do đó tác dụng lên các vật trên mặt đất và trong khì quyển một áp lực trên bề mặt.

5.1.1. Định nghĩa :

- Khí áp là áp suất khì quyển tại một điểm nào đó trong khì quyển. Khí áp (P) được đo bằng trọng lượng của cột không khì có tiết diện 1 cm^2 nằm bên trên kéo dài từ địa điểm đó đến giới hạn trên của khì quyển :

$$P = g\rho z$$

Ở đây g là gia tốc trọng trường, ρ là khối lượng riêng của không khì, z là chiều cao của cột không khì từ địa điểm đo khí áp đến giới hạn trên của khì quyển.

Khi đo áp suất không khì (khí áp) người ta dùng đơn vị là milimet thuỷ ngân (mmHg) hay đơn vị thứ hai là bar : 1 bar = 1000 milibar ; 1 bar = 10^5 N/m^2 , 1 mb = 10^2 N/cm^2 . 1 mb = 0,75 mm Hg, 1 mm Hg = 1,333 mb.

- Khí áp ở mặt nước biển trung bình bằng 760 mmHg, tương ứng 1013,1 mb ; nếu nhỏ hơn là khí áp thấp và lớn hơn là khí áp cao.

- Khí áp luôn luôn thay đổi theo thời gian và không gian, đặc biệt thay đổi mạnh theo chiều cao. 3 yếu tố, gia tốc trọng trường (g), khối lượng riêng của không khì (ρ) và bề dày của lớp không khì (z), đều giảm khi chiều cao của địa điểm tăng lên, vì vậy mà khí áp sẽ giảm theo chiều cao. Qua thực tế đo được trong nhiều năm ở châu Âu, ta thấy khí áp thay đổi theo chiều cao như sau :

Ở mực nước biển khí áp là 1014 mb, trên độ cao 5 km là 538 mb ; 10 km - 262 mb ; 15 km - 120 mb và 20 km - 56 mb, còn trên độ cao 100 km chỉ còn một vài miliba.

5.1.2. Bậc thang khí áp : để tính toán sự thay đổi của khí áp theo chiều cao người ta dùng bậc thang khí áp. Vậy bậc thang khí áp là chiều cao được tăng thêm để áp suất của khì quyển hạ xuống 1 miliba.

Bậc thang khí áp h được tính theo công thức :

$$h = \frac{8000}{P} (1 + \alpha t)$$

Ở đây : P - áp suất khí quyển ; t - nhiệt độ không khí ; hệ số $\alpha = \frac{1}{273}$.

Từ công thức trên ta thấy bậc thang khí áp tỉ lệ nghịch với khí áp, tỉ lệ thuận với nhiệt độ. Từ đó ta suy ra càng lên cao bậc thang khí áp càng lớn và khi có cùng áp suất thì vùng nóng có bậc thang khí áp lớn hơn vùng lạnh hay nói cách khác là ở vùng lạnh áp suất giảm nhanh, vùng nóng áp suất giảm chậm theo chiều cao, và từ đây dẫn tới hệ quả là ở dưới thấp vùng nóng có áp suất thấp, lên phía trên lại là áp suất cao ; ngược lại, ở vùng lạnh dưới thấp là áp cao, lên phía trên là áp thấp. Do đó gió ở dưới thấp và trên cao ngược hướng nhau tạo thành vòng tuần hoàn trong khí quyển.

5.1.3. Sự thay đổi của khí áp theo thời gian : Áp suất của khí quyển ở một địa điểm bất kì nào đó trên mặt đất hay khí quyển tự do đều thay đổi theo thời gian nghĩa là nó có thể tăng hoặc giảm và sự thay đổi đó không theo chu kỳ, ở các vĩ độ ôn đới thay đổi mạnh hơn ở các vĩ độ nhiệt đới. Trong ngày đêm ở một địa điểm có thể thay đổi từ 20 - 30 mb.

Biến trình ngày của khí áp thường thấy có hai giá trị cực đại từ 9 - 10 giờ và từ 21 - 22 giờ theo giờ địa phương, tương ứng với hai cực đại, có hai cực tiểu từ 3 - 4 giờ và từ 15 - 16 giờ. Nguyên nhân gây ra dao động khí áp trong ngày là do nhiệt độ và sóng triều trong khí quyển.

Biến trình năm của khí áp liên quan chặt chẽ với hoạt động của xoáy thuận và xoáy nghịch. Biến trình năm của khí áp thể hiện mạnh trên các lục địa, mùa đông là áp cao, mùa hè là áp thấp. Ví dụ ở Matxcova khí áp trung bình tháng 1 là 1020 mb, tháng 7 là 1011 mb ; ở Hà Nội tháng I là 1018 mb, tháng VII là 1001 mb ; ở Tân Sơn Nhất tháng I là 1011 mb, tháng VII là 1007 mb.

5.1.4. Mật đằng áp là bề mặt mà tất cả các điểm trên bề mặt đó có cùng một trị số về áp suất của khí quyển. Trong khí quyển có vô số các mặt đằng áp nhưng chúng không bao giờ cắt nhau. Mật đằng áp có trị số nhỏ luôn luôn nằm trên mặt đằng áp có trị số lớn.

Nếu tại mực nước biển áp suất ở mọi địa điểm đều bằng nhau và nhiệt độ đều như nhau thì các mặt đằng áp sẽ bao quanh Trái Đất và đều song song với mực nước biển, những mặt tương trưng như vậy gọi là mặt chuẩn thuỷ. Nếu các mặt đằng áp đều

song song với mực nước biển thì sẽ không có sự chênh lệch áp suất theo chiều nằm ngang và như vậy trong khí quyển sẽ không có gió. Nhưng trong thực tế bề mặt đất không đồng nhất, chỗ nóng, chỗ lạnh nên mặt đẳng áp sẽ lồi lên hoặc lõm xuống so với mặt chuẩn thuỷ. Có nghĩa là trên cùng một độ cao tuyệt đối nhưng lại có áp suất khác nhau. Ví dụ trong cùng một thời gian, trên độ cao 5 km ở địa điểm này có áp suất 500 mb, ở các địa điểm khác lại có áp suất 600 mb hoặc 550 mb v.v... Chính sự khác nhau về khí áp trên cùng một độ cao tuyệt đối đã làm phát sinh ra sự chênh lệch áp suất theo chiều ngang và nó là động lực tạo thành gió trong khí quyển.

Đường đẳng áp là đường mà mọi điểm trên đường đó có cùng một trị số áp suất. Đường đẳng áp là giao tuyến của mặt đẳng áp với mặt chuẩn thuỷ hay mặt nước biển.

5.1.5. Gradien khí áp nằm ngang : Để xác định được mức độ thay đổi của khí áp theo chiều ngang, nói chính xác hơn là sự thay đổi khí áp trên mặt chuẩn thuỷ người ta dùng khái niệm gradien khí áp nằm ngang (Gng), đó là sự thay đổi của áp suất trên một đơn vị khoảng cách nằm trên mặt chuẩn thuỷ. Gradien khí áp nằm ngang là đại lượng vec tơ, hướng về phía giảm áp suất và vuông góc với tiếp tuyến của đường đẳng áp tại điểm đặt của vec tơ.

$$Gng = - \frac{dp}{dn} (mb/m \text{ hoặc } mb/km).$$

Ở đây : dp - mức độ chênh lệch áp suất giữa hai địa điểm trên mặt chuẩn thuỷ có khoảng cách là dn, dấu trừ biểu thị hướng của vec tơ hướng về phía giảm áp suất.

Gradien khí áp nằm ngang tỉ lệ nghịch với khoảng cách giữa các đường đẳng áp, nên khi nhìn vào bản đồ các đường đẳng áp ta cũng có thể biết được giá trị của gradien khí áp nằm ngang ở khu vực nào đó là lớn hay nhỏ, dĩ nhiên ở khu vực có đường đẳng áp càng dày thì gradien khí áp càng lớn và ở đấy gió sẽ mạnh, ngược lại khu vực có đường đẳng áp càng mỏng thì gradien càng nhỏ và gió sẽ yếu.

5.1.6. Sự phân bố khí áp tháng I và tháng VII ở mực nước biển. Trên các bản đồ khí áp, áp suất không khí thường được biểu thị bằng các đường đẳng áp, nhìn vào đó ta có thể biết được sự phân bố của khí áp theo không gian trên lãnh thổ. Muốn có các đường đẳng áp, người ta dùng trị số của khí áp đã đo được ở các đài trạm khí tượng trong cùng một chuỗi thời gian, dùng bậc thang khí áp quy về mực nước biển (hay về cùng một độ cao nào đó), và ghi các trị số đó trên bản đồ đúng vị trí của đài trạm, dùng phương pháp nội suy nối các điểm có cùng trị số áp suất lại với nhau ta sẽ được các đường đẳng áp.

a) Tháng I : Nhìn trên bản đồ tháng I (H.15) ta thấy dải áp thấp xích đạo có trị số thấp hơn 1015 mb, trong dải này có bốn vùng áp thấp riêng biệt với các đường đẳng áp khép kín ở Nam Mĩ, Nam Phi, châu Úc và Indônêxia, áp suất ở tâm của vùng này thấp hơn 1010 mb. Điều cần chú ý là vào tháng I vị trí có áp suất thấp nhất trong dải áp thấp xích đạo không nằm ở chính giữa xích đạo mà ở xa xích đạo, ở khoảng 15° trên các lục địa bán cầu Nam (bán cầu mùa hạ).

Ở vùng áp cao á nhiệt đới hai bên bán cầu, ta thấy những xoáy nghịch á nhiệt đới được tách ra riêng biệt, có các đường đẳng áp khép kín. Những xoáy nghịch như vậy được thể hiện đặc biệt rõ ràng trên ba đại dương ở bán cầu Nam, tâm thường ở các vĩ độ $30^{\circ} - 35^{\circ}$ với áp suất vượt quá 1020 mb, các lục địa nóng hơn ở đại dương nên chúng là những vùng áp thấp. Ở bán cầu Bắc những xoáy nghịch á nhiệt đới cũng thấy trên Đại Tây Dương (cao áp Azores), ở Thái Bình Dương (cao áp Haoai) có các đường đẳng áp khép kín 1020 mb nằm ở các vĩ độ $30^{\circ} - 35^{\circ}$.

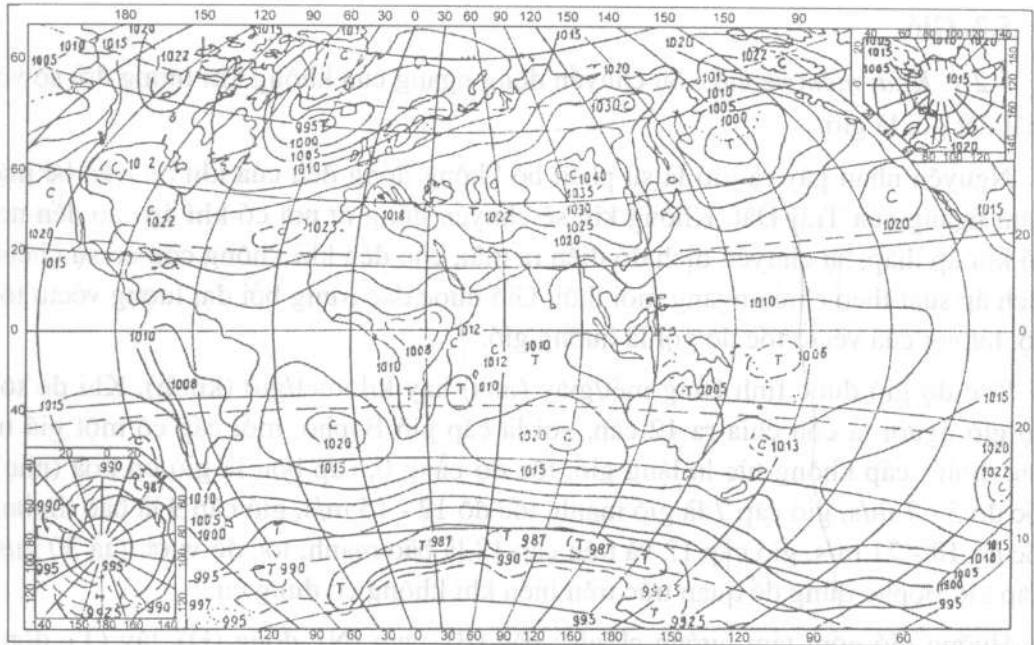
Ở các vĩ độ nhiệt đới và á nhiệt đới thuộc lãnh thổ châu Á, áp suất được tăng lên nhưng không tạo thành các đường đẳng áp khép kín vì lãnh thổ này nằm ở phần phía nam của xoáy nghịch mùa đông châu Á rộng lớn có tâm ở Mông Cổ.

Ở các vĩ độ ôn đới và á cực đới : Ở bán cầu Nam là dải áp thấp kéo dài liên tục, còn ở bán cầu Bắc cũng có áp thấp nhưng chỉ trên các đại dương, đó là hai vùng áp thấp : Ixlan (Băng đảo) ở phía bắc Đại Tây Dương và Aleut ở phía bắc Thái Bình Dương có tâm thấp hơn 1000 mb. Trên lục địa châu Á là xoáy nghịch ở tâm có áp suất cao hơn 1035 mb, ở Bắc Mĩ có xoáy nghịch Canada, tâm áp suất cao hơn 1020 mb.

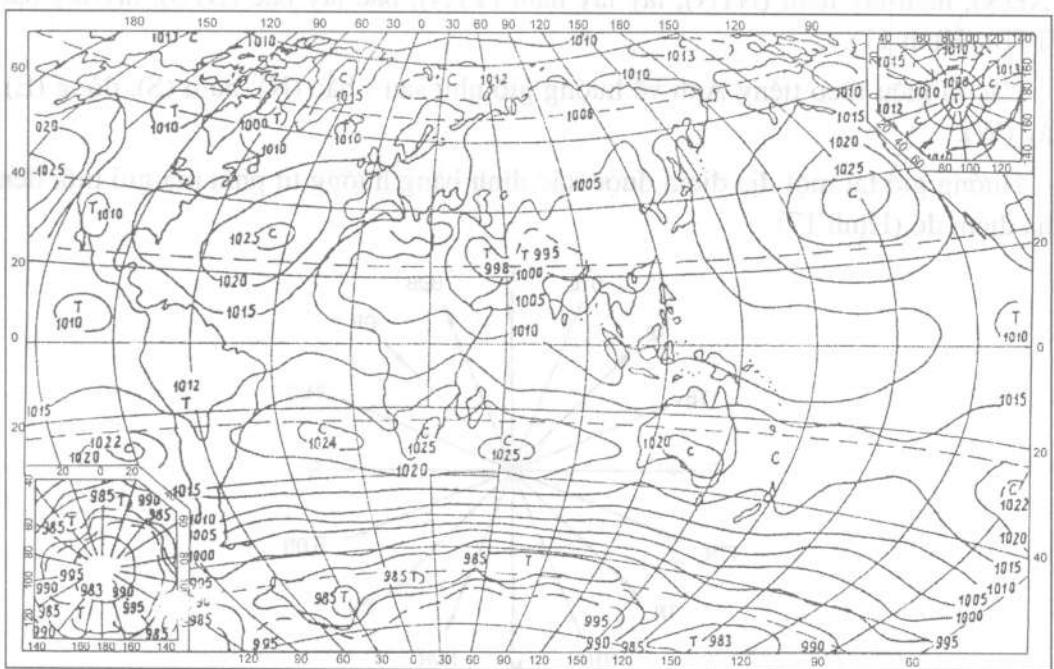
b) Tháng VII : Trên bản đồ khí áp tháng VII (H.16), dải áp thấp xích đạo chuyển lên bán cầu Bắc (bán cầu mùa hạ). Trung tâm áp thấp xích đạo trên các lục địa nóng đã vượt ra ngoài giới hạn của vùng nhiệt đới (khoảng vĩ độ 30°B) như ở châu Á và Bắc Mĩ.

Vùng áp cao á nhiệt đới : Ở bán cầu Nam (mùa đông), các xoáy nghịch á nhiệt đới không những chỉ thấy ở trên ba đại dương mà còn trên cả các lục địa lạnh. Còn ở bán cầu Bắc (mùa hạ) xoáy nghịch chỉ có trên hai đại dương, trên các lục địa có khí áp thấp hơn so với mùa đông (tháng I).

Vùng các vĩ độ ôn đới và á cực đới : Ở bán cầu Bắc, áp thấp đại dương và áp thấp lục địa tạo thành vòng đai áp thấp á cực đới. Ở cực Bắc, áp suất có tăng lên nhưng không đáng kể. Ở bán cầu Nam, trên bản đồ tháng I cũng như tháng VII, các vùng áp thấp trong các vĩ độ á cực đới và vùng áp cao lục địa cực Nam được phân cách nhau rõ rệt.



Hình 15. Lược đồ phân bố áp suất khí quyển ở mực nước biển tháng 1



Hình 16. Lược đồ phân bố áp suất khí quyển ở mực nước biển tháng VII

5.2. Gió

5.2.1. *Khái niệm về gió* : Sự chuyển động ngang của không khí tương đối so với mặt đất gọi là gió.

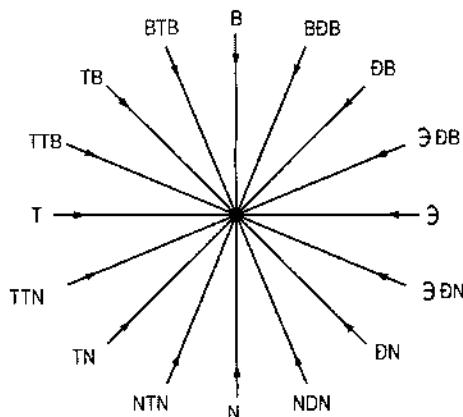
Nguyên nhân gây ra gió là sự phân bố không đồng đều của khí áp trên bề mặt nầm ngang của Trái Đất. Không khí sẽ chuyển động từ nơi có khí áp cao đến nơi có khí áp thấp, sự chuyển dịch đó diễn ra mãi, cho đến khi không còn có sự chênh lệch áp suất theo chiều ngang mới thôi. Gió được đặc trưng bởi величина вектора tốc độ, hướng của véc-tơ tốc độ gọi là hướng gió.

Tốc độ gió được tính bằng mét/giây (m/s) hay kilômet/giờ (km/h). Khi đo tốc độ gió người ta còn chia ra 12 cấp, gọi là cấp gió Bôpho, mỗi cấp có một giá trị xác định : cấp không tức là lặng gió, tốc độ bằng 0, cấp bốn là gió ôn hòa (nhẹ), tốc độ 5 - 7 m/s, gió cấp 7 là gió mạnh, tốc độ 12 - 15 m/s, gió cấp 9 là bão thường tốc độ 18 - 21 m/s, gió cấp 12 và trên cấp 12 là bão mạnh, tốc độ vượt quá 30 m/s. Cấp gió Bôpho dùng để quan trắc trên biển khi không có dụng cụ.

Hướng gió gồm tám hướng chính : bắc (B), nam (N), đông (Đ), tây (T), đông bắc (ĐB), đông nam (ĐN), tây nam (TN), tây bắc (TB) và tám hướng phụ : bắc-đông bắc (BĐB), đông-đông bắc (ĐĐB), đông-đông nam (ĐĐN), nam-đông nam (NĐN), nam-tây nam (NTN), tây-tây nam (TTN), bắc-tây bắc (BTB), tây-tây bắc (TTB) (Hình 17).

Các kí hiệu theo tiếng Anh về hướng gió như sau : bắc (N), nam (S), đông (E), tây (W).

Hướng gió tại một địa điểm được xác định bằng hướng từ phía mà gió thổi đến địa điểm đó (Hình 17).



Hình 17. Hướng gió

5.2.2. Các lực tạo gió và ảnh hưởng đến gió :

a) *Lực gradien khí áp nằm ngang* hay lực phát động gradien khí áp. Nguyên nhân gây ra gió là do có sự chênh lệch áp suất theo chiều ngang, do đó trong động lực học khí tượng, lực phát động gradien khí áp là lực đẩy cho không khí chuyển động, nghĩa là lực đó gây ra gió và nó được biểu thị bằng

$$G = -\frac{1}{\rho} \frac{dp}{dn}$$

nó là lực phát động gradien khí áp tỉ lệ thuận với gradien khí áp nằm ngang $\left(\frac{dp}{dn}\right)$ và tỉ lệ nghịch với mật độ của không khí (ρ).

Khi lực phát động gradien khí áp vừa xuất hiện, gió được hình thành, thì ngay tức khắc có các lực khác tham gia, đó là :

b) *Lực làm lệch do sự tự quay của Trái Đất* (lực Côriôlit). Lực Côriôlit không làm thay đổi tốc độ gió mà chỉ có tác dụng làm thay đổi hướng gió, ở bán cầu Bắc bị lệch về bên phải và bán cầu Nam lệch về bên trái của hướng gió. Lực này tác động lên một đơn vị khối lượng và bằng gia tốc quay có đại lượng là A.

$$A = 2wv\sin\phi \text{ (cm/s}^2\text{)}.$$

$$\text{Ở đây : } w - \text{tốc độ góc và } w = \frac{2\pi}{24.60.60s}, v - \text{tốc độ gió, } \phi - \text{vĩ độ địa lý.}$$

c) *Lực ma sát*. Khi không khí chuyển động sẽ xuất hiện lực ma sát, lực này có hướng ngược với hướng gió, nó có tác dụng làm giảm tốc độ và thay đổi hướng gió. Lực ma sát lớn nhất ở lớp không khí sát mặt đất và đến độ cao trung bình 1000m (độ cao ma sát hay lực ma sát) thì lực ma sát bằng không. Lực này kí hiệu là R và

$$R = -kv$$

k - hệ số ma sát, hệ số ma sát bằng 0 ở trên mực ma sát, dấu trừ (-) thể hiện hướng của lực ma sát ngược với hướng gió.

d) *Lực li tâm*. Nếu không khí chuyển động trong các đường đẳng áp cong thì sẽ xuất hiện lực li tâm C và

$$C = \frac{v^2}{r} \text{ (cm/s}^2\text{)}$$

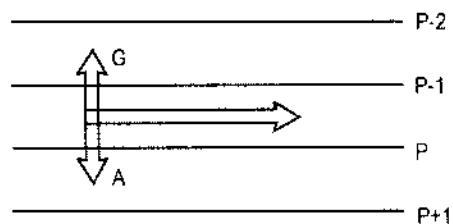
- r - bán kính của quỹ đạo chuyển động.

Hướng của lực li tâm luôn luôn vuông góc với tiếp tuyến của quỹ đạo chuyển động của không khí.

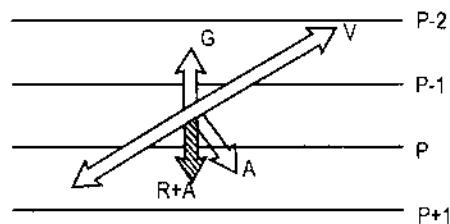
5.2.3. Không khí chuyển động trong trường hợp các đường đẳng áp thẳng và song song thì có hai khả năng xảy ra :

a) *Thứ nhất* là khi gió ở độ cao trên mực ma sát thì có hai lực tham gia đó là lực phát động gradien khí áp (G) và lực Côriôlit (A) hai lực này cân bằng nhau (có nghĩa là $G = A$) tạo nên hướng gió dọc theo các đường đẳng áp thẳng và song song, không có ma sát và gọi là gió địa chuyển (H.18).

Thứ hai là khi gió ở trong lớp ma sát thì có ba lực tham gia, ngoài lực Côriôlit (A), lực gradien khí áp (G) còn có lực ma sát (R), ba lực này cân bằng nhau tạo nên hướng gió không trùng với đường đẳng áp mà cắt đường đẳng áp, lệch về phía áp thấp tạo với hướng của lực gradien khí áp một góc α nhỏ hơn 90° (H.19). Ở lớp không khí sát mặt đất $\alpha = 60^\circ$, α ngoài biển lớn hơn trong lục địa và α tăng theo chiều cao, đến mực ma sát nó gần bằng 90° và hướng gió trùng với hướng gió địa chuyển.



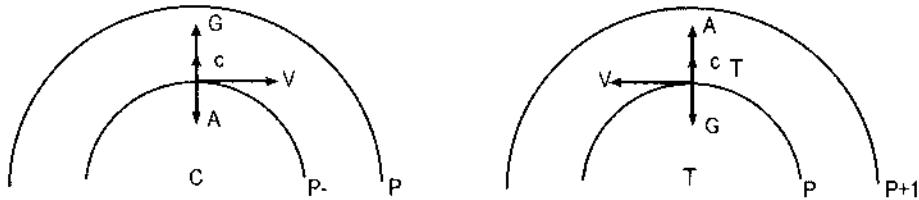
Hình 18. Gió địa chuyển



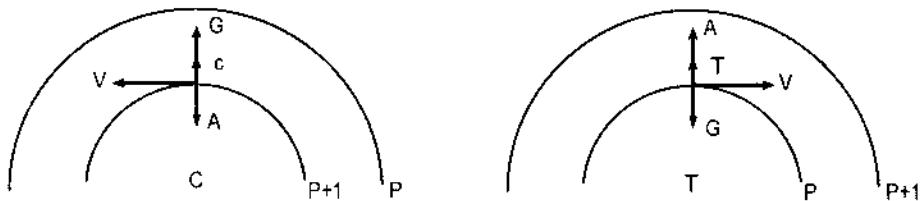
Hình 19. Gió địa chuyển có ma sát

5.2.4. Không khí chuyển động trong trường hợp các đường đẳng áp cong cũng có hai khả năng xảy ra :

a) *Thứ nhất*, gió ở độ cao trên mực ma sát sẽ có ba lực tham gia đó là lực phát động gradien khí áp (G), lực Côriôlit (A) và lực li tâm (C), ba lực này cân bằng nhau tạo nên hướng gió luôn luôn là tiếp tuyến của đường đẳng áp cong (H.20, H.21), vuông góc với lực phát động gradien khí áp và lệch về bên phải của nó ở bán cầu Bắc (H.20) và bên trái ở bán cầu Nam (H.21). Gió này được gọi là gió địa xoáy hay là gió địa chuyển trong các đường đẳng áp cong.



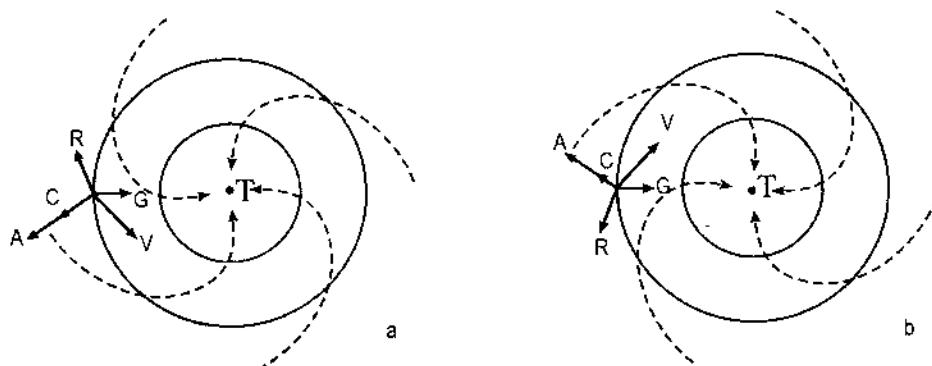
Hình 20. Gió địa xoáy ở bán cầu Bắc, trong trường hợp tâm là áp cao (C) và tâm là áp thấp (T)



Hình 21. Gió địa xoáy ở bán cầu Nam có tâm áp cao (C) và tâm áp thấp (T)

Thứ hai, gió ở trong lớp ma sát sẽ có đầy đủ cả bốn lực tham gia, đó là lực phát động gradien khí áp (G), lực Côriôlit (A), lực ma sát (R) và lực li tâm (C); bốn lực này cân bằng nhau tạo nên hướng gió không phải là tiếp tuyến của đường đẳng áp, mà nó cắt đường đẳng áp, lệch về phía áp thấp tạo với hướng của lực gradien khí áp một góc nhỏ hơn 90° , lực Côriôlit và lực li tâm vuông góc với hướng gió. Gió này gọi là gió địa xoáy có lực ma sát tham gia (H. 22 ; H.23). Trong trường hợp các đường đẳng áp cong khép kín có tâm là áp thấp hay áp cao, đó chính là các xoáy thuận và xoáy nghịch.

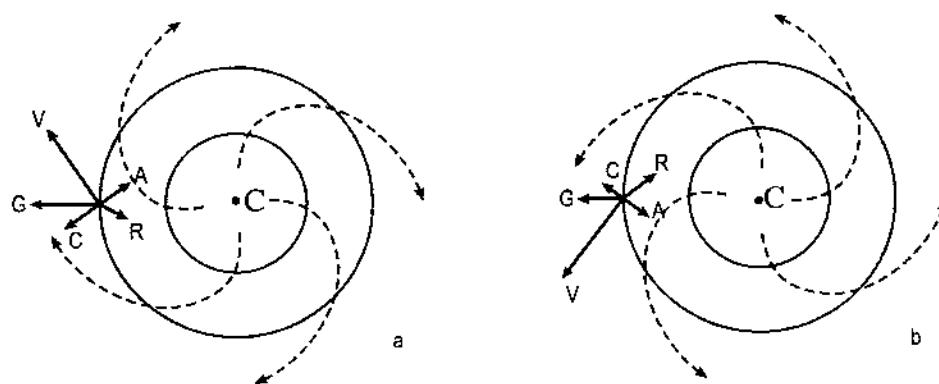
5.2.5. Xoáy thuận : Xoáy thuận là vùng áp thấp có các đường đẳng áp khép kín, áp suất giảm từ ngoài vào trong. Gió trong xoáy thuận có hướng từ ngoài vào tâm ngược chiều kim đồng hồ ở bán cầu Bắc, theo chiều kim đồng hồ ở bán cầu Nam, hướng gió theo đường xoáy tròn ốc từ dưới lên trên nên trong khu vực có xoáy thuận hoạt động có nhiều mây, mưa nhiều, khí hậu ẩm. Riêng ở trung tâm xoáy thuận có luồng không khí từ trên cao hạ xuống, nhiệt độ tăng lên, trời quang mây lặng gió, gọi là mắt xoáy thuận.



Hình 22. Gió trong xoáy thuận : ở bán cầu Bắc (a) ; ở bán cầu Nam (b)

Phạm vi xuất hiện và hoạt động của xoáy thuận :

a) *Xoáy thuận xuất hiện trên các vĩ độ cao.* Đa số được hình thành trên frông cực, khi mới hình thành ở phía tây, phát triển và di chuyển theo hướng đông-dông nam ở bán cầu Bắc và hướng đông-dông bắc ở bán cầu Nam và tan đi ở đây ; frông già tan đi, frông trẻ lại xuất hiện liên tục tạo thành những chuỗi xoáy thuận nối tiếp nhau và hình thành ở các vĩ độ $60 - 65^\circ$ một vành đai áp thấp động lực.



Hình 23. Gió trong xoáy nghịch ở bán cầu Bắc (a) ; ở bán cầu Nam (b)

b) *Xoáy thuận xuất hiện ở các vĩ độ thấp ($5 - 20^\circ$)* được gọi là xoáy thuận nhiệt đới hay bão nhiệt đới. Các lưỡi áp thấp được hình thành trên frông nhiệt đới hoặc frông tín phong, khoảng 10% phát triển mạnh lên thành xoáy thuận. Xoáy thuận nhiệt đới chỉ hình thành trên các đại dương, khi tràn vào lục địa, do ảnh hưởng của ma sát lớn chúng sẽ tan nhanh. Khi xoáy thuận đã hình thành sẽ di chuyển về

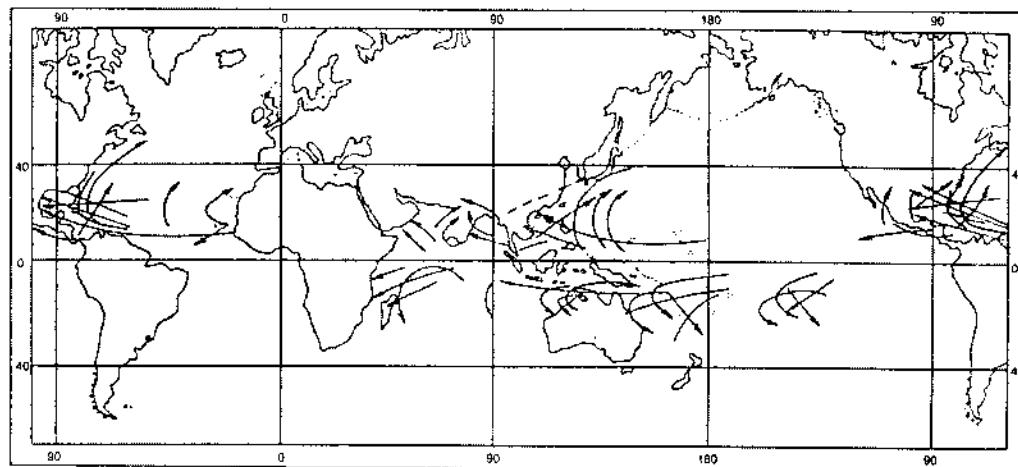
hướng tây-tây bắc ở bán cầu Bắc và hướng tây-tây nam ở bán cầu Nam, nếu chúng tràn vào các lục địa nhiệt đới thì sẽ tan nhanh ở đấy. Nhưng nếu chúng lên đến các vĩ độ 25 - 30° mà vẫn còn trên các đại dương thì chúng sẽ ra khỏi khu vực nhiệt đới và đổi hướng từ tây bắc sang đông bắc và từ tây nam sang đông nam. Nơi có xoáy thuận nhiệt đới hoạt động thì có gió lớn kèm theo mưa nhiều, thường xảy ra những thiên tai lớn, tổn thất nhiều về tài sản, có khi cả tính mạng con người.

Trung bình hàng năm trên Trái Đất có tới 70 cơn bão nhiệt đới xuất hiện ở bán cầu mùa hạ và mùa thu, mùa đông hầu như không có.

Xoáy thuận nhiệt đới xuất hiện trên những vùng sau đây :

ở bán cầu Bắc : Vùng biển Hoàng Hải, quần đảo Philippin, Tây Thái Bình Dương đến tận 170° kinh tuyến đông, xoáy thuận nhiệt đới xuất hiện trung bình 28 lần trong năm, một nửa trong số đó có gió cấp 12. Vùng Đông Thái Bình Dương, từ Mêhicô về phía tây, xoáy thuận nhiệt đới xuất hiện trung bình 6 lần trong năm. Vùng nhiệt đới Bắc Đại Tây Dương thấy ở biển Caribê, quần đảo Ángti bé và trong vịnh Mêhicô, quần đảo Mũi đất xanh (Capve). Vùng biển Ảrập, xoáy thuận xuất hiện ít, không quá hai lần trong năm.

Ở bán cầu Nam : Vùng Thái Bình Dương từ Tân Ghinê đến phía tây và bắc Ôxtraylia (Úc) đến quần đảo Capca, xoáy thuận nhiệt đới xuất hiện trung bình 10 - 20 lần/năm. Vùng Án Độ Dương giữa quần đảo Mađagaxca và Macxcaren trung bình có 6 lần trong năm (H.24).



Hình 24. Lược đồ những đường chính của xoáy thuận nhiệt đới

5.2.6. Xoáy nghịch : Xoáy nghịch là vùng áp cao có các đường đẳng áp khép kín, hướng của gradien khí áp từ trong ra ngoài, hướng gió từ trên xuống dưới, từ trong ra ngoài theo đường xoáy tròn ốc (ở bán cầu Bắc theo chiều kim đồng hồ, ở bán cầu Nam ngược chiều kim đồng hồ). Trong khu vực hoạt động của xoáy nghịch thời tiết trong sáng, mây khó hình thành, mưa ít, khí hậu khô.

Vùng á nhiệt đới hai bên bán cầu ở các vĩ độ 30 - 35°, các xoáy nghịch tồn tại quanh năm trên các đại dương. Trên các lục địa lạnh vào mùa đông cùng xuất hiện các xoáy nghịch, như trên các lục địa Âu-Á-Bắc Mĩ,...

Hoàn lưu trong xoáy thuận cũng như trong xoáy nghịch đóng vai trò quan trọng trong việc điều hoà, phân bố lại nhiệt và ẩm trên bề mặt đất.

5.3. Các frông

5.3.1. Định nghĩa : Giữa các khối khí được ngăn cách với nhau bởi một lớp không khí chuyển tiếp, lớp này nghiêng trên mặt đất và tạo với bề mặt đất một góc nhỏ khoảng vài phút, lớp này gọi là frông, chiều dài của frông đến hàng nghìn km. Giới hạn phía trên của frông ở độ cao vài km, thỉnh thoảng có thể đến giới hạn trên của tầng đối lưu. Bề dày của frông (của lớp chuyển tiếp) khoảng 10 km. Bề dày này so với diện tích frông thì vô cùng nhỏ nên người ta thường gọi lớp không khí chuyển tiếp đó là mặt frông.

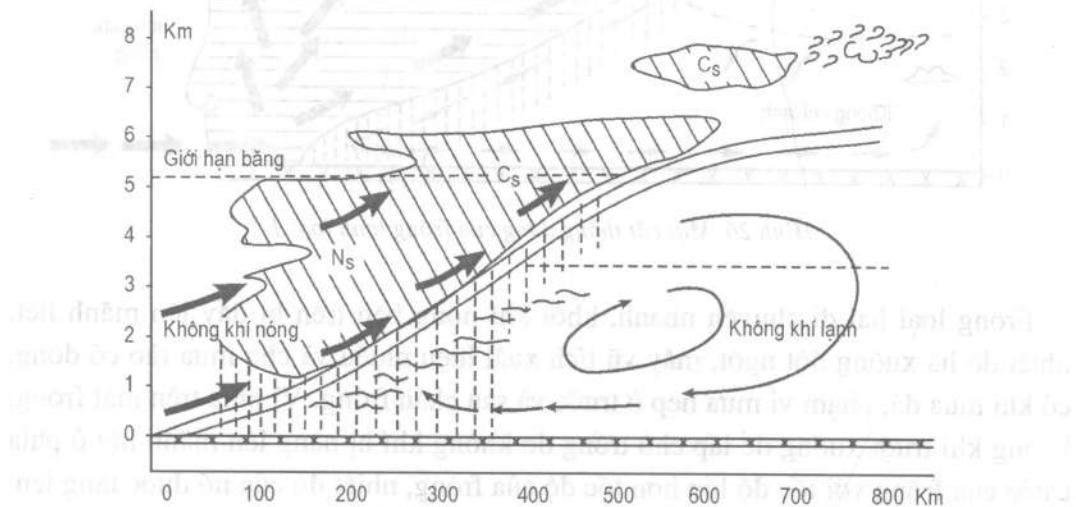
Frông ngăn cách giữa hai khối khí chính gọi là frông chính, ví dụ : frông giữa khối khí bắc (nam) cực với khối khí ôn đới gọi là frông bắc (nam) cực (F_A) ; giữa khối khí nhiệt đới và khối khí ôn đới là frông ôn đới hay frông cực (F_P) ; giữa khối khí nhiệt đới và khối khí xích đạo là frông nhiệt đới (F_T). Ngoài ra còn có frông nằm trong một khối khí chính để ngăn cách hai phần không khí tương đối không đồng nhất của khối khí gọi là frông phụ.

Hai khối khí ở hai bên frông, khối khí nóng luôn luôn ở trên khối khí lạnh. Sự hoạt động của frông có liên quan chặt chẽ với thời tiết trong vùng nó hoạt động. Vì sự chuyển động đi lên của không khí trên mặt frông sẽ dẫn đến sự hình thành mây, mưa trong một phạm vi rộng lớn. Hai phía chân frông có sự nhiễu loạn lớn của khí quyển và dẫn đến sự hình thành các xoáy thuận và xoáy nghịch. Dựa vào tính chủ động của hai khối khí ở hai bên frông khi di chuyển người ta chia ra frông nóng và frông lạnh.

5.3.2. Frông nóng

Frông nóng là frông có khối khí nóng chủ động đẩy lùi khối khí lạnh, vì có ma sát giữa mặt đệm và không khí, nên khối khí lạnh dưới mặt frông hình thành một

cái nêm nhẹ. Khối khí nóng tràn lên trên mặt frông, chuyển động đi lên, bị lạnh đoạn nhiệt, hơi nước ngưng kết tạo thành hệ thống mây vũ tầng (Ns), trung tầng (As) và cho mưa trong phạm vi rộng 300 - 400 km trước chân frông (chân frông là giao tuyến giữa mặt frông và mặt đất), cao hơn nữa có mây ti tầng (Cs) và mây ti (Ci). Khi frông đang chuyển gần lại vị trí quan trắc thì ta thấy mây ti xuất hiện đầu tiên rồi lần lượt là mây ti tầng, trung tầng rồi đến vũ tầng và có mưa lớn, nhiệt độ tăng dần, áp suất giảm dần. Khi chân frông chuyển qua, nhiệt độ, áp suất thay đổi đột ngột nghĩa là nhiệt độ tăng nhanh, áp suất giảm mạnh có mây tầng (St) và sương mù xuất hiện, gần hai bên frông có gió mạnh và giật từng đợt, sau frông mạnh hơn trước frông (H.25).

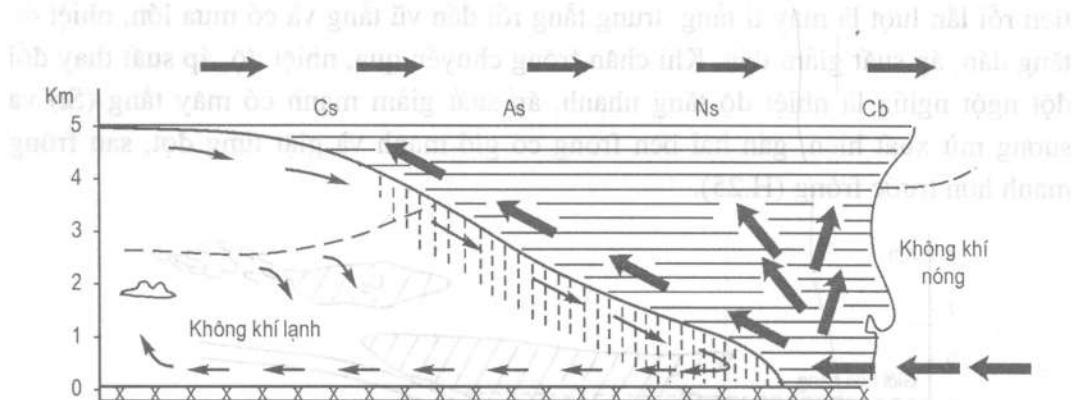


Hình 25. Mặt cắt thẳng đứng của frông nóng

5.3.3. Frông lạnh

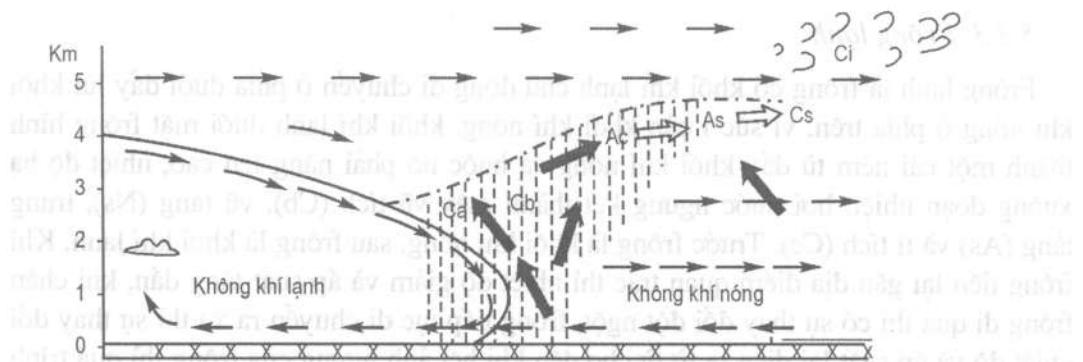
Frông lạnh là frông có khối khí lạnh chủ động di chuyển ở phía dưới đẩy lùi khối khí nóng ở phía trên, vì sức ì của khối khí nóng, khối khí lạnh dưới mặt frông hình thành một cái nêm từ đẩy khối khí nóng và buộc nó phải nâng lên cao, nhiệt độ hạ xuống đoạn nhiệt, hơi nước ngưng kết thành mây vũ tích (Cb), vũ tầng (Ns), trung tầng (As) và ti tích (Cc). Trước frông là khối khí nóng, sau frông là khối khí lạnh. Khi frông tiến lại gần địa điểm quan trắc thì nhiệt độ giảm và áp suất tăng dần, khi chân frông đi qua thì có sự thay đổi đột ngột, frông tiếp tục di chuyển ra xa thì sự thay đổi nhiệt độ và áp suất lại diễn ra từ từ cho đến khi hết ảnh hưởng của frông thì quá trình đó được chấm dứt. Do cường độ hoạt động của frông lạnh khác nhau nên người ta chia nó ra hai loại là frông lạnh loại một và frông lạnh loại hai.

Frông lạnh loại một di chuyển chậm, nên khối khí nóng được nâng lên từ từ, quá trình ngưng kết diễn ra không mãnh liệt và tạo ra hệ thống mây giống ở frông nóng nhưng ngược chiều, riêng phần trước frông có mây vũ tích nên lúc đầu có mưa rào, sau đó mưa đều đặn sau frông, phạm vi mưa hẹp hơn frông nóng nhưng rộng hơn frông lạnh loại hai (H.26).



Hình 26. Mặt cắt thẳng đứng của frông lạnh loại 1

Frông loại hai di chuyển nhanh, khối khí nóng bên trên bị đẩy lên mãnh liệt, nhiệt độ hạ xuống đột ngột, mây vũ tích xuất hiện nhiều và cho mưa rào có dông, có khi mưa đá, phạm vi mưa hẹp ở trước và sau chân frông. Vì phía trên mặt frông, không khí trượt xuống để lấp chỗ trống do không khí bị nâng lên mãnh liệt ở phía trước của frông với tốc độ lớn hơn tốc độ của frông, nhiệt độ của nó được tăng lên, điều kiện ngưng kết bị phá vỡ nên mây không hình thành được trên mặt frông lạnh loại hai (H.27).



Hình 27. Mặt cắt thẳng đứng của frông lạnh loại 2

5.3.4. Frông khí hậu

Vị trí trung bình nhiều năm của các frông chính trong những mùa khác nhau ta gọi là frông khí hậu.

a) *Tháng I* : Trên bản đồ tháng I, ở bán cầu Bắc thấy có hai frông bắc cực : một ở bắc Đại Tây Dương và Bắc Âu, còn một ở bắc lục địa Bắc Mĩ và trên các quần đảo của khu vực cực bắc thuộc châu Mĩ. Ở các vĩ độ thấp hơn (gần 30° và 50° vĩ bắc) thấy một loại frông cực, phần cách những vùng thống trị ưu thế của khối khí cực (khối khí ở các vĩ độ ôn đới) và không khí nhiệt đới. Frông cực được rải ra trên Đại Tây Dương, Địa Trung Hải, châu Á, Thái Bình Dương (hai frông), nam nước Mĩ. Frông cực cũng như frông bắc cực không làm thành những dải liên tục, mà trên bản đồ còn có những chỗ trống vì ở đây không khí thường xuyên tiến sâu vào các vĩ tuyến cao hay thấp hơn, làm cho frông bị đứt quãng.

Tương tự với bán cầu Bắc, ở bán cầu Nam thấy có những frông nam cực bao quanh lục địa cực nam và bốn frông cực trên các đại dương ở các vĩ tuyến từ 40° - 50° nam (nam Thái Bình Dương có hai frông).

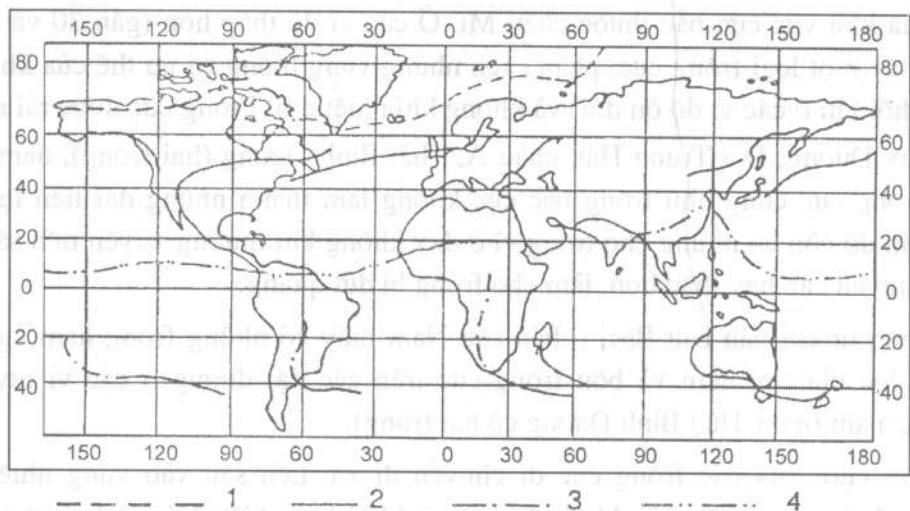
Đoạn cuối của các frông cực di chuyển di xa, tiến sâu vào vùng nhiệt đới, không phải ngăn cách giữa khối khí cực và khối khí nhiệt đới mà hai bên frông đều là khối khí nhiệt đới có tính chất hơi khác biệt nhau (mát hơn và nóng hơn). Khối khí này thuộc về phần phía đông và phần phía tây của các xoáy nghịch á nhiệt đới khác nhau liền kề nhau, tạo nên frông và được gọi là frông tín phong.

Vùng nội chí tuyến có frông nhiệt đới. Trên bản đồ khí hậu chúng được hợp nhất hoặc gần hợp nhất lại thành một frông chung. Vào tháng I chúng lệch về bán cầu Nam, đặc biệt cùng với dải áp thấp xích đạo đi xa về phía nam trên các lục địa nóng của bán cầu Nam (mùa hạ).

b) *Tháng VII* : Frông cực bắc và cực nam có vị trí gần với vị trí của frông tháng I. Frông cực nam vào tháng VII (mùa đông) cách xa lục địa cực nam hơn mùa hạ, còn frông cực bắc vào tháng VII (mùa hạ) di chuyển lên các vĩ độ cao hơn. Frông cực ở bán cầu Bắc vào tháng VII chuyển cao lên phía bắc một ít so với tháng I, đặc biệt trên các lục địa nóng, vị trí trung bình của chúng gần vĩ tuyến 50°B. Frông cực ở bán cầu Nam vào tháng VII dịch về phía xích đạo một ít, đi qua các vĩ tuyến 30° - 40° nam. Frông nhiệt đới vào tháng VII chuyển lên bán cầu Bắc, đặc biệt xa lên phía bắc ở Ấn Độ (đến đỉnh Himalaya) và hạ lưu sông Trường Giang. Chúng kết hợp với nhau trên bản đồ trung bình thành một frông chung.

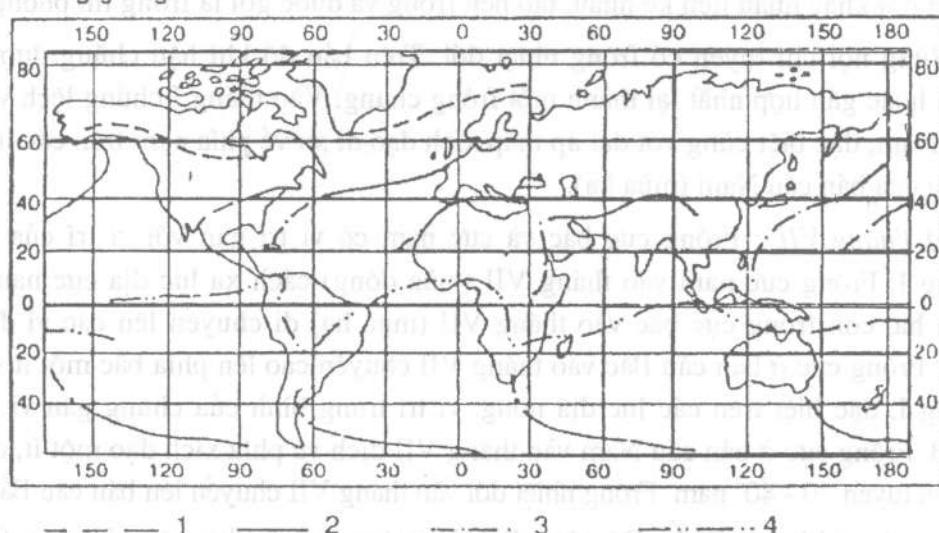
Như vậy từ tháng I đến tháng VII tất cả các frông khí hậu ít hay nhiều đều chuyển dịch lên phía bắc, còn từ tháng VII đến tháng I, ngược lại, đều chuyển xuống phía nam (H.28, H.29).

Tháng bảy



Hình 28. Lược đồ frông khí hậu tháng 7

Tháng giêng



Hình 29. Lược đồ frông khí hậu tháng I

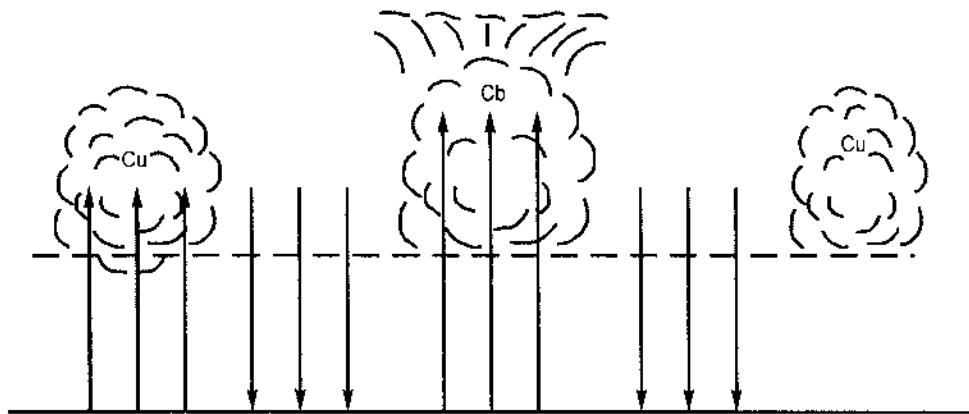
1. Bắc cực ; 2. Cực ; 3. Tin phong ; 4. Nhiệt đới.

5.4. Hoàn lưu khí quyển

Tất cả những luồng không khí di chuyển trên Trái Đất gọi là hoàn lưu của khí quyển. Các luồng không khí chiếm cứ trên một phạm vi rộng lớn trên hành tinh của chúng ta được gọi là hoàn lưu chung như gió đông, gió tín phong, gió tây, gió tây trên cao, gió mùa ; còn những luồng chỉ thể hiện trong phạm vi nhỏ trong những điều kiện địa lí tự nhiên riêng biệt thì gọi là hoàn lưu địa phương như gió bời, gió sơn, gió núi - thung lũng. Những hoàn lưu địa phương này đôi khi trùng với hoàn lưu chung.

5.4.1. Gió đổi lưu nhiệt

Như trên chúng ta đã biết, nếu mặt đất đồng nhất thì không có sự chênh lệch nhiệt theo chiều ngang, và các mặt đẳng áp phân bố ở các độ cao khác nhau đều song song với mặt chuẩn thuỷ, gradien khí áp nằm ngang sẽ bằng không và gió cũng không xuất hiện. Nhưng trong thực tế mặt đất không đồng nhất, thậm chí trong một phạm vi nhỏ tính chất vật lí của mặt đất ở những vùng khác nhau cũng rất khác nhau, nên khả năng hấp thụ và bức xạ năng lượng nhiệt dung cũng không giống nhau. Kết quả là sự nóng lên và lạnh đi của chúng cũng khác nhau. Trong mỗi địa phương thường có những vùng nóng và lạnh xen kẽ nhau, trên vùng nóng có không khí nóng, vùng lạnh có không khí lạnh thống trị. Như ta đã biết trong khối không khí nóng có bậc thang khí áp lớn, còn trong khối khí lạnh có bậc thang khí áp nhỏ, tức là vùng nóng áp suất giảm chậm theo chiều cao, vùng lạnh sẽ giảm nhanh hơn. Kết quả của sự phân bố nhiệt không đều ở mặt đất sẽ đưa đến sự phân bố lại các bề mặt đẳng áp. Ở vùng nóng, dưới thấp mặt đẳng áp lõm xuống, trên cao lồi lên còn ở vùng lạnh thì ngược lại, như vậy là gradien khí áp nằm ngang xuất hiện ở trên cao và dưới thấp ngược hướng nhau, và gió theo chiều ngang cũng được xuất hiện tuân theo quy luật phân bố áp suất theo chiều ngang và lôi kéo sự chuyển động của không khí theo chiều thẳng đứng phát triển. Ở vùng nóng không khí chuyển động đi lên, vùng lạnh chuyển động đi xuống với tốc độ khoảng 10 m/s có khi tới 20 m/s. Quá trình này gọi là hoàn lưu nhiệt của khí quyển sinh ra gió đổi lưu nhiệt, thường xảy ra trong một khối khí địa phương về mùa nóng trên các lục địa, vào nửa ngày buổi chiều ; mây tích, vũ tích được hình thành ở các vùng nóng, thường có mưa dông và gọi là mưa đổi lưu (H. 30). Hiện tượng này sẽ bị tiêu tan sau những cơn mưa dông dữ dội, hoặc những trận gió mạnh làm cho sự chênh lệch nhiệt ở mặt đất mất đi, gió dừng lại.



Ình 30. Sự xuất hiện mây đối lưu

5.4.2. Gió bời

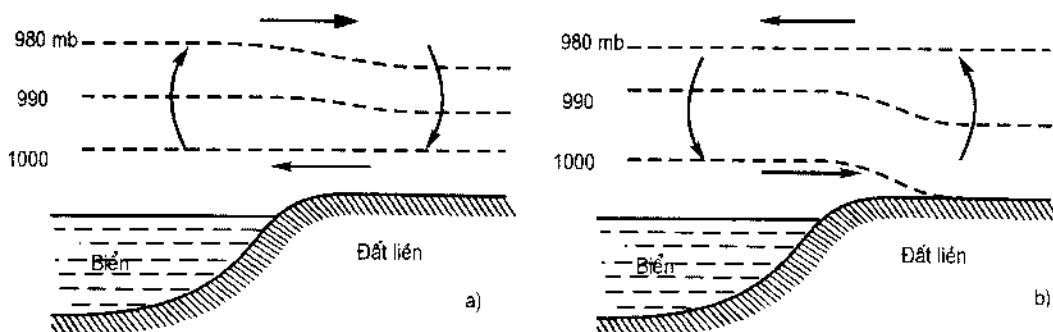
Bời là loại gió có chu kỳ một ngày đêm, thường thấy ở các miền bờ biển, bờ các hồ lớn, có khi cả trên bờ các sông lớn. Ban ngày gió thổi từ trên mặt nước vào mặt đất, ban đêm ngược lại, gió thổi từ mặt đất lên trên mặt nước. Loại gió này xảy ra trên các bờ biển, người ta gọi là gió biển ; gió đất. Ban ngày, gió thổi từ biển vào bờ tràn lên đất liền gọi là gió biển, còn ban đêm, từ đất liền ra biển gọi là gió đất. Gió thường đổi hướng vào thời gian gần trưa (khoảng 10 giờ) và gần nửa đêm (22 giờ). Bề dày của gió đất - biển khoảng vài trăm mét, ở phía trên thì không khí di chuyển theo hướng ngược lại (phản bời) tạo thành với bời một vòng tuần hoàn khép kín. Bời tràn sâu vào lục địa không quá 10 km và thường phát triển mạnh vào mùa hạ, mạnh nhất vào những thời gian có thời tiết quang mây.

Nguyên nhân hình thành gió bời chính là do sự khác nhau về tính chất vật lí giữa đất và nước, dẫn tới sự chênh lệch nhiệt độ và áp suất của không khí trên mặt đất và mặt nước.

Gió Bời xuất hiện trên bờ biển gọi là gió đất - biển. Ban ngày mặt đất nóng hơn mặt nước nên có đối lưu phát triển, trên mặt đất không khí chuyển động đi lên, áp suất hạ xuống, trong khi đó trên mặt biển lạnh hơn, áp suất cao, không khí tràn vào bờ theo hướng của gradien khí áp để bù đắp cho không khí đã được nâng lên tạo thành gió biển, còn trên cao quá trình ngược lại, không khí từ bờ chuyển ra biển rồi lại chuyển động đi xuống tạo thành vòng tuần hoàn kín (H. 31).

Ban đêm hiện tượng ngược với ban ngày, nước có nhiệt dung lớn và bức xạ kém so với mặt đất nên nhiệt độ của nước hạ xuống chậm hơn đất, do đó nước nóng

hơn, không khí bốc lên cao, áp suất hạ xuống, không khí trên mặt đất tràn ra biển thành gió đất, trên cao gió từ biển thổi vào và chuyển động đi xuống tạo thành vòng tuần hoàn kín (H. 31).

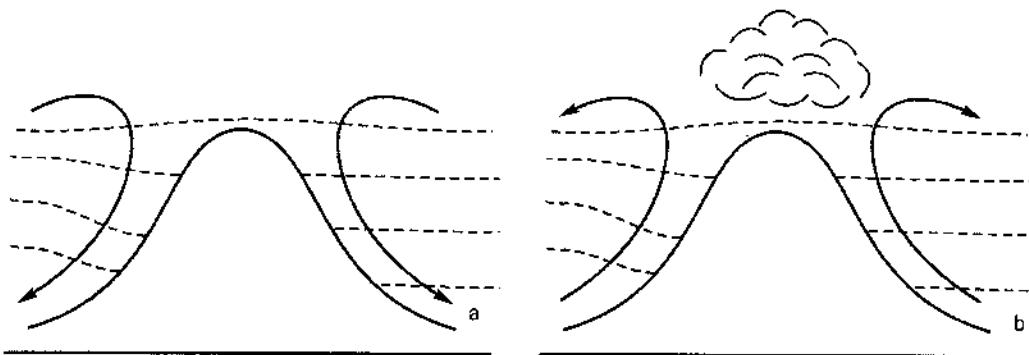


Hình 31. Gió đất (a), gió biển (b)

5.4.3. Gió núi - thung lũng

Trong các hệ thống núi thường thấy có gió thay đổi hướng theo chu kỳ một ngày đêm giống như gió bờ, loại gió đó gọi là gió núi - thung lũng. Ban ngày gió thổi từ trung tâm thung lũng theo sườn núi đi lên. Ban đêm gió thổi theo sườn núi đi xuống, dọc thung lũng tràn về đồng bằng, chiều dày của gió này có thể tới vài kilômet, tốc độ gió mạnh có khi đạt tới 10 cm/s và lớn hơn (H. 32).

Nguyên nhân sinh ra gió này chính là do sự chênh lệch nhiệt độ ở cùng độ cao của không khí ở sườn núi và trên thung lũng. Ban ngày sinh ra gradien khí áp nằm ngang hướng từ thung lũng đến sườn núi, không khí trên sườn núi nóng hơn nên bốc lên cao, không khí ở thung lũng lạnh, theo hướng gradien khí áp nằm ngang tràn lên sườn núi và đi lên gọi là gió thung lũng (H. 31b). Ban đêm sườn núi bức xạ mạnh hơn nên bị lạnh đi nhiều, hiện tượng xảy ra ngược lại với quá trình diễn ra ban ngày, gió trên đỉnh núi tràn xuống gọi là gió núi (H. 31a). Gió thung lũng thường oi bức (nóng ẩm), gió núi mát dịu hơn. Cần phân biệt gió núi - thung lũng với loại gió núi chỉ thổi một chiều từ trên núi xuống suốt cả ngày đêm, đây là loại gió lạnh thổi từ trên các đỉnh núi có băng bao phủ, thường gọi là gió băng, ban đêm thổi mạnh hơn vì cùng hợp lực với gió núi, còn ban ngày yếu hơn vì bị gió thung lũng cản trở, trong trường hợp này ban ngày thường xuất hiện sương mù ở vùng giao nhau của hai luồng không khí.



Hình 32. Gió núi (a), gió thung lũng (b)

5.4.4. Gió Fon

Những đợt gió khô nóng thổi từ trên núi xuống gọi là gió fon. Trong các đợt gió fon mạnh, nhiệt độ có khi lên rất cao, độ ẩm tương đối giảm mạnh, có khi đạt đến giá trị rất thấp. Thời gian của những đợt gió fon có thể từ vài giờ đến vài ba ngày.

Gió fon thấy ở nhiều nơi trên thế giới như ở tây Capcador, ở Trung Á, tây Gorenlan, châu Mĩ và trong nhiều hệ thống núi khác. Ở Việt Nam có gió tây khô nóng (gió Lào). Ở Campuchia có đợt khô ngắn vào mùa mưa (gió Caravanh khô nóng)... là một hình thức gió fon.

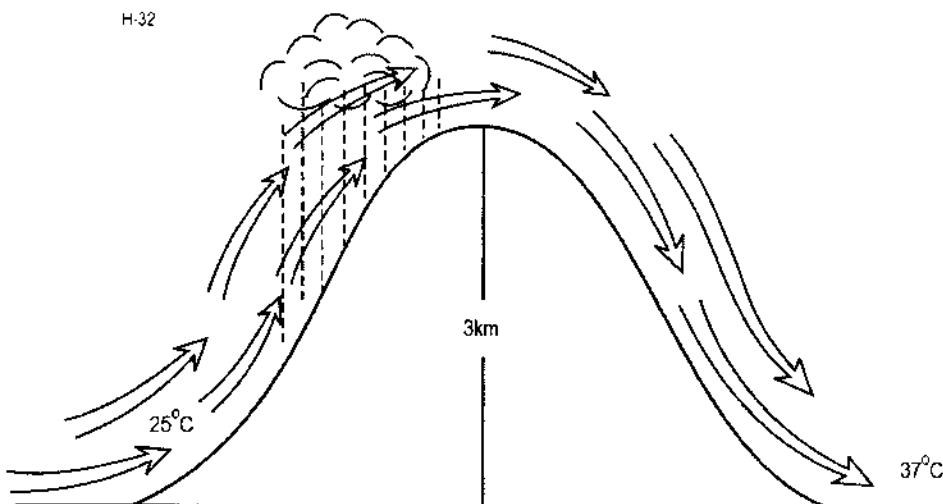
Gió fon có thể xuất hiện ở hệ thống núi dài, cao bất kì nơi nào, khi hai bên dãy núi có sự chênh lệch lớn về áp suất, các dòng không khí phải vượt qua sườn núi di chuyển từ nơi áp cao đến nơi áp thấp ; khi đến sườn đón gió chúng không thể rẽ ngang được, bắt buộc phải vượt qua sườn núi. Ở sườn đón gió, không khí chuyển động di lên, nhiệt độ hạ xuống theo đoạn nhiệt ẩm ($0,6^{\circ}\text{C}/100\text{m}$), không khí bị lạnh đi, nhiệt độ xuống dưới điểm sương, sự ngưng kết hơi nước được diễn ra, mây hình thành và mưa rơi xuống từ các đám mây bên sườn đón gió. Khi các dòng không khí vượt qua sườn núi sang sườn khuất gió, hơi nước đã giảm nhiều, bắt đầu chuyển động di xuống và nhiệt độ tăng lên theo đoạn nhiệt khô ($1^{\circ}\text{C}/100\text{m}$) nên độ ẩm tương đối hạ xuống. Vì vậy mà ở sườn phía sau có gió nóng và khô, đó chính là gió fon (H. 33).

Ví dụ : dãy núi có độ cao tương đối là 3000m, nhiệt độ không khí ở chân núi khi bắt đầu chuyển động di lên 25°C , gradien nhiệt độ thẳng đứng trung bình

$0,6^{\circ}\text{C}/100\text{m}$, khi lên đỉnh núi nhiệt độ không khí sẽ là $25^{\circ}\text{C} - (0,6^{\circ}\text{C} \times 3000/100) = 7^{\circ}\text{C}$ hơi nước ngưng kết tạo mây cho mưa ở sườn đón gió. Sang sườn khuất gió, khi chuyển động đi xuống tới chân núi, nhiệt độ sẽ tăng lên theo đoạn nhiệt khô ($1^{\circ}\text{C}/100\text{m}$). Vậy khi không khí ở chân núi sườn khuất gió bên kia nhiệt độ sẽ là : $7^{\circ}\text{C} + (1^{\circ}\text{C} \times 3000/100) = 37^{\circ}\text{C}$.

Có trường hợp giófon xảy ra ở cả hai bên sườn núi, nghĩa là cả hai bên đều có gió từ núi đi xuống khô và nóng, trường hợp này chỉ xảy ra khi có xoáy nghịch thống trị bên trên như ở Capcado, Suba, vv...

Vì đặc điểm của giófon như vậy nên ở những vùng có giófon hoạt động thường bị khô hạn, cường độ bốc hơi khả năng rất lớn.



Hình 33. Giófon

5.4.5. Gió mùa

Gió mùa là dòng không khí cố định theo mùa, hướng gió thịnh hành thay đổi mạnh từ mùa đông sang mùa hạ và từ mùa hạ đến mùa đông. Hướng gió thịnh hành của mùa này ngược với hướng của mùa kia, nghĩa là ở mỗi khu vực gió mùa, gió mùa đông và gió mùa hạ sẽ có hướng thịnh hành gần đối lập nhau, rất ít có hướng thịnh hành khác. Tất nhiên ngoài hướng gió thịnh hành trong mỗi mùa còn xen kẽ những hướng gió khác : gió mùa đứt quãng (ngưng trệ). Trong những mùa chuyển tiếp (xuân và thu) khi đang diễn ra sự thay đổi của gió mùa thì sự bền vững của gió mùa bị phá vỡ.

Khả năng bền vững của gió mùa liên quan với sự phân bố bền vững của áp suất khí quyển trong mỗi mùa, còn sự thay đổi theo mùa liên quan với sự thay đổi nguồn gốc áp suất từ mùa này tới mùa kia. Hướng gió thay đổi phù hợp với hướng của gradien khí áp trong từng mùa.

Trong điều kiện gió mùa cũng như trong gió tín phong, sự phân bố bền vững không có nghĩa là trong suốt cả mùa chỉ có một xoáy nghịch hay một xoáy thuận cố định ở một vùng. Ví dụ mùa đông ở Đông Á có hàng loạt xoáy nghịch và xoáy thuận thay thế nhau liên tục, nhưng trong đó xoáy nghịch tồn tại tương đối lâu, số ngày hoạt động của xoáy nghịch vượt xa nhiều lần số ngày tồn tại của xoáy thuận, nên kết quả xoáy nghịch được biểu hiện trên bản đồ khí hậu, và gió hướng bắc chính là gió ở phần phía đông của xoáy nghịch chiếm ưu thế hơn các hướng gió khác ; đây chính là chế độ gió mùa mùa đông ở Đông Á. Trong những vùng khác của Trái Đất những xoáy thuận và xoáy nghịch nhanh chóng thay thế nhau đều đặn, loại này không có ưu thế hơn loại kia, chế độ gió được thay đổi không giống chế độ gió mùa, tình hình như thế phản lớn thấy ở châu Âu.

Vậy gió mùa có liên quan với hoạt động của xoáy và tất cả các dòng khí khác trên Trái Đất. Gió mùa được thể hiện ở các vùng, mà ở đấy có xoáy thuận và xoáy nghịch khá bền vững và có ưu thế trong từng mùa.

Đặc biệt, gió mùa bền vững được thể hiện mạnh ở các vĩ độ nhiệt đới nên người ta gọi chúng là gió mùa nhiệt đới. Ở Thái Bình Dương và Đại Tây Dương gió mùa kém phát triển (ngoài phần phía tây Thái Bình Dương gần lục địa châu Á và Indônêxia). Trong vùng nhiệt đới của các đại dương này, gió tín phong chiếm ưu thế với hướng đông thịnh hành cả năm. Ở vùng Ấn Độ Dương hoàn lưu gió mùa nội chí tuyến thấy trên một không gian rộng lớn, trên toàn bộ phần phía bắc Ấn Độ Dương, Ấn Độ, Đông Dương, nam Trung Quốc, trên quần đảo Indônêxia, trên các vĩ tuyến thấp của nam Ấn Độ Dương đến tận Madagaxca, bắc Ôxtrâylia và cả trên diện tích rộng lớn của châu Phi xích đạo (đặc biệt ở phần phía đông của nó).

Điều kiện phát triển mạnh của gió mùa trong khu vực này có liên quan đến tính độc đáo về điều kiện địa lý tự nhiên của nó, đó chính là sự hiện diện của Ấn Độ Dương, của lục địa châu Á bao la ở phía bắc, gắn liền với lục địa châu Phi nằm trên cả hai bán cầu.

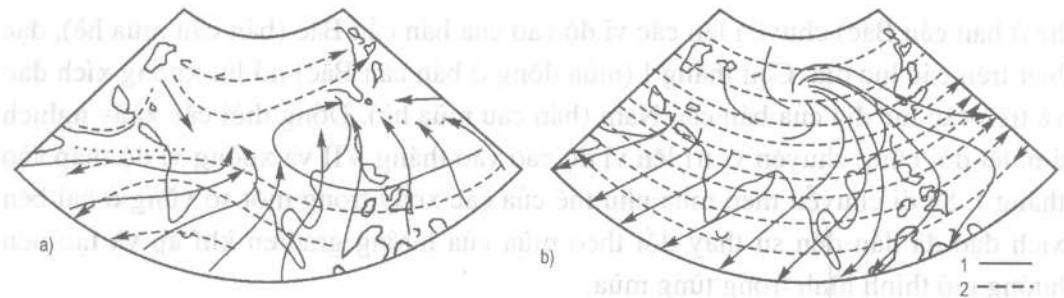
Điều kiện trực tiếp của chế độ gió mùa nhiệt đới là sự thay đổi vị trí theo mùa của xoáy nghịch á nhiệt đới và áp thấp xích đạo. Áp thấp xích đạo tháng VII (mùa

hè ở bán cầu Bắc) chuyển lên các vĩ độ cao của bán cầu Bắc (bán cầu mùa hè), đặc biệt trên các lục địa. Còn tháng I (mùa đông ở bán cầu Bắc) nó lùi xuống xích đạo và trên các lục địa của bán cầu Nam (bán cầu mùa hè). Đồng thời các xoáy nghịch á nhiệt đới cũng chuyển vị trí lên vĩ độ cao vào tháng VII và xuống vĩ độ thấp vào tháng I. Sự di chuyển theo mùa như thế của các xoáy trong một số vùng ở hai bên xích đạo đã dẫn đến sự thay đổi theo mùa của hướng gradien khí áp và tạo nên hướng gió thịnh hành trong từng mùa.

Mùa đông, gió mùa nhiệt đới cùng với tín phong hướng về xích đạo theo ngoại vi phía đông của xoáy nghịch trên bán cầu. Hướng gió mùa nhiệt đới mùa hạ ngược với tín phong, nhìn chung không phải hướng đông mà là hướng tây, hướng đến xích đạo theo ngoại vi phía tây áp thấp hiện có ở bán cầu.

Sự thay thế của gió mùa nhiệt đới nói chung là sự thay thế gió đông thịnh hành bằng gió tây thịnh hành và ngược lại. Như vậy nguyên nhân căn bản tạo thành gió mùa nhiệt đới là sự nóng lạnh khác nhau của hai bán cầu theo thời gian trong năm. Trên lục địa Phi, sự phân bố áp suất thay đổi rất mạnh từ tháng I đến tháng VII. Ở hoang mạc Xahara mùa hạ áp suất thấp thống trị, mùa đông là nhánh xoáy nghịch Axoras, còn ở Nam Phi mùa đông (tháng VII) cũng là xoáy nghịch, mùa hạ (tháng I) là dải áp thấp. Sự thay đổi khí áp này dẫn đến hướng của gradien khí áp ở châu Phi nhiệt đới thay đổi mạnh theo mùa trong một vùng rộng lớn và đây là nguyên nhân sinh ra gió mùa nhiệt đới.

Gió mùa nhiệt đới đặc biệt mạnh ở Ấn Độ Dương (H. 34). Có thể giải thích bằng sự thay đổi theo mùa rất mạnh của nhiệt độ. Lục địa châu Á rộng lớn, trải từ xích đạo lên phía bắc, mùa hạ rất nóng, mùa đông giá lạnh, trong mối quan hệ này dẫn tới sự thay đổi theo mùa của khí áp, mùa hạ áp thấp, mùa đông áp cao ở Nam Á và gió mùa ở đây phát triển mạnh lan rộng cách xa xích đạo : mùa hạ, về phía bắc đến tận Himalaya và hạ lưu sông Trường Giang. Ở bán cầu Nam, gió mùa Ấn Độ Dương phân bố hẹp hơn ; chỉ thấy ở bắc Ôxtrâylia do sự thay đổi theo mùa của nhiệt độ trên lục địa này làm ảnh hưởng lớn đến sự phân bố khí áp và ở vùng tây Ấn Độ Dương, gió mùa bao trùm ở bắc Madagaxka. Gió mùa nhiệt đới mùa đông ở vùng bắc Ấn Độ Dương là gió mùa đông bắc còn gió mùa mùa hạ là gió tây nam. Ở phía đông Trung Quốc các đường đẳng áp mùa đông và mùa hạ gần trùng với hướng kinh tuyến vì thế ở đây gió mùa mùa đông có hướng bắc hay tây bắc, còn mùa hạ có hướng nam hay đông nam phù hợp với trường khí áp trong khu vực này.



Hình 34. Gió mùa ở châu Á : Gió mùa mùa hạ (a);

gió mùa mùa đông (b) ; ở mặt đất (1) ; ở độ cao gần 7 km (2)

Ưu thế di chuyển của không khí mùa đông từ lục địa ra đại dương và mùa hạ từ đại dương vào lục địa dẫn đến những đặc điểm quan trọng về thời tiết và khí hậu của gió mùa nhiệt đới : Mùa mưa trùng với gió mùa mùa hạ, còn mùa khô thể hiện rõ vào thời kì gió mùa mùa đông. Mưa mùa hạ có liên quan với hoạt động của frông, nó xuất hiện giữa các nhánh của luồng gió mùa ; lượng mưa lớn còn do sự nâng lên của không khí ẩm theo sườn núi và một phần do đối lưu.

5.4.6. Gió tây, gió đông

Chế độ nhiệt của mặt đất cùng với động lực của không khí ở phần dưới của tầng đối lưu đã tạo nên các vòng đai khí áp cao, thấp xen kẽ nhau đó là đai áp thấp nhiệt lực ở xích đạo, đai áp cao động lực ở 30° - 35° vĩ tuyến bắc và nam, đai áp thấp động lực ở 60° - 65° vĩ tuyến bắc và nam, đai áp cao nhiệt lực ở Bắc cực và Nam cực. Gradien khí áp nằm ngang xuất hiện làm không khí chuyển động từ nơi áp cao đến nơi áp thấp (theo hướng kinh tuyến) bị lệch hướng về bên phải ở bán cầu Bắc, về bên trái ở bán cầu Nam hình thành gió tây ôn đới ở bán cầu Bắc có hướng tây - nam, ở bán cầu Nam có hướng tây - bắc. Gió đông nhiệt đới ở bán cầu Bắc có hướng đông - bắc, ở bán cầu Nam có hướng đông - nam và gió đông cực đới ở cực Bắc có hướng đông - bắc, ở cực Nam có hướng đông - nam.

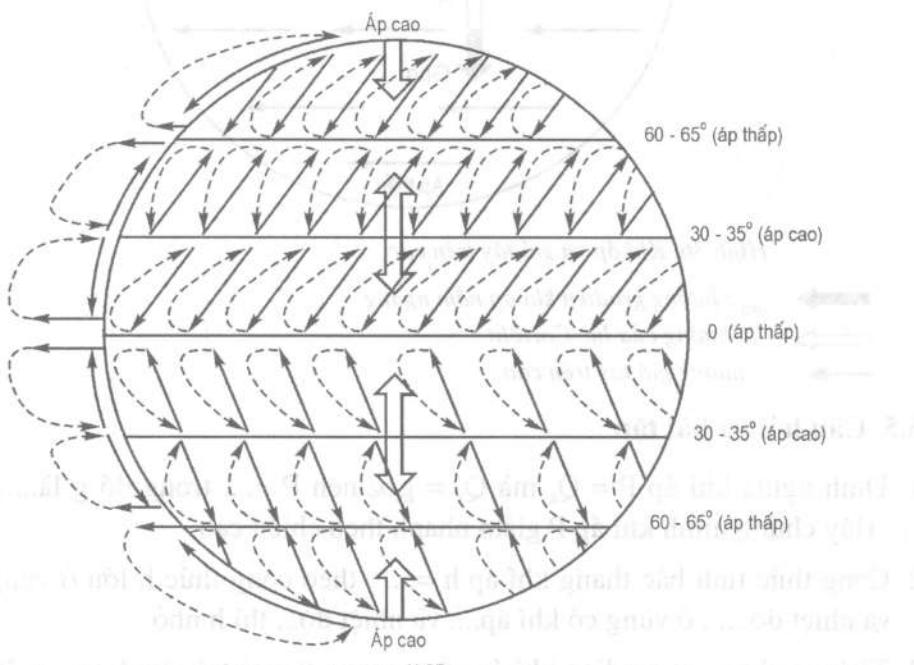
5.4.7. Gió tín phong (mậu dịch)

Gió đông nhiệt đới có hướng gió cố định thịnh hành quanh năm. Đây là loại giao thông vận tải đường thuỷ của người xưa khi dùng thuyền buồm nên được gọi là gió mậu dịch hay tín phong. Tín phong bán cầu Bắc và bán cầu Nam hội tụ lại khu vực xích đạo thành dải hội tụ tín phong. Dải hội tụ tín phong thường xuất hiện ở bán cầu mùa hè nên khi gió tín phong ở bán cầu mùa đông vượt xích đạo đến bán cầu mùa hè phải đổi hướng. Khi bán cầu Bắc là mùa hè thì tín phong đông

nam ở bán cầu Nam vượt qua xích đạo đổi hướng thành tây nam. Khi bán cầu Nam là mùa hè thì tín phong đông bắc ở bán cầu Bắc vượt qua xích đạo đổi hướng thành tây bắc. Trên khu vực tín phong có lớp nghịch nhiệt dày khoảng 300 - 400m ở độ cao khoảng hơn 1000m, có ảnh hưởng rất lớn đến khí hậu á nhiệt đới.

Gió tín phong hội tụ lại xích đạo kết hợp với động năng của vùng áp thấp ở đây đẩy không khí lên cao, đến độ cao 2 - 4 km toả ra hai phía đi về các vĩ độ cao có hướng ngược với hướng gió tín phong gọi là gió phản tín phong ở bán cầu Bắc có hướng tây nam, ở bán cầu Nam có hướng tây bắc và chuyển động đi xuống ở 30° - 35° độ vĩ tuyến bắc và nam. Đó là nguyên nhân hình thành đai áp cao động lực ở đây và thực hiện được vòng tuần hoàn vật chất và năng lượng trong khu vực nhiệt đới (H.34).

Vòng tuần hoàn vật chất và năng lượng giữa khu vực gió tây ôn đới và cực đới ở hai bán cầu cũng xuất hiện do dải hội tụ giữa gió tây ôn đới với gió đông cực đới kết hợp với động năng của vùng áp thấp động lực ôn đới đẩy không khí đi lên, đến độ cao 2 - 3 km toả ra hai phía rồi đi xuống tăng cường cho đai áp cao động lực ở 30° - 35° vĩ bắc và nam và đai áp cao nhiệt lực ở cực bắc và nam (H. 35).



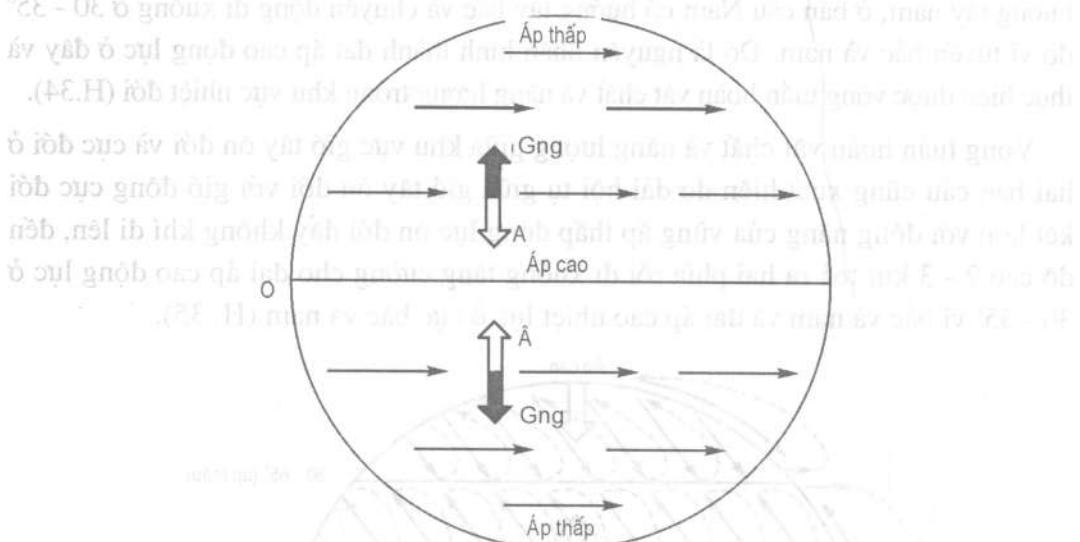
H 35

Hình 35. Các đai khí áp và các đới gió trên mặt đất

- hướng gradien khí áp nằm ngang
- hướng gió dưới thấp
- hướng gió trên cao

5.4.8. Gió tây trên cao

Ta đã biết bậc thang khí áp lớn ở xích đạo vì ở đây có nhiệt độ cao, khí áp thấp ; nhỏ ở hai cực vì ở đây có nhiệt độ thấp, khí áp cao, vì vậy khí áp theo chiều cao giảm chậm ở xích đạo, giảm nhanh ở hai cực nên đến độ cao khoảng 11 - 12 km sẽ có mặt đẳng áp trùng với mặt chuẩn thuỷ, nghĩa là ở đây gradien khí áp nằm ngang bằng không ($G_{ng} = 0$), bên trên độ cao này thì G_{ng} đổi hướng từ xích đạo về hai cực, cùng với lực Coriolit tạo nên gió hướng tây, ta gọi là gió tây trên cao (H.36).



Hình 36. Khí áp và gió tây trên cao

- G_{ng} : hướng gradien khí áp nằm ngang
- ↔ A : hướng của lực Coriolit
- : hướng gió tây trên cao.

5.5. Câu hỏi và bài tập

- Định nghĩa khí áp $P = Q_k$ mà $Q_k = g\rho z$ nên $P = \dots$ trong đó g là..., ρ là..., z là.... Hãy chứng minh khí áp P giảm nhanh theo chiều cao.
- Công thức tính bậc thang khí áp $h = \dots$, theo công thức h lớn ở vùng có khí áp.... và nhiệt độ.... , ở vùng có khí áp.... và nhiệt độ... thì h nhỏ.
- Tính và nhận xét gradien khí áp nằm ngang (G_{ng}) trên kinh tuyến 30° tây từ vĩ tuyến $40 - 60^\circ$ bắc và nam theo hình 15, 16 bản đồ khí áp tháng I và tháng VII.

Đáp số : {Tháng I : $G_{ng}(40-60^\circ)B\dots mb/1VT$; $G_{ng}(40-60^\circ)N\dots mb/1VT$

{Tháng VII : $G_{ng}(40-60^\circ)B\dots mb/1VT$; $G_{ng}(40-60^\circ)N\dots mb/1VT$

4. Gió là sự chuyển động tương đối của.... so với.... , gió được đặc trưng bởi.... tính bằng.... hay.... và.... gồm có.... hướng chính là.... và.... hướng phụ là....

5. Lực gây ra gió là lực.... gradien.... (Gng) được biểu thị bằng công thức $G_{ng} = \dots$. Công thức cho biết ở vùng có Gng lớn thì có tốc độ gió.... ngược lại ở vùng có Gng nhỏ có tốc độ gió....

6. Kể tên và viết công thức của các lực ảnh hưởng đến gió.

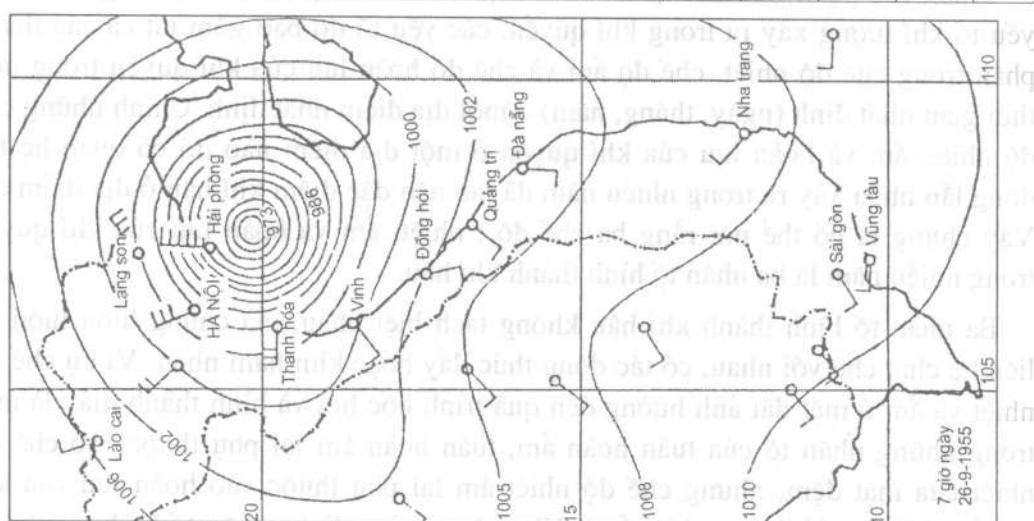
7. Xoáy thuận là vùng áp.... có các đường.... khép kín, gió thổi từ ngoài vào trong theo đường xoắn tròn ốc từ dưới lên trên ngược chiều kim đồng hồ ở.... theo chiều kim đồng hồ ở.... Trong khu vực xoáy thuận hoạt động có khí hậu....

8. Xoáy nghịch là vùng áp.... có các đường.... khép kín, gió thổi từ.... xuống Từ.... ra.... theo đường xoắn tròn ốc, ở.... theo chiều.... ở.... theo chiều.... Trong khu vực xoáy nghịch hoạt động có khí hậu.... ở phía đông xoáy nghịch có nhiệt độ.... hơn phía tây.

9. Sự khác nhau giữa frông nóng và frông lạnh, vẽ mô hình các loại frông đó. Mô tả sự thay đổi thời tiết khi chân frông nào đó đang lại gần, đến, đi qua địa điểm quan sát.

10. Xác định tốc độ (V^m/s) và hướng gió (H) tại các điểm trên hình 37. Biết ở Lào Cai $V = 5 m/s$ hướng BTB, ở Thanh Hoá $V = 15 m/s$ hướng Tây. Nhận xét sự thay đổi V và H trong cơn bão.

Hải Phòng		Thanh Hoá		Hà Nội		Lạng Sơn		Vinh		Quảng Trị		Đà Nẵng	
V	H	V	H	V	H	V	H	V	H	V	H	V	H



Hình 37. Khí áp và gió trong cơn bão

11. Nguyên nhân, quá trình hình thành mưa đối lưu. Ở quê hương bạn có loại mưa này không ? vào thời gian nào ?
12. Kể tên các loại gió đổi hướng theo chu kỳ ngày đêm. Ở quê hương bạn có loại gió này không ? cho biết nguyên nhân hình thành và cơ chế hoạt động của nó.
13. Kể tên các loại gió thổi từ trên núi xuống. Hãy cho biết nguyên nhân hình thành và cơ chế hoạt động của một loại gió này khi xuất hiện ở địa phương mình.
14. Gió đất - biển và gió mùa có gì giống nhau, khác nhau.
15. Vẽ mô hình thể hiện các đai khí áp và các đới gió trên mặt đất.
16. Vẽ các hướng gió tín phong và dải hội tụ của chúng vào ngày 22/XII, 21/III và 22/VI.
17. Trọng lượng cột không khí có tiết diện 1cm^2 , chiều cao z km : $Q_k = \rho g z$ đúng hay sai, tại sao ?
18. Một ngày hè nắng nóng, hai bạn A và B đi chơi biển, từ một xã miền đồi núi trọc tới biển khoảng 25km chỉ có một xe đạp. A nói sáng đi chiều về, B nói chiều đi sáng về. Nếu bạn đi thì nên nghe ai, tại sao ?

§6. KHÍ HẬU

6.1. Các nhân tố hình thành khí hậu

Trong các phần trên chúng ta đã làm quen với các quá trình diễn biến của các yếu tố khí tượng xảy ra trong khí quyển, các yếu tố đó bao gồm tất cả các thành phần trong chế độ nhiệt, chế độ ẩm và chế độ hoàn lưu của khí quyển trong một thời gian nhất định (ngày, tháng, năm) ở một địa điểm nhất định. Chính những chế độ nhiệt, ẩm và hoàn lưu của khí quyển ở một địa điểm nào đó có quan hệ tác động lẫn nhau xảy ra trong nhiều năm đã tạo nên đặc điểm khí hậu ở địa điểm ấy. Vậy chúng ta có thể nói rằng ba chế độ : nhiệt, ẩm và hoàn lưu của khí quyển trong nhiều năm là ba nhân tố hình thành khí hậu.

Ba nhân tố hình thành khí hậu không tách biệt nhau, mà chúng luôn luôn có liên hệ chặt chẽ với nhau, có tác động thúc đẩy hoặc kìm hãm nhau. Ví dụ chế độ nhiệt và ẩm ở mặt đất ảnh hưởng đến quá trình bốc hơi và hình thành mây là một trong những nhân tố của tuần hoàn ẩm, tuần hoàn ẩm lại phụ thuộc vào chế độ nhiệt của mặt đệm, nhưng chế độ nhiệt ẩm lại phụ thuộc vào hoàn lưu của khí quyển (đối lưu, bình lưu nhiệt ẩm). Như vậy rõ ràng là ba nhân tố hình thành khí hậu có quan hệ nhân quả với nhau.

6.2. Các nhân tố địa lí ảnh hưởng đến khí hậu

Khí hậu trên Trái Đất, bất kì ở đâu và trong khoảng thời gian nào cũng đều được tạo thành bởi ba nhân tố nhiệt, ẩm, hoàn lưu nhưng thực tế khí hậu giữa các nơi lại rất khác nhau, thậm chí giữa những khu vực cùng chung vĩ độ địa lí, hoặc cách nhau không xa, chỉ một sườn núi của dãy núi cao, dài, hoặc giữa chân núi và đỉnh núi. Khí hậu cũng rất khác nhau giữa những vùng có thực vật bao phủ và những vùng đất trống, giữa những bề mặt lạnh và nóng, giữa mặt đất liền và mặt đại dương. Sự khác nhau đó được tạo ra bởi các nhân tố địa lí như : vĩ độ địa lí, mặt đệm (địa hình bề mặt đất, lục địa, đại dương, dòng biển nóng hay lạnh, lớp phủ thực vật, vv...). Đặc điểm của các nhân tố địa lí này ảnh hưởng rất lớn đến trị số của các yếu tố trong ba nhân tố nhiệt, ẩm và hoàn lưu của khí quyển.

Vậy khi xét đặc điểm khí hậu ở một khu vực nào đó trên Trái Đất, việc đầu tiên là phải xem xét về đặc điểm địa lí tự nhiên khu vực ấy, từ đó mới có thể tìm được chính xác nguyên nhân hình thành khí hậu, mới có thể dự báo đúng và khai thác tài nguyên khí hậu đó một cách hợp lí.

6.3. Phân loại và phân đới khí hậu

Quá trình hình thành khí hậu trên Trái Đất, trong những điều kiện địa lí khác nhau đã tạo nên những đặc điểm khí hậu khác nhau. Khí hậu trên địa cầu rất khác nhau và rất phức tạp, rất ít khi khí hậu ở hai nơi hoàn toàn giống nhau. Tuy vậy, nhiều nơi cũng có những nét tương tự, gần giống nhau, nên người ta có thể dựa vào đó để quy chúng về cùng một loại khí hậu. Phân loại khí hậu, đồng thời cũng nhằm xác định luôn phạm vi thống trị của từng loại khí hậu trên mặt đất. Như vậy có nghĩa là khi phân loại khí hậu, đồng thời cũng là phân đới khí hậu luôn.

Về vấn đề phân loại khí hậu, đã có nhiều tác giả dựa trên những quan điểm khác nhau để tiến hành, tuy nhiên đây là một vấn đề khá phức tạp, mặc dù các phương pháp ngày càng được hoàn thiện hơn nhưng vẫn còn phải tiếp tục nghiên cứu. Dưới đây là cách phân loại khí hậu theo quan điểm riêng của một số tác giả, những kết quả nghiên cứu của họ có ý nghĩa khoa học và thực tiễn nhất định.

6.3.1. Phân loại khí hậu của Cöpen :

Nhà khí hậu học Cöpen (Đức) đã dựa vào nhiệt độ, lượng mưa trung bình tháng và năm đã đo được ở các đài trạm trên địa cầu để phân loại khí hậu và ông đã phân khí hậu toàn thế giới thành năm loại, thống trị trên năm đới là : nhiệt đới, á nhiệt đới, ôn đới, hàn đới và cực đới. Chỉ tiêu phân loại của các đới như sau :

Nhiệt đới ẩm (A) : nhiệt độ tháng lạnh nhất không thấp hơn 18°C. Lượng mưa năm không ít hơn 750 mm.

Nhiệt đới khô (B) : là đới khô nóng. Nhiệt độ trung bình tháng nóng nhất lớn hơn 20°C. Lượng mưa trung bình năm tính bằng cm không quá 2 (T+7), những năm mưa nhiều nhất : mùa hạ không quá 2 (T+14), mùa đông không vượt quá 2T (T là nhiệt độ trung bình năm).

Ôn đới (C) : nhiệt độ tháng lạnh thấp hơn 18°C nhưng cao hơn -3°C. Lượng mưa năm khi lớn nhất : mùa hạ lớn hơn 2 (T+14), mùa đông nhỏ hơn 2T.

Hàn đới (D) : nhiệt độ trung bình tháng ám nhất cao hơn 10°C, tháng lạnh nhất nhỏ hơn -3°C, mùa đông tuyết phủ liên tục.

Cực đới (E) : là đới băng tuyết, nhiệt độ của tháng ám nhất cũng thấp hơn 10°C.

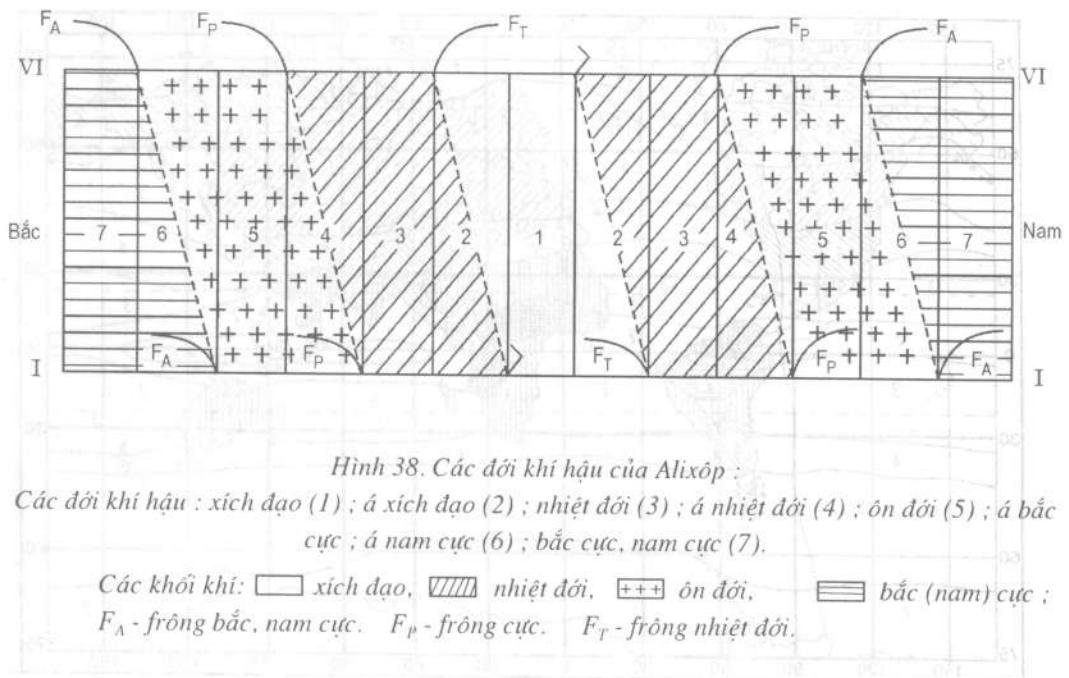
Trong các đới A, C, D rừng phát triển mạnh, còn đới B thì đồng cỏ và hoang mạc chiếm ưu thế. Trong mỗi đới A, B, C, D tác giả lại căn cứ vào biến trình năm (như ám cả năm, khô mùa hạ, khô mùa đông) để phân chia các kiểu khí hậu.

6.3.2. Phân loại khí hậu của Alixôp :

Alixôp - nhà khí hậu học Nga đã căn cứ vào hoàn lưu chung của khí quyển để phân loại và phân đới khí hậu. Trên mỗi bán cầu, tác giả chia ra bốn đới khí hậu chính. Đó là : đới xích đạo chung cả hai bán cầu, nhiệt đới, ôn đới và cực đới (đới bắc cực ở bán cầu Bắc và bán cầu Nam). Đặc điểm của các đới khí hậu chính là quanh năm (mùa hạ cũng như mùa đông) chỉ có một khối khí thống trị. Ví dụ ở đới xích đạo là khối khí đạo, ở đới nhiệt đới là khối khí nhiệt đới thống trị v.v...

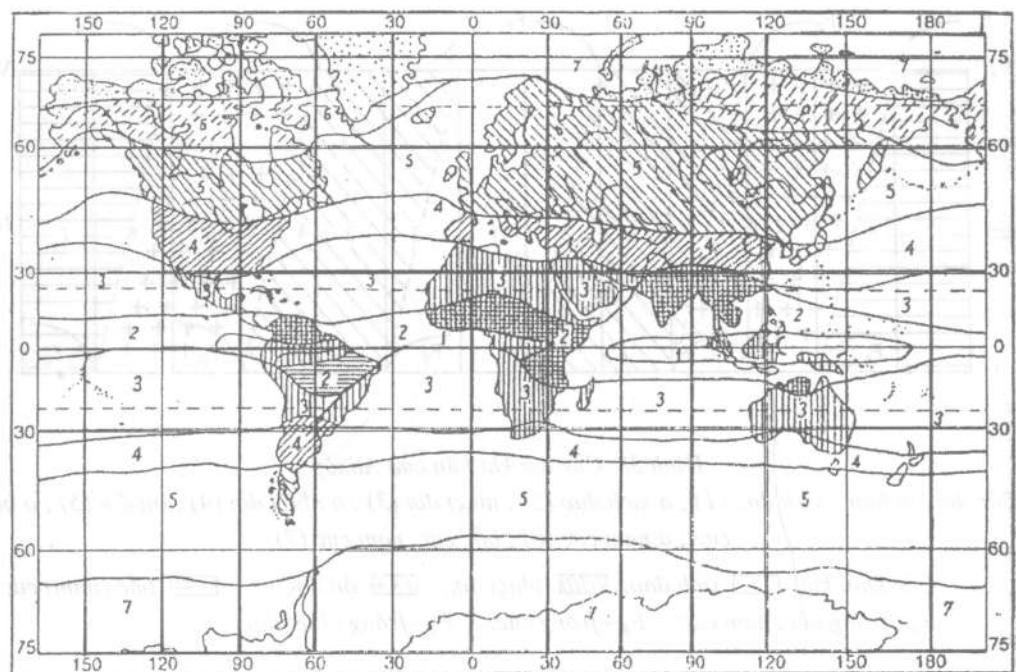
Giữa hai đới chính là đới chuyển tiếp (hay á đới), trên mỗi bán cầu có ba á đới. Đặc điểm của các á đới là trong một năm có hai khối khí thay nhau thống trị. Mùa hạ là khối khí gần xích đạo hơn tràn lên, mùa đông là khối khí xa xích đạo hơn tràn xuống. Ba á đới đó là : á xích đạo, nằm giữa đới xích đạo và đới nhiệt đới, mùa hạ có khối khí xích đạo, mùa đông là khối khí nhiệt đới thống trị. Á nhiệt đới nằm giữa nhiệt đới và ôn đới, mùa hạ có khối khí nhiệt đới, mùa đông có khối khí ôn đới thống trị. Á cực đới nằm giữa ôn đới và đới bắc (nam) cực, mùa hạ có khối khí ôn đới, mùa đông có khối khí bắc (nam) cực thống trị.

Như vậy là mỗi bán cầu có bảy đới (bốn chính và ba phụ), các đới được ngăn cách với nhau bởi vị trí của frông khí hậu tháng 1 và tháng 7. Ví dụ đới nhiệt đới ở giữa vị trí mùa hạ của frông nhiệt đới (F_T) và vị trí mùa đông của frông ôn đới (cực) (F_p). Đới á nhiệt đới ở giữa vị trí frông cực (F_p) mùa hạ và mùa đông (H. 37).



Về lí thuyết thì mỗi đới khí hậu là một vòng đai khép kín và ranh giới giữa chúng song song với vĩ tuyến (H. 38) nhưng trong thực tế thì có những đới bị cắt đứt bởi những đới khác phình ra, chẳng hạn như đới á bắc cực (6) không có ở châu Âu và ở bán cầu Nam đới này không có ; đới nhiệt đới (3), ở vùng Đông Nam Á cũng không thấy và được thay bằng đới gió mùa nhiệt đới do đới á xích đạo phát triển rộng ra (H. 39).

Mỗi đới khí hậu, Alixôp lại chia ra bốn kiểu : đại dương và kiểu lục địa, phân biệt theo đặc điểm của nhiệt độ, độ ẩm, do ảnh hưởng của mặt đệm. Kiểu bờ đông và kiểu bờ tây lục địa, phân biệt theo đặc điểm của hoàn lưu khí quyển và dòng biển. Tất nhiên là không phải đới nào cũng có đủ cả bốn kiểu, mà cũng có đới thiếu kiểu này hay kiểu khác tuỳ theo điều kiện địa lí cụ thể của từng đới.



Hình 39. Lược đồ các đới khí hậu theo Alixóp

I. Xích đạo ; 2. Á xích đạo ; 3. Nhiệt đới ; 4. Á nhiệt đới ; 5. Ôn đới ; 6. Á cực đới ; 7. Cực đới.

6.4. Các đới và các kiểu khí hậu

6.4.1. Đới khí hậu xích đạo :

Góc nhập xạ lớn, ít thay đổi trong năm, bức xạ Mặt Trời tổng cộng lớn, trung bình 140 - 150 kcal/cm². Bức xạ nghịch của khí quyển lớn nên cân bằng bức xạ của mặt đệm ở đây lớn nhất so với các địa điểm khác trên Trái Đất. Trên các lục địa trung bình 80 kcal/cm² năm, trên đại dương 100 - 120 kcal.cm² năm. Năng lượng này chủ yếu dùng cho bốc hơi (75%), do đó nhiệt độ ở đây không phải là cao nhất, đới lưu nhiệt ở đây phát triển rất mạnh tạo nên dải áp thấp xích đạo, gió yếu không ổn định. Gió tín phong đưa hơi nước từ các đại dương vùng nhiệt đới vào các vĩ độ xích đạo, một phần được ngưng kết lại thành mưa tại đây, còn lại nhờ phản tín phong lại đưa ra vùng nhiệt đới. Nhìn chung khí hậu ở đây đủ nhiệt ẩm, tạo điều kiện cho thực vật phát triển quanh năm.

a) *Kiểu khí hậu xích đạo lục địa* : Ở xích đạo, khí hậu lục địa ít khác biệt với khí hậu đại dương, vì lục địa hẹp, chế độ thuỷ văn phong phú, mạng lưới sông

suối, đầm, hồ dày đặc. Hàng năm ở đây tích luỹ được một lượng nhiệt lớn, trung bình 80 - 90 kcal/cm², phần lớn số năng lượng này dành cho sự bốc hơi và để đối nóng không khí. Năng lượng dùng để bốc hơi được trả lại khi hơi nước ngưng kết một phần lớn, phần còn lại được các dòng không khí chuyển ra khỏi khu vực xích đạo.

Nhiệt độ trung bình năm khoảng 24 - 28°C, biên độ năm nhỏ hơn biên độ ngày. Biên độ ngày khoảng 10 - 15°C. Nhiệt độ các tháng trong năm ít có trường hợp vượt quá 30°C và cực tiểu ít khi thấp hơn 20°C.

Độ ẩm không khí lớn, độ ẩm tuyệt đối lớn hơn 30gam/m³, độ ẩm tương đối tháng nhỏ nhất cũng cao hơn 70%. Lượng mưa trung bình đạt tới 2000 mm/năm, phân bố trong năm không theo một quy luật nhất định, thỉnh thoảng có địa điểm xuất hiện hai cực đại vào dịp xuân và thu phân, khi Mặt Trời lên thiêng đỉnh (đối lưu nhiệt mạnh). Mưa chủ yếu là mưa đối lưu nên thường mưa vào buổi chiều, mưa rào hạt nước lớn và kèm theo dông tố dữ dội. Thỉnh thoảng có mưa frông kéo dài. Mưa rơi thường xuyên, hàng tháng trung bình có tới 25 ngày có mưa, mưa lớn ở các sườn đón gió và cả các dãy núi ngoài bờ biển (Bảng 11, 12).

Ánh sáng, nhiệt, ẩm dồi dào quanh năm là điều kiện thuận lợi cho thực vật phát triển nên cảnh quan ở xích đạo là rừng ẩm xanh quanh năm.

b) *Kiểu khí hậu xích đạo đại dương* : Cân bằng bức xạ của mặt đại dương lớn hơn lục địa một ít. Phần lớn năng lượng dùng cho bốc hơi nước, phần còn lại dùng để đối nóng các dòng biển lạnh (dòng biển lạnh chảy vào xích đạo ở phía đông các đại dương và được tiếp tục ở vùng nhiệt đới bằng những dòng biển nóng ở phần phía tây các đại dương).

Nhiệt độ trung bình tháng dao động từ 25 - 28°C, lượng mưa trung bình 2000 mm/năm. Ở đây thường có mưa dông vào ban đêm, vì ban đêm không khí trên mặt đại dương phân bố không bền vững (Bảng 13).

Bảng 11: Nhiệt độ ($t^{\circ}\text{C}$) lượng mưa (M^{mm}) độ ẩm tương đối (%) khí hậu xích đạo lục địa

Tháng	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Năm	Biên độ
$t^{\circ}\text{C}$	25,9	25,7	25,8	25,7	26,2	26,4	26,5	27,2	27,5	27,4	27,2	26,5		1,8
M^{mm}	264	256	280	261	182	95	60	40	58	110	152	219	1977	240
(%)	80	80	81	82	82	80	77	75	73	74	76	80		9

Bảng 12: Nhiệt độ ($t^{\circ}\text{C}$) lượng mưa (M^{mm}) độ ẩm tương đối (%) khí hậu xích đạo núi cao, Biên độ (Δ)

Tháng	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Năm	Δ
$t^{\circ}\text{C}$	13,1	13,0	13,0	13,1	13,1	13,0	13,0	13,2	13,3	12,9	12,9	13,2		0,4
M^{mm}	124	134	159	181	130	49	18	24	81	132	109	109	1250	
(%)	79	77	80	81	79	69	61	59	66	74	76	77		

Bảng 13: Nhiệt độ ($t^{\circ}\text{C}$) lượng mưa (M^{mm}) độ ẩm tương đối (%) khí hậu xích đạo đại dương

Tháng	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Năm	Biên độ
$t^{\circ}\text{C}$	28,2	28,3	28,2	28,2	28,4	28,2	28,1	28,2	28,6	28,7	28,6	29,4		1,3
M^{mm}	287	212	190	152	117	118	142	103	93	93	139	206	1857	194

6.4.2. Đới khí hậu gió mùa á xích đạo

Khí hậu gió mùa á xích đạo được hình thành dưới tác động di chuyển theo mùa của frông nhiệt đới. Mùa hạ, gió mùa xích đạo lan rộng lên phía nhiệt đới nên độ ẩm không khí được tăng lên, biên độ ngày của nhiệt độ giảm xuống, mưa và mưa rào bắt đầu rơi và chiếm ưu thế. Mùa đông, gió mùa thực chất là gió tín phong, độ ẩm trong lục địa giảm mạnh, biên độ ngày của nhiệt độ tăng, lượng mưa giảm hẳn đi. Như vậy, khí hậu gió mùa á xích đạo được hình thành từ hai chế độ khí hậu độc lập với nhau (Bảng 14).

Hướng của gió mùa xích đạo được xác định bởi ảnh hưởng của vùng áp thấp mùa hạ trên lục địa của khu vực nhiệt đới, còn mùa đông chịu ảnh hưởng của áp cao cũng trên lục địa đó (H. 15 ; H. 16).

a) *Kiểu khí hậu gió mùa á xích đạo lục địa.* Giới hạn của gió mùa á xích đạo lục địa là vĩ độ 18, giới hạn xa nhất về phía bắc đi qua Ấn Độ và bán đảo Đông Dương. Đặc điểm của khí hậu gió mùa á xích đạo lục địa là ẩm vào mùa hạ, khô vào mùa đông (Bảng 4). Thực vật ở đây là xa van cây rụng lá mùa khô.

Mùa hạ, frông nhiệt đới tràn sâu vào lục địa, thường thường không có mưa vì có khói khí nhiệt đới thống trị. Mưa ở đây xuất hiện là nhờ không khí ẩm của xích đạo tràn đến nên thường là mưa rào, mưa dồi lưu, ở các đồng bằng xa xích đạo lượng mưa giảm hẳn đi.

Biến trình năm của nhiệt độ không khí có hai cực tiểu (chính vào mùa đông, phụ vào mùa hạ), hai cực đại (vào mùa xuân và mùa thu, trong đó mùa xuân là chính), mùa xuân thường xảy ra khô hạn vì gió mùa ẩm xích đạo đến muộn.

Lượng mưa hàng năm ở các đồng bằng ít khi vượt quá 1000 mm, nhất là những khu vực gần nhiệt đới lượng mưa không đáng kể, lượng mưa tăng nhanh ở các sườn đón gió đạt tới 5000 - 6000 mm/năm, sườn nam dãy Himalaya lượng mưa lớn nhất thế giới - 12020 mm/năm ở Sérapundi (25° B ; 90° Đ thuộc Ấn Độ).

b) *Kiểu khí hậu gió mùa á xích đạo đại dương :* Cũng như trên các lục địa, khí hậu đại dương có đặc điểm là các dòng không khí thay đổi theo mùa. Mùa đông khói khí nhiệt đới tràn vào và phân bố bền vững. Ngược lại, mùa hạ không khí ẩm từ xích đạo tràn lên, phân bố không bền vững. Vì vậy ở đây mùa đông mưa ít, nhiệt độ thấp hơn mùa hạ từ $2 - 3^{\circ}$, mùa hạ mưa nhiều.

Bảng 14: Nhiệt độ (t°) lượng mưa (M) độ ẩm tương đối (r). Biên độ Δ khí hậu gió mùa á nhiệt đới lục địa

Tháng	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Năm	Δ
$t^{\circ}\text{C}$	16,4	19,0	24,9	30,6	34,3	34,0	30,1	29,0	28,9	26,4	21,0	16,7		
M^{mm}	19	20	9	5	6	96	298	325	163	48	9	6		
$r\%$														
El - Obaido 13°B, 30°B 575 ^m														
$t^{\circ}\text{C}$	20,1	21,8	25,3	28,5	30,1	29,0	26,7	25,6	26,6	27,8	24,9	21,1		
M^{mm}	0	0	1	2	18	33	104	129	75	76	0	0		
$r\%$	33	25	21	23	35	47	64	70	59	40	29	29		
Kuiaba 15°N, 56°T 235 ^m														
$t^{\circ}\text{C}$	27,1	27,0	27,0	26,9	25,8	23,9	23,8	25,6	27,4	28,1	27,6	27,2		
M^{mm}	245	227	207	103	51	9	6	28	52	112	153	201		

Bảng 15: Nhiệt độ (t°) lượng mưa (M) độ ẩm tương đối (r). Biên độ Δ khí hậu gió mùa á nhiệt đới bờ tây lục địa

Tháng	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Năm	Δ
Bom bay, 19°B, 73°D, 11 ^m														
$t^{\circ}\text{C}$	24,0	24,0	26,3	28,3	29,7	28,8	27,4	27,0	27,1	28,0	27,2	25,5		
M^{mm}	3	2	1	2	18	478	638	366	287	66	14	2		
$r\%$	72	71	75	77	76	83	87	87	86	81	73	72		
Porto Darvi, 12°N, 130°D, 30 ^m														
$t^{\circ}\text{C}$	28,8	28,6	28,9	28,9	27,6	26,0	25,2	26,3	28,2	29,6	29,9	29,6		
M^{mm}	388	342	345	105	16	3	2	2	13	50	119	248		
$r\%$	79	80	78	72	62	61	58	62	64	65	67	73		

Bảng 16: Nhiệt độ (t°) lượng mưa (M) độ ẩm tương đối (r), khí hậu á nhiệt đới lục địa

Tháng	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Năm	Δ
Dar - ec - Calam. $7^{\circ}\text{N}, 39^{\circ}\text{Đ} 76^{\text{m}}$														
$t^{\circ}\text{C}$	27,8	28,0	27,5	26,4	25,6	24,4	23,6	23,9	25,0	26,1	27,2			
M^{mm}	65	62	130	277	189	34	27	65	29	42	70	90		
$r\%$	79	79	82	84	82	77	77	76	75	77	78			
Djorditau, $7^{\circ}\text{B}, 58^{\circ}\text{T}, 2^{\text{m}}$														
$t^{\circ}\text{C}$	26,3	26,4	26,7	27,0	27,0	26,7	26,8	27,3	27,8	27,8	27,5	26,7		
M^{mm}	234	136	156	160	298	324	300	179	86	82	150	312		

Bảng 17: Nhiệt độ (t°) lượng mưa (M) độ ẩm tương đối (r), khí hậu nhiệt đới lục địa

Tháng	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Năm	Δ
El - Golea, $30^{\circ}\text{B}, 3^{\circ}\text{T}, 383^{\text{m}}$														
$t^{\circ}\text{C}$	9,8	12,5	16,8	20,9	25,9	31,2	34,0	33,2	29,5	22,8	16,0	10,6		
M^{mm}	5,4	3,8	2,3	0,9	0,5	0	0,4	1,1	3,8	3,5	10,0			
$r\%$	65	56	48	39	36	30	32	36	38	47	60	63		
BinMa, $19^{\circ}\text{N}, 13^{\circ}\text{Đ}, 355^{\text{m}}$														
$t^{\circ}\text{C}$	17,2	19,0	23,6	28,8	32,1	33,2	33,4	32,8	31,4	27,3	23,2	17,8		
M^{mm}	0,2	0	0	0,1	0,4	0,6	2,7	10,0	3,6	2,0	0	0,2		
$r\%$	32	26	23	18	24	25	32	47	32	27	32	35		

Ở bán cầu Bắc gió mùa á xích đạo có trên tất cả các đại dương, còn bán cầu Nam chỉ thấy ở Án Độ Dương và phía tây Thái Bình Dương ; cũng phân bố xa xích đạo như trên các lục địa. Giới hạn ngoài của khu vực gió mùa xích đạo ở bán cầu Bắc và Nam nằm gần các vĩ tuyến 10 - 12°. Ở đây thường xuyên có xoáy thuận nhiệt đới với tốc độ gió lớn.

c) *Kiểu khí hậu á xích đạo lục địa bờ tây*. Mùa đông không khí lục địa nhiệt đới theo gió tín phong tràn xuống gây ra khô hạn ; mùa hạ không khí xích đạo tràn lên thống trị, kèm theo hoạt động của xoáy thuận và đối lưu nhiệt gây mưa. Lượng mưa trung bình năm khoảng 1500 mm (Bảng 15).

d) *Kiểu khí hậu á xích đạo lục địa bờ đông*. Mùa đông trên bán cầu Bắc, gió tín phong theo hướng đông bắc tràn vào bờ phía đông Nam Mĩ và châu Phi ; mùa đông ở bán cầu Nam có gió tín phong đông nam. Như vậy ở phía tây các đại dương, các khối khí phân bố có phần bền vững nên thường xảy ra khô hạn ở các bờ là đồng bằng, còn ở các bờ có núi lượng mưa được tăng lên (Bảng 16).

6.4.3. *Đổi khí hậu nhiệt đới :*

Khối khí nhiệt đới rất ít hơi nước vì trên lục địa nước bốc hơi ít, còn trên các đại dương lại có nghịch nhiệt tín phong cản trở sự trao đổi không khí theo chiều thẳng đứng. Lượng mây ở đây ít, tổng xạ Mặt Trời rất lớn, trên lục địa 180 - 200 kcal/cm² năm, trên đại dương 160 kcal/cm²/năm. Cân bằng bức xạ lại rất thấp, trung bình năm trên lục địa 60 kcal/cm², trên bề mặt đại dương 80 - 100 kcal/cm².

a) *Kiểu khí hậu nhiệt đới lục địa*. Độ ẩm ở lục địa nhiệt đới cực kì thấp. Nhiệt độ chỉ cao vào mùa hạ, nhiệt độ không khí đạt tới 40°C, còn nhiệt độ của mặt cát hoang mạc lớn hơn 80°C. Biên độ năm và đặc biệt là biên độ ngày của nhiệt độ lớn.

Mưa rất ít, nhưng đôi khi có cường độ lớn, thậm chí sinh ra lũ lụt. Ít mưa vì tổng lượng bốc hơi nhỏ, nằm xa trung tâm hoạt động của xoáy thuận, và mực ngưng kết ở khá cao. Độ ẩm tương đối vào mùa hạ khoảng 30% (Bảng 17), phong hoá vật lí chiếm ưu thế hơn hẳn các loại phong hoá khác. Gió ở đây mạnh và giữ vai trò quan trọng trong quá trình hình thành địa hình trong sa mạc.

b) *Kiểu khí hậu nhiệt đới đại dương*. Lượng bốc hơi ở đây lớn. Biên độ dao động nhiệt nhỏ, độ ẩm không khí lớn, ít mây hơn ở xích đạo.

Nhân tố ảnh hưởng tới sự hình thành khí hậu rất quan trọng ở đại dương nhiệt đới là sự tồn tại của lớp nghịch nhiệt tín phong. Ở phía đông các đại dương lớp

nghịch nhiệt tín phong ở vị trí thấp (giới hạn dưới gần 500m), sự tồn tại của các dòng biển lạnh làm giảm lượng mưa, hạ thấp nhiệt độ không khí. Bên dưới lớp nghịch nhiệt, độ ẩm tương đối trong những vùng có dòng biển lạnh (Canari, Benghêla, Péru, Caliphocnia...) vượt quá 80%.

Trong khu vực tín phong trên các đại dương có các xoáy thuận (bão) nhiệt đới hoạt động, tuy thưa thớt nhưng cũng là một đặc điểm của khí hậu ở đây.

c) *Kiểu khí hậu nhiệt đới bờ tây lục địa*. Dòng không khí lạnh thường xuyên tràn vào theo rìa phía đông của xoáy nghịch trên đại dương. Ở đây có nhiệt độ trung bình là (18 - 20°C), thấp hơn so với các nơi khác có cùng vĩ độ địa lý. Biên độ dao động nhiệt nhỏ, sương mù thường xuyên được hình thành. Gió đất - biển phát triển mạnh, đặc biệt là gió biển (Bảng 19).

d) *Kiểu khí hậu nhiệt đới bờ đông lục địa*. Các khối khí biển thường xuyên tràn vào theo rìa phía tây của các xoáy nghịch trên đại dương nên khác với bờ tây là nhiệt độ ở đây cao hơn, lượng mưa lớn vì nghịch nhiệt tín phong ở đây yếu hơn và thường nằm ở độ cao trên mực ngưng kết. Trên các sườn dồn gió tín phong lượng mưa được tăng lên, nhưng gió tín phong ở dưới thấp nên lượng mưa giảm theo chiều cao. Bên sườn khuất gió, lượng mưa lại giảm hẳn đi. Ví dụ vùng tây nam Madagaxca rất khô hạn (Bảng 20).

6.4.4. Đới khí hậu á nhiệt đới

Ở khu vực á nhiệt đới, chế độ bức xạ và đặc điểm hoàn lưu khí quyển mùa đông giống khu vực ôn đới, mùa hạ giống khu vực nhiệt đới.

Năng lượng Mặt Trời hàng năm so với khu vực nhiệt đới giảm đi 20%, còn dao động theo mùa lại tăng lên. Mùa đông xoáy thuận chiếm ưu thế, vì vậy thường xuyên có các khối khí lạnh (khối khí ôn đới) tràn về, có khi có tuyết rơi. Mùa hạ đường di chuyển của xoáy thuận được chuyển lên các vĩ độ cao hơn, trên các đại dương xoáy nghịch phát triển, còn trên các lục địa thì các vùng áp thấp được hình thành do nhiệt lực và rất ít di chuyển.

a) *Kiểu khí hậu á nhiệt đới lục địa*. Mùa hạ nóng, mùa đông tương đối lạnh, phân bố của không khí theo chiều cao không bền vững.

Mùa hạ, hoạt động của xoáy thuận yếu, năng lượng Mặt Trời dần xuống lớn, lượng mưa ít nên thường khô hạn. Cân bằng bức xạ tương tự ở khu vực nhiệt đới, chủ yếu dùng để đốt nóng không khí, nhiệt độ trung bình của các tháng mùa hạ dưới 30°C, cực đại có thể vượt quá 30°C. Biên độ nhiệt độ ngày tuy có nhở hơn khu vực nhiệt đới nhưng vẫn còn lớn.

Bảng 18: Nhiệt độ (t') luồng mưa (M) độ ẩm tương đối (r), khi hậu nhiệt đới núi cao

Tháng	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Năm	Δ
México, 19°N 99°W. 2259m														
t°C	12.8	14.7	16.4	17.8	18.4	17.7	16.7	16.8	15.4	14.0	12.9			
Mm	6	5	12	17	47	96	118	108	98	34	12	7	559	
r%	53	48	45	45	51	62	67	68	70	65	61	58		

Bảng 19: Nhiệt độ ($^{\circ}\text{C}$) lượng mưa (M) độ ẩm tương đối (r), khí hậu nhiệt đới bờ tây lục địa

Bảng 20: Nhiệt độ (t°) lượng mưa (M) độ ẩm tương đối (r), khí hậu á nhiệt đới hờ đồng lục địa

Tháng	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Năm	Δ
Markis, 26°N, 33°B 39 ^m														
$t^{\circ}\text{C}$	25,4	25,5	24,6	23,1	20,6	18,5	18,2	19,2	20,6	22,2	23,4	24,7		
M^{mm}	130	135	113	53	28	27	14	13	32	48	82	101		
$r\%$	70	70	72	69	68	66	67	65	64	65	67	68		
Janákyrő, 22°N, 43°T 60 ^m														
$t^{\circ}\text{C}$	25,9	26,1	25,4	24,0	22,2	20,9	20,4	20,9	21,3	22,1	23,3	24,8		
M^{mm}	124	123	133	108	80	58	42	44	67	82	105	136		

Bảng 21: Nhiệt độ (t°) lượng mưa (M) độ ẩm tương đối (r), khí hậu á nhiệt đới hờ đồng lục địa

Tháng	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Năm	Δ
Tegram, 36°B, 51°Đ, 1190 ^m														
$t^{\circ}\text{C}$	2,6	4,7	9,7	15,3	21,2	26,3	29,4	28,5	24,5	18,0	11,1	5,0		
M^{mm}	44	34	40	32	14	28	21	14	17	69	24	25		
$r\%$	75	59	40	40	45	45	41	45	50	54	64	74		

Mùa đông, ở các vĩ độ cao của lục địa á nhiệt đới cân bằng bức xạ gần tới không, xoáy thuận hoạt động thường xuyên, di chuyển từ tây sang đông, đồng thời với mưa nước có mưa tuyết và kèm theo những đợt rét đột ngột, có tuyết phủ nhưng không bền vững. Phần phía đông của xoáy thuận thường xuyên có không khí nhiệt đới tràn vào, theo sau đó là không khí lạnh ôn đới tràn tới theo phần phía tây của xoáy thuận đó, làm cho nhiệt độ không khí trong ngày đêm có thể chênh lệch nhau tới 30°. Lượng mưa hàng năm khoảng 500mm, nhưng cũng có nơi không đạt được 300mm (Bảng 21).

Ưu thế của thực vật là đồng cỏ khô và bán hoang mạc. Lượng mưa trên các sườn đón gió tăng lên 4-5 lần so với ở đồng bằng, còn lượng mưa ở các nơi gần hoang mạc ít hơn 200 mm. Ở vùng núi lượng mưa tăng lên, nhiệt độ giảm ; ở độ cao hơn 2000 m, mùa đông có tuyết phủ bền vững. Trên các cao nguyên rộng lớn (Iran, Bắc Mêhicô) lượng mưa ít, biên độ nhiệt năm còn lớn hơn ở đồng bằng.

b) *Kiểu khí hậu á nhiệt đới bờ tây lục địa* : Đặc điểm là mùa đông ấm, mưa nhiều và mùa hạ nóng khô, nắng nhiều. Loại khí hậu này gọi là khí hậu Địa Trung Hải (Bảng 22).

Mùa đông do hoạt động của xoáy thuận hình thành ở phía tây di chuyển về phía đông nên thường xuyên xảy ra sự luân phiên thay thế nhau giữa các khối khí nhiệt đới và ôn đới, tuy nhiên do các khối khí biến chiếm ưu thế tràn vào theo gió tây nên sự thay đổi nhiệt độ đột ngột không xảy ra. Nhiệt độ của những tháng lạnh nhất khoảng 10 -12°C (Bảng 22).

Mùa hạ trời trong xanh, ít mưa, thường có những đợt khô hạn ảnh hưởng đến thực vật ; mùa đông mưa nhiều làm tăng thêm tính độc đáo của khí hậu Địa Trung Hải.

c) *Kiểu khí hậu á nhiệt đới đại dương* : Khác với khí hậu lục địa là sự dao động của nhiệt độ không lớn : nhiệt độ trung bình tháng lạnh nhất là 12°C, tháng ấm nhất là 20°C.

Mùa đông, thời tiết xoáy thuận chiếm ưu thế, mưa rơi trong khu vực của frông nóng phụ trong xoáy thuận. Sau frông, không khí lạnh ở các vĩ độ cao tràn xuống thường có mưa tuyết, lượng mưa lớn nhất vào mùa đông.

Mùa hạ, đường di chuyển của xoáy thuận và frông cực nằm ở các vĩ độ cao hơn so với mùa đông, nên vùng đại dương á nhiệt đới xoáy nghịch chiếm ưu thế, thời tiết yên tĩnh, trong sáng. Trong những tháng mùa hạ thỉnh thoảng có những trận bão biển kèm theo mưa rơi.

Bảng 22: Nhiệt độ (t°) lượng mưa (M) độ ẩm tương đối (r), khí hậu á nhiệt đới bờ tây lục địa

Tháng	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Năm	Δ
Andjelec, $34^{\circ}\text{B}, 118^{\circ}\text{T}, 37^{\text{m}}$														
$t^{\circ}\text{C}$	13,1	13,7	14,6	15,9	17,2	19,3	21,7	22,1	21,3	19,0	16,8	14,3		
M^{mm}	77	76	64	24	8	2	0	1	5	12	27	58		
$r\%$	46	55	52	56	60	59	55	55	52	49	40	46		
Rim, $42^{\circ}\text{B}, 13^{\circ}\text{Đ}, 131^{\text{m}}$														
$t^{\circ}\text{C}$	7,1	8,2	10,8	13,9	18,1	22,1	24,9	24,6	21,5	16,7	11,9	8,4		
M^{mm}	80	59	50	53	46	33	13	20	47	90	92	79		
$r\%$	72	69	66	65	61	58	53	55	62	70	73	74		
Vanparanco, $33^{\circ}\text{N}, 71^{\circ}\text{T}, 41^{\text{m}}$														
$t^{\circ}\text{C}$	17,6	17,3	16,3	14,5	13,1	11,3	11,7	12,3	13,7	15,6	16,9			
M^{mm}	0	0	9	14	97	145	101	66	33	11	7	4		
$r\%$	69	70	72	75	78	76	76	75	74	72	67	66		
Pecta, $32^{\circ}\text{N}, 116^{\circ}\text{Đ}, 60^{\text{m}}$														
$t^{\circ}\text{C}$	23,2	23,3	21,7	19,3	15,9	13,7	12,8	13,3	14,5	16,0	19,0	21,7		
M^{mm}	9	12	19	41	122	170	164	142	88	54	60	15		
$r\%$	52	54	57	63	72	78	77	73	69	62	63	52		

d) Kiểu khí hậu á nhiệt đới bờ đông lục địa : Khí hậu ở đây có tính chất gió mùa, biểu hiện rõ ở bán cầu Bắc. Mùa hạ nóng ẩm, mùa đông khô lạnh. Mùa đông không khí lạnh trên các lục địa ôn đới tràn xuống, nhiệt độ trung bình các tháng mùa đông rất thấp so với bờ phía tây. Gió mùa mùa đông, không khí lục địa được thể hiện rõ rệt trên bờ phía đông châu Á. Ở đồng bằng phía đông Trung Quốc, nhiệt độ tháng 1 trung bình dưới không độ, có ngày xuống tới -10°C .

Mùa hạ có gió mùa đại dương nên độ ẩm lớn, trung bình đạt tới 80 - 85%. Mưa chủ yếu vào mùa hạ (Bảng 23).

Khí hậu á nhiệt đới lục địa bờ đông hầu như ngược với khí hậu Địa Trung Hải. Mùa hạ nóng ẩm là điều kiện thuận lợi cho thực vật phát triển. Chế độ gió mùa ở đây tạo điều kiện thuận lợi cho thực vật ôn đới phía bắc tràn xuống phía nam và ngược lại thực vật nhiệt đới phía nam tiến lên phía bắc. Ví dụ : trong rừng phía đông Trung Quốc, giới hạn phân bố của cây cọ (thực vật nhiệt đới) lên các vĩ độ cao hơn giới hạn phía nam của cây thông (thực vật ôn đới).

Khu vực á nhiệt đới, ở bờ phía đông của Bắc Mĩ gió mùa mùa đông lục địa hoạt động thường xuyên hơn so với châu Á, nhưng bị gián đoạn bởi sự di chuyển của các xoáy thuận. Vì vậy mùa đông ở đây ấm hơn so với bờ phía đông Trung Quốc, nhưng nhiệt độ cực tiểu có thể thấp hơn.

6.4.5. Đới khí hậu ôn đới

Ở đây nguồn năng lượng Mặt Trời và cân bằng bức xạ nhỏ hơn ở khu vực nhiệt đới và phụ thuộc không chỉ vào vĩ độ địa lý mà còn vào lượng mây, và mặt tuyết vào mùa đông. Cân bằng bức xạ giảm, lượng bốc hơi cũng giảm theo, nên mặc dù xoáy thuận hoạt động mạnh và liên tục mà lượng mưa cũng không lớn hơn khu vực nhiệt đới là bao. Cân bằng bức xạ chênh lệch theo mùa trong năm khá lớn, mùa hạ gần bằng ở khu vực nhiệt đới, mùa đông trên các lục địa có giá trị âm.

Sự hoạt động của xoáy thuận ở đây có giá trị đặc biệt, như là một nhân tố khí hậu, nó làm tăng cường sự trao đổi không khí giữa các vĩ tuyến, lượng mưa ở đây tăng cũng là do xoáy thuận, còn đối lưu chỉ có tính chất địa phương.

Sự hoạt động của xoáy thuận ở khu vực ôn đới được hình thành do tác động lẫn nhau của các khối khí : nhiệt đới và ôn đới, ôn đới đại dương và ôn đới lục địa, ôn đới và bắc cực hoặc nam cực. Trong hai trường hợp đầu cho mưa lớn, trường hợp thứ ba cho mưa ít hơn. Các khối khí nhiệt đới và bắc cực (hoặc nam cực) luân phiên tràn sâu vào ôn đới làm cho nhiệt độ ở đây thay đổi đột ngột.

a) Kiểu khí hậu ôn đới lục địa. Kiểu khí hậu này chỉ có ở bán cầu Bắc, đặc điểm là mùa đông có tuyết phủ bền vững, mùa hè ấm.

Bảng 23: Nhiệt độ (t°) lượng mưa (M) độ ẩm tương đối (r), khí hậu á nhiệt đới bờ đông lục địa

Tháng	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Năm	Δ
Pukau, 35°B, 129°Đ, 69 ^m														
$t^{\circ}\text{C}$	-0,1	0,5	4,2	9,8	14,2	17,9	21,9	23,6	19,5	14,6	9,3	3,4		
M^{mm}	38	41	69	132	130	195	275	176	177	66	43	30		
$r\%$	51	51	57	67	72	78	83	78	73	65	59	52		
Trastion, 33°B, 80°T, 18 ^m														
$t^{\circ}\text{C}$	10,2	11,0	13,8	17,8	21,7	24,8	26,1	25,9	23,6	18,8	13,7	10,5		
M^{mm}	65	80	85	62	80	116	187	157	129	71	48	69		

Bảng 24: Nhiệt độ (t°) lượng mưa (M) độ ẩm tương đối (r), khí hậu ôn đới lục địa

Tháng	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Năm	Δ
Kamusin, 50°B, 45°Đ, 24 ^m														
$t^{\circ}\text{C}$	-11,0	-10,2	-4,5	7,2	16,2	21,0	23,8	21,8	15,1	6,8	-1,2	-7,5		
M^{mm}	23	20	19	19	27	31	31	26	24	27	35	29		
$r\%$	86	84	84	66	54	51	51	52	58	71	83	86		
Vimiper, 50°B, 97°T, 232 ^m														
$t^{\circ}\text{C}$	-19,0	-16,7	-8,4	3,4	11,1	16,8	19,6	18,2	12,5	5,8	-5,1	-13,8		
M^{mm}	24	20	29	33	54	78	74	62	56	36	29	23		
$r\%$	94	94	91	70	62	65	73	76	80	49	92	93		

Cân bằng bức xạ chỉ có $20 - 30 \text{ kcal/cm}^2$ năm, mùa đông có giá trị âm (-1 kcal/cm^2 tháng), dùng cho bốc hơi nước khoảng 50%, còn gần 50% để trao đổi loạn lưu.

Phản phía bắc khu vực ôn đới, lượng bốc hơi ít hơn lượng mưa nên thừa ẩm ; phản giữa khu vực, lượng bốc hơi tương đương với lượng mưa nên đủ ẩm ; phản phía nam, lượng mưa giảm nên thiếu ẩm.

Mùa đông, trên các lục địa thường xuyên có các xoáy nghịch và xoáy thuận xen kẽ nhau hoạt động làm tăng cường sự trao đổi không khí giữa các vĩ độ, và mở rộng giá trị bình lưu của khí hậu. Phạm vi không gian giữa xoáy nghịch và thuận liên kề nhau, sức gió được tăng cường làm cho không khí ở các vĩ độ thấp xâm nhập lên các vĩ độ cao (phản giữa đông xoáy thuận và tây xoáy nghịch), ngược lại không khí ở các vĩ độ cao tràn sâu xuống phía nam (phản giữa đông xoáy nghịch và tây xoáy thuận), vì thế nên có trường hợp ở phía nam khu vực ôn đới nhiệt độ xuống tới -25°C đến -30°C (Bảng 24).

Mùa hạ, các khối khí từ đại dương và Bắc cực tràn vào lục địa ôn đới, bị biến tính mạnh (nhận thêm nhiệt) làm cho nhiệt độ lục địa giảm, độ ẩm tăng, đối lưu phát triển, lượng mưa mùa hạ tăng lên so với mùa đông.

Ở miền núi lượng mưa được tăng lên ở các sườn đón gió (vì xoáy thuận chuyển từ tây sang đông nên sườn tây là sườn đón gió).

b) *Kiểu khí hậu ôn đới đại dương*. Cân bằng bức xạ trong năm ở mặt đại dương lớn hơn lục địa tới 1,5 lần, ngoài ra còn có năng lượng do các dòng biển nóng chuyển đến. Hai phần ba năng lượng dự trữ được dùng cho bốc hơi và gần một phần ba để trao đổi loạn lưu của không khí.

Các khối khí biển của vùng ôn đới được hình thành có nguồn gốc chính là từ các biển bắc (nam) cực và biển nhiệt đới. Sự biến tính của khối khí bắc (nam) cực bắt đầu ở phía tây đại dương, được chuyển tới từ phần sau của xoáy thuận đang chuyển động về phía đông. Khối khí từ á nhiệt đới được chuyển tới từ phần trước cũng của xoáy thuận đó, tràn vào phía tây lục địa. Trên các đại dương, mùa đông ấm hơn so với lục địa ở cùng các vĩ độ ôn đới. Nhiệt độ trung bình của những tháng lạnh nhất khoảng từ $3^\circ\text{C} - 5^\circ\text{C}$. Mùa hạ mát. Đặc biệt ở bán cầu Nam, sự hoạt động của xoáy thuận phát triển mạnh ở tất cả các mùa, gió mạnh, luôn luôn có bão biển, mùa đông thường có tuyết rơi.

Bảng 25: Nhiệt độ (t°) lượng mưa (M) độ ẩm tương đối (r), khí hậu ôn đới bờ tây lục địa

Tháng	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Năm	Δ
Grinvir, 51°B, 0°Đ 7°m														
$t^\circ\text{C}$	4,2	4,3	6,0	8,6	12,1	15,2	17,1	16,6	14,3	10,4	6,9	5,0		
M^{mm}	48	41	41	42	45	46	57	60	49	61	61	56		
$r\%$														
Pari, 49°B, 2°Đ 50°m														
$t^\circ\text{C}$	3,0	3,9	6,4	9,7	13,9	16,6	18,3	17,8	15,0	10,3	6,2	3,6		
M^{mm}	48	41	40	44	54	56	60	60	50	57	51	52		
$r\%$	86	81	76	69	71	73	73	74	79	85	87	88		
Rupert, 54°B, 130°T, 52°m														
$t^\circ\text{C}$	1,6	2,2	3,6	6,1	9,3	11,8	13,5	13,9	12,0	8,6	5,6	2,1		
M^{mm}	224	188	210	172	132	105	118	147	207	326	307	277		
Evanjelista, 52°N, 73°T, 50°m														
$t^\circ\text{C}$	8,6	8,6	8,4	6,9	5,6	4,6	4,2	4,1	4,8	5,7	6,2	7,5		
M^{mm}	293	263	285	295	245	239	233	217	229	222	252	257		

Bảng 26: Nhiệt độ (t°) lượng mưa (M) độ ẩm tương đối (r), khí hậu ôn đới bờ đông lục địa

Tháng	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Năm	Δ
Klitri, 56°B, 160°Đ, 26°m														
$t^\circ\text{C}$	-16,9	-15,0	-10,5	-2,7	4,1	10,8	14,7	13,8	8,6	1,4	-7,5	-14,6		
M^{mm}	60	48	40	27	29	30	56	61	45	50	52	64		

c) *Kiểu khí hậu ôn đới bờ tây lục địa*. Tác động của đại dương vào lục địa theo hướng tây chiếm ưu thế rất lớn, vì có xoáy thuận và xoáy nghịch chuyển qua từ tây sang đông. Ảnh hưởng của đại dương đặc biệt mạnh vào mùa đông, không khí biển ấm và ẩm vào lục địa tương đối lạnh nên phân bố bền vững. Mùa hạ không khí biển tràn vào bờ lục địa phân bố không bền vững và luôn thay đổi.

Nhiệt độ không khí trung bình trong các tháng mùa đông là trên 0°C. Mùa hạ ở bán cầu Bắc, nhiệt độ thường từ 15°C - 20°C, ở bán cầu Nam khoảng 10°C. Lượng mưa hàng năm ở các đồng bằng khoảng 500 - 600 mm, ở các bờ có núi vượt quá 2000mm (Bảng 25). Mưa phân bố đều cho các mùa trong năm. Ở đây có rừng lá rộng, và thực vật đồng cỏ, là bằng chứng của sự ẩm ướt liên tục, ở các vĩ độ cao của khu vực, độ ẩm trở nên thừa thãi. Nhiệt độ dương vào mùa đông là điều kiện thuận lợi cho thực vật phát triển, ở nhiều địa điểm có cây cối xanh quanh năm.

d) *Kiểu khí hậu ôn đới bờ đông lục địa* (Bảng 26). Khí hậu ở đây mang tính chất gió mùa. Mùa hạ xoáy thuận hoạt động mạnh, nên mưa nhiều, khối khí biển luôn luân tràn vào lục địa. Mùa đông xoáy nghịch chiếm ưu thế, không khí thống trị ở đây là không khí ở phần phía đông của xoáy nghịch nên khí hậu khô lạnh. Vậy khí hậu ở bờ đông lục địa ôn đới là khí hậu gió mùa, mùa hạ mát, mưa nhiều, mùa đông khô, lạnh. Do ảnh hưởng của dòng biển lạnh bao bọc quanh bờ phía đông lục địa ôn đới nên nhiệt độ giảm xuống và có sương mù vào mùa xuân và đầu mùa thu.

6.4.6. *Đới khí hậu á bắc cực và á nam cực*

Phù hợp với sự phân bố đặc biệt của các lục địa và đại dương ở bán cầu Bắc và Nam. Ở đới á bắc cực có hai kiểu khí hậu cơ bản là lục địa và đại dương, đới á nam cực ở bán cầu Nam chỉ có một kiểu khí hậu đại dương.

a) *Kiểu khí hậu á bắc cực lục địa*. Khí hậu á bắc cực lục địa rất rét vào mùa đông và tương đối ấm vào mùa hạ. Biên độ dao động nhiệt trong năm lớn nhất trên Trái Đất là ở vùng đông bắc Iakut : 62°C. Thời gian mùa hạ ngắn nhưng rất ấm nên cây trồng phát triển nhanh, mùa đông rét buốt kéo dài đã tạo nên lớp đóng kết vĩnh viễn dày khoảng 100m. Mưa ít (nhỏ hơn 200mm/năm) vì hơi nước chứa trong không khí ít, lượng bốc hơi thấp. Mùa đông có lớp nghịch nhiệt dày khoảng 1 km, gradien nhiệt độ thẳng đứng khoảng 2,5°C/100m (bảng 27).

b) *Kiểu khí hậu á bắc cực và á nam cực đại dương*. Đặc biệt có sự hoạt động mạnh của xoáy thuận trong tất cả các mùa, nhất là ở bán cầu Nam, sự thay thế

theo mùa của các khối khí biển cực bắc (cực nam) trong những tháng mùa đông bằng khối khí của các vĩ độ ôn đới trong những tháng mùa hạ cũng không gây được sự chênh lệch lớn của nhiệt độ giữa mùa hạ và mùa đông nên biên độ năm của nhiệt độ ở đây không vượt quá 20°C. Như vậy khí hậu ở đây có mùa đông tương đối dịu, mùa hạ mát (bảng 27).

Bảng 27. Nhiệt độ ($t^{\circ}C$), mưa (M^{mm}) khí hậu á bắc cực

Tháng	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Iakut 61°B ; 120°Đ ; 99m												
$t^{\circ}C$	-43,2	-35,9	-22,2	-7,4	5,7	15,4	18,7	14,8	6,2	-7,9	-28,0	-39,8
M^{mm}	7	6	4	8	15	29	39	38	22	15	11	8

Tháng	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Phort - Iukon 67°B ; 145°T ; 128m												
$t^{\circ}C$	-30,5	-25,6	-17,1	-5,7	6,4	14,9	16,4	12,8	4,9	-6,6	-21,0	-29,4
M^{mm}	15	12	10	6	10	18	23	28	19	16	12	12

Bảng 28. Nhiệt độ ($t^{\circ}C$), mưa (M^{mm}) khí hậu lục địa cực

Tháng	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Trạm Phương Đông 78°N ; 107°Đ ; 3420m												
$t^{\circ}C$	-33,6	-44,0	-54,0	-63,1	-63,4	-66,7	-66,9	-70,6	-67,2	-59,0	-43,8	-32,2
M^{mm}	0,6	1,0	7,0	4,3	8,6	12,4	5,9	5,4	4,8	1,8	0,6	0,8

Bảng 29 : Nhiệt độ ($t^{\circ}C$), mưa (M^{mm}) hải dương cực

Tháng	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Alert 82°B ; 62°T ; 62m												
$t^{\circ}C$	-33,6	-33,8	-32,7	-24,,2	-11,9	-0,4	3,7	0,6	-9,8	-20,0	-25,9	-30,2
M^{mm}	7	5	6	5	10	12	17	27	27	15	7	7

6.4.7. Đới khí hậu cực

a) *Kiểu khí hậu cực lục địa* : Khí hậu ở đây rét buốt vào mùa đông, lạnh vào mùa hạ. Nhiệt độ trung bình các tháng đều dưới 0°C. Nhiệt độ cực tiểu đạt đến thấp nhất trên Trái Đất (ở giữa cực nam thường xuyên có nhiệt độ cực tiểu -90°C). Mùa đông cũng như mùa hạ, thời tiết xoáy nghịch chiếm ưu thế. Gradien nhiệt độ thẳng đứng rất lớn, ở lớp không khí sát mặt đất có thể lên tới hơn 10°C/100m (bảng 28).

b) *Khí hậu cực đại dương* (bảng 29) : Mặt đại dương ở cực luôn luôn bị băng bao phủ. Mùa đông, do ảnh hưởng của đại dương, nên sự rét buốt không xảy ra mãnh liệt như trên lục địa. Nhiệt độ tháng 1 ở giữa cực bắc là -40°C , cực tiểu -50°C , cao hơn nhiều so với đồng bằng Iakut.

Mùa hạ, do ảnh hưởng các khói băng tuyết tan nên nhiệt độ không khí giảm xuống gần 0°C , ở giới hạn trên của lớp không khí lạnh luôn luôn có một lớp mây được hình thành, độ ẩm rất cao, thời tiết xấu, vẫn đục. Bức xạ tổng cộng vào tháng 7 khoảng 15 kcal/cm^2 tháng.

6.5. Một số vấn đề bảo vệ bầu khí quyển

6.5.1. Ô nhiễm bầu khí quyển

Như ta đã biết, không khí khô và trong sạch là một hỗn hợp gồm các chất khí khác nhau, và mỗi chất trong đó chiếm một tỉ lệ nhất định. Ngoài ra trong khí quyển còn có hơi nước và các tạp chất khác có nguồn gốc từ mặt đất.

Nếu trong khí quyển có những chất ngoại lai, hoặc các thành phần của không khí vượt quá giới hạn về tỉ lệ của nó thì sẽ trở nên độc hại đối với con người và sinh vật, khi đó khí quyển đã bị ô nhiễm.

Các vật chất gây ô nhiễm khí quyển có thể ở thể rắn, lỏng hay khí. Có hai nguồn gây ô nhiễm môi trường không khí, đó là nguồn tự nhiên và nguồn nhân tạo.

Nguồn ô nhiễm tự nhiên do các hiện tượng thiên nhiên gây ra như : gió mạnh cuốn theo các bụi đất, đá, thực vật vụn bở v.v... vào khí quyển. Núi lửa phun trào đưa vào khí quyển nhiều tro bụi, các chất khí khác nhau từ lòng đất ra. Các quá trình thổi rửa của xác động thực vật ngoài tự nhiên cũng thải ra các chất khí bay vào khí quyển.

Nguồn ô nhiễm nhân tạo do hoạt động kinh tế - xã hội của con người gây nên, người ta phân ra các nguồn ô nhiễm sau đây :

Nguồn ô nhiễm công nghiệp : khói của các nhà máy đã thải vào không khí rất nhiều chất độc hại, hoặc quá trình công nghệ sản xuất làm bốc hơi, rò rỉ, thất thoát trong dây chuyền sản xuất, trên các đường dẫn. Đặc điểm của chất thải là có nồng độ chất độc hại cao và tập trung ở các nhà máy nhiệt điện, hoá chất, luyện kim, cơ khí, vật liệu xây dựng, công nghiệp nhẹ..., đây là nguồn gốc gây ô nhiễm môi trường nói chung trong đó có môi trường không khí. Vì tính đa dạng của nguồn gây ô nhiễm do hoạt động công nghiệp nên việc xác định các biện pháp xử lý ở các khu công nghiệp lớn rất khó khăn.

Nguồn ô nhiễm giao thông vận tải : hoạt động của các loại xe có động cơ, các tàu biển, ngoài việc thải các chất khí do đốt cháy nhiên liệu còn tung vào khì quyển nhiều vật liệu rắn có kích thước nhỏ từ mặt đường giao thông và các tinh thể muối từ nước biển. Nguồn gây ô nhiễm này tính theo đơn vị vận tải có quy mô nhỏ nhưng lại tập trung dọc các tuyến đường giao thông, nhất là gần sát thành phố lớn, các khu vực công nghiệp nên tác hại của nó lớn và trong diện rộng. Giao thông đường không cũng gây ô nhiễm đáng kể, đặc biệt các máy bay siêu âm còn gây hư hại tầng ôdôn là tẩm lá chắn tia cực tím cho Trái Đất.

Nguồn ô nhiễm do sinh hoạt của con người chủ yếu là do đun bếp hoặc các lò sưởi bằng gỗ củi, than đá, dầu mỏ hoặc khí đốt... Nhìn chung nguồn ô nhiễm này nhỏ nhưng có tính chất tác động cục bộ trực tiếp trong mỗi gia đình nên có thể để lại hậu quả lớn về sau.

6.5.2. Ảnh hưởng của ô nhiễm không khí tới sức khoẻ con người

Các chất ô nhiễm trong môi trường không khí thường tồn tại ở hai dạng phổ biến là dạng hơi, khí và dạng phân tử nhỏ. Phần lớn các chất ô nhiễm đều gây tác hại đối với sức khoẻ con người. Trường hợp nặng, cấp tính có thể gây tử vong, ví dụ như vụ ngộ độc khói sương ở Luân Đôn năm 1952 gây tử vong 5.000 người. Ảnh hưởng mãn tính để lại tác hại lâu dài và diễn ra từ từ là chủ yếu, ví dụ như các bệnh phế quản mãn tính, bệnh ung thư phổi,...

6.5.3. Ảnh hưởng của ô nhiễm không khí tới thực, động vật và các công trình xây dựng

Một số chất chứa trong không khí bị ô nhiễm có thể là nguyên nhân gây ngộ độc cấp tính hay mãn tính cho thực, động vật như khí SO_2 và Cl_2 là các chất gây ô nhiễm đầu tiên trong số các chất gây ô nhiễm có hại mà ta đã biết. Khí SO_2 đặc biệt có hại đối với lúa mạch và cây bông, cây thuốc lá, còn Cl_2 rất nhạy cảm đối với cây ăn quả như cam quýt, có trường hợp ngộ độc xảy ra ngay khi nồng độ còn tương đối thấp.

Mưa axít là hệ quả của sự hoà tan SO_2 vào nước mưa, khi rơi xuống ao hồ, sông ngòi sẽ gây tác hại cho sinh vật dưới nước. Các công trình xây dựng, các tượng đài, các di tích lịch sử văn hoá... đều bị huỷ hoại bởi môi trường không khí đã ô nhiễm như hiện tượng bị ăn mòn, nứt nẻ, mất màu, bong sơn v.v...

6.5.4. Ô nhiễm không khí ở nước ta

Mặc dù đô thị hoá, công nghiệp hoá cũng như giao thông vận tải ở nước ta chưa phát triển, nhưng không khí đã bị ô nhiễm như ở Hà Nội, tại khu vực nhà máy dệt

8-3, nhà máy cơ khí Mai Động, khu công nghiệp Thượng Đình, khu công nghiệp Văn Điển, nhà máy rượu v.v... Khu vực các nhà máy xi măng, thuỷ tinh, sắt tráng men... ở Hải Phòng ; vùng quanh nhà máy hoá chất, nhà máy giấy, nhà máy dệt ở Việt Trì ; các nhà máy nhiệt điện ở Ninh Bình, Phả Lại, Thành phố Hồ Chí Minh và cụm công nghiệp Biên Hòa đều đã bị ô nhiễm.

Trên các đầu mối giao thông của các thành phố lớn, không khí đều đã bị ô nhiễm. Dân cư sống ở các vùng nói trên đều mắc bệnh về đường hô hấp, bệnh ngoài da, bệnh mắt với tỉ lệ cao.

6.5.5. Các biện pháp phòng ngừa ô nhiễm không khí :

Cần quản lí và kiểm soát chất lượng môi trường khí bằng các luật lệ, chỉ thị về tiêu chuẩn chất lượng môi trường không khí. Quy hoạch xây dựng đô thị và khu công nghiệp trên tinh thần hạn chế sự ô nhiễm không khí khu dân cư. Xây dựng công viên, hàng rào cây xanh, trồng cây hai bên đường, để hạn chế bụi, tiếng ồn, cải thiện chất lượng không khí thông qua sự hấp thụ CO_2 trong quang hợp. Áp dụng các biện pháp công nghệ, lắp đặt các thiết bị thu lọc bụi và xử lý độc hại trước khi thải ra khí quyển. Phát triển các công nghệ không khói. Giáo dục ý thức bảo vệ môi trường xuống tận từng người dân để mọi người đều có trách nhiệm chung.

6.6. Câu hỏi và bài tập

1. Đặc điểm khí hậu được hình thành từ.....nhân tố là.....và các nhân tố địa lí khác ảnh hưởng đến nó là.....
2. Vẽ mô hình thể hiện quan điểm và kết quả phân loại phân đới khí hậu của Alisôp.
3. Quan sát hình 36 và 37, cho biết sự khác nhau giữa lí thuyết và thực tế trong kết quả phân đới khí hậu của Alixôp.
4. Sự khác nhau cơ bản của khí hậu ở đới chính và á đới theo Alisôp. Cho ví dụ.
5. Nguyên nhân nào đã tạo nên sự khác nhau của các kiểu khí hậu ở bờ đông và bờ tây các lục địa. Cho ví dụ.
6. Dùng số liệu về nhiệt độ ($t^\circ\text{C}$) lượng mưa (M^{mm}) độ ẩm tương đối ($\tau\%$) dưới đây để vẽ biểu đồ khí hậu tổng hợp ($t^\circ\text{C}$ và $\tau\%$ vẽ đồ thị là hai đường cong uốn khúc) ; (M^{mm} vẽ biểu đồ cột). Quan sát hình đã vẽ được cho biết :

- Đây là kiểu khí hậu nào, thuộc đới nào, phát biểu đặc điểm của nó.
- Nhiệt độ cực đại là bao nhiêu vào ngày nào ? ngày đó có $T\%$ bằng bao nhiêu ?
- Nhiệt độ cực tiểu là bao nhiêu vào ngày nào ? ngày đó có $T\%$ là bao nhiêu ?
- Nhiệt độ trung bình năm là bao nhiêu ? Hai ngày có nhiệt độ bằng nhiệt độ trung bình năm là những ngày nào ? vào các ngày đó $T\%$ là bao nhiêu ?

Tháng	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
t°C	17,4	17,8	19,2	23,5	27,1	28,9	28,9	28,3	26,9	24,5	21,8	18,5
M ^{mm}	25	32	44	59	172	147	216	270	396	250	79	29
T%	84	88	90	88	85	82	82	85	86	84	83	83

Chương 2

THUỶ QUYỀN

§1. KHÁI NIỆM VỀ THUỶ QUYỀN

Mục tiêu :

- *Khái niệm thuỷ quyển.*
- *Nước và đặc tính lí hoá của nó.*
- *Phân bố nước trong tự nhiên.*
- *Tuần hoàn nước.*
- *Cân bằng nước.*
- *Vai trò của nước.*

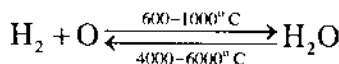
Thuỷ quyển (Hydrosphère) là lớp nước tồn tại và phát triển trong lớp vỏ địa lí. Lớp nước này có một khối lượng lớn và phân bố rộng rãi trong không gian. Nước có thể xâm nhập lên tới giới hạn trên của tầng đối lưu trong khí quyển và tồn tại trong các lớp trên của thạch quyển ; song tập trung chủ yếu ngay trên bề mặt của Trái Đất. Ở đây, nước cũng chiếm một tỉ lệ rất lớn về khối lượng ; đồng thời lại rải ra trên một phạm vi rộng lớn của bề mặt Trái Đất và từ *thuỷ quyển* thường dùng để chỉ phần nước này. Trước hết, nước là một thành phần của lớp vỏ địa lí, cũng như : không khí, nham thạch, sinh vật... Các thành phần này có mối quan hệ mật thiết với nhau và có tác dụng tương hỗ mạnh mẽ để tạo nên tổng thể chung của lớp vỏ địa lí. Về mặt này có thể coi nước là động lực quan trọng trong các quá trình trao đổi vật chất và năng lượng... Tiếp theo, nước cũng được coi là một môi trường sống cơ bản, trong đó sinh vật đã phát sinh và phát triển mà con người hiện đại là ở giai đoạn cao nhất của thế giới hữu cơ đó.

1.1. Thành phần của thuỷ quyển

Thuỷ quyển tuy là một bộ phận của lớp vỏ địa lí, nhưng lại khá phức tạp do cũng hàm chứa một số thành phần khác. Trong thuỷ quyển, thành phần quan trọng nhất là nước, chiếm tới hơn 96% khối lượng chung. Ngoài ra, trong nước còn chứa nhiều chất hòa tan. Đó là các ion bao gồm chủ yếu là các chất khoáng và các chất khí. Các chất này chiếm tới hơn 3% khối lượng của thuỷ quyển. Một thành phần

khác, tuy chiếm tỉ lệ nhỏ đó là các chất huyền phù và các hạt keo. Nguồn gốc chủ yếu của các chất này là do các quá trình xâm thực từ lục địa và các bụi núi lửa hay từ vũ trụ tới.

1.1.1. Nước : Nước là một chất phổ biến trên Trái Đất, nhất là vai trò to lớn trong tự nhiên cũng như trong cuộc sống con người, nên đã được nghiên cứu từ lâu. Tuy nhiên, nhận thức về nước còn tuỳ thuộc vào trình độ khoa học trong lịch sử tiến hoá của loài người. Thời Cổ đại Hy Lạp, A-ris-tốt (Aristote (-384 -> - 322)) đã cho rằng nước là kết hợp của 2 tính chất : lạnh và ẩm... và tới cận đại người ta vẫn còn cho rằng nước là một đơn chất. Cho tới khi ngành Hoá học tương đối phát triển và sau nhiều lần tổng hợp và phân tích nước, năm 1777, La-voa-di-ê (Lavoisier) mới đạt được kết quả chính xác về bản chất của nước. Sau đó, theo Dé Vin (St.Cl.Déville), hơi nước và các thành phần cấu tạo có dạng cân bằng như sau :

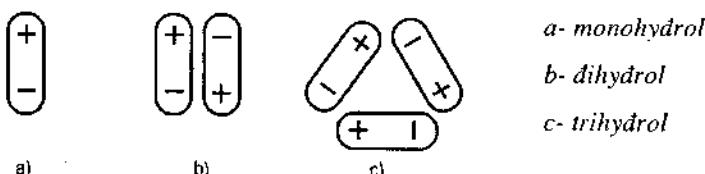


Như vậy, nước là hợp chất của Hydro. Hợp chất này khá bền vững vì khi tạo thành một phân tử, nước đã toả ra một năng lượng lớn là 68,4 Kcal. Theo A-vô-gadrô (Avogadro, phân tử lượng của nước là 18 dv O ; trong đó, trọng lượng thành phần của H₂ là 11,11% và của O là 88,89%. Nước thường được coi là một chất đơn giản : trong suốt, không màu sắc, không mùi vị... ; song đó chỉ là nước nguyên chất trong phòng thí nghiệm.

Trong thực tế, nước thiên nhiên phức tạp hơn nhiều, thể hiện ở các trạng thái khác nhau. Do cấu trúc đặc biệt, nên phân tử nước có tính phân cực mạnh mẽ và moment lưỡng cực có thể tới $1,85 \cdot 10^{-18}$ CGSE. Cũng do tính phân cực này các phân tử nước thường liên kết với nhau thành từng nhóm với công thức chung là (H₂O)_n, gọi là pô-li-hi-drôn (polihydrol), trong đó n là chỉ số biểu thị cho số lượng phân tử trong nhóm. Về cơ bản, có 3 nhóm như sau :

- n = 1, ta có H₂O gọi là nhóm phân tử đơn, tức là mô-nô-hi-drôn (monohydrol).
- n = 2, ta có (H₂O)₂ gọi là nhóm 2 phân tử, tức là di-hi-drôn (dihydrol).
- n = 3, ta có (H₂O)₃ gọi là nhóm 3 phân tử, tức là tri-hi-drôn (trihydrol).

Hình dạng các nhóm như sau :



Hình 40 : Các nhóm phân tử nước

Trong nước thiên nhiên, thành phần các nhóm này tham gia khác nhau, thể hiện trong bảng sau :

Bảng 30.

Các nhóm phân tử nước	Băng (0°C)	Nước			Hơi nước 100°C
		0°C	4°C	98°C	
H ₂ O	0	19	20	38	80
(H ₂ O) ₂	41	58	59	51	20
(H ₂ O) ₃	59	23	21	13	0

Như vậy, chỉ nước ở thể lỏng mới có đủ cả 3 nhóm, trong đó thành phần (H₂O)₂ chiếm tỉ lệ cao nhất : 59% ở 4°C, thể hơi có 2 nhóm nhưng thành phần H₂O chiếm tới 80% và sang thể rắn (băng) thành phần (H₂O), là chủ yếu chiếm tới 59%. Các trạng thái này, với tỉ lệ các thành phần khác nhau có ảnh hưởng rất nhiều đến các tính chất lí hoá của nước thiên nhiên.

1.1.2. *Nước nặng* : Thành phần cơ bản của nước là các nguyên tố đơn giản : H và O. Đặc biệt, năm 1929, Di-ic (Diejk) và Jôn-ton (Djonton) đã phát hiện ra O là nguyên tố đồng vị : O¹⁶, O¹⁷ và O¹⁸. Sau đó, năm 1931, Botic-j (Birdje) và Blic-vi (Blikvi) cũng phát hiện ra H là nguyên tử đồng vị : H¹, H² và H³. Tuy vậy, H³ là một chất đồng vị phóng xạ với chu kỳ bán huỷ 12,41 năm nên trong thực tế là rất ít. Do đó, có thể coi nước là hỗn hợp của các chất đồng vị trên. Theo Di-tric (G. Dietrich) và theo È-gô-rôp (N.I. Egorov) trong cuốn *Hải dương học Vật lí* (dịch) T₁ – NXB ĐH&THCN - H, 1981) sẽ có các loại nước cơ bản sau :

Bảng 31.

Các nhóm phân tử nước	% trong tổng lượng nước	% trong nước nặng
H ₂ ¹ O ¹⁶	99,73	-
H ₂ ¹ O ¹⁸	0,20	73,5
H ₂ ¹ O ¹⁷	0,04	14,7
H ¹ O ¹⁶ H ²	0,032	11,8
H ¹ O ¹⁸ H ²	0,00006	0,022
H ¹ O ¹⁷ H ²	0,00001	0,003
H ₂ ² O ¹⁶	0,000003	0,001
H ₂ ² O ¹⁸	0,000000006	0,000002
H ₂ ² O ¹⁷	0,000000001	0,0000003

Như vậy, từ bảng trên ta nhận thấy $H_2^{16}O$ (hay H_2O) là nước nhẹ và chiếm tỉ lệ cao nhất, tới 99,73% tổng lượng nước chung ; còn lại là nước nặng, chỉ chiếm khoảng 0,27% thôi. Trong nước nặng, thành phần $H_2^{18}O$ chiếm tỉ lệ cao nhất, tới 73,5% và thành phần $H_2^{20}O$ là ít nhất, chỉ chiếm 0,0000003% của nước nặng. Tuy thành phần $H_2^{16}O$ chiếm tỉ lệ khá nhỏ : 0,000003% trong tổng nước chung và 0,001% trong nước nặng nhưng lại rất quan trọng vì đây là đồng vị bền vững và có ý nghĩa lớn trong thực tế đời sống. Đó là nước Đơ-tê-ri-um (Deutérium) và công thức là D_2O . Còn nước $H_2^{16}O$ chiếm tỉ lệ nhỏ hơn nữa, được gọi là nước Tri-ti-um (Tritium) và công thức là T_2O . Đây là nước cực nặng, song theo È-gô-rôp (N.L. Egorov) chỉ có khoảng 800g trong toàn bộ đại dương thế giới.

Các nước nặng này có những đặc tính lí hoá khác với nước nhẹ. Một số kết quả mà từ U-rây (H.Urey) và Wăt-bóc (Watchburn) (1932), Lê-vy (Levis) và Mác-dô-nan (Mardonald (1933)) được thể hiện trong bảng sau :

Bảng 32.

Loại nước	Phân tử lượng	Mật độ (g/cm^3)	Điểm băng ($^{\circ}C$)	Điểm sôi ($^{\circ}C$)	Nhiệt độ có tỉ trọng cực đại ($^{\circ}C$)	Độ nhớt ở $20^{\circ}C$ (milipoise)
H_2O	18	1,0000	0	100	4	13,1
D_2O	20	1,1056	3,82	101,42	11,6	16,85
T_2O	22	1,3320	8-10	103-105	18-20	-

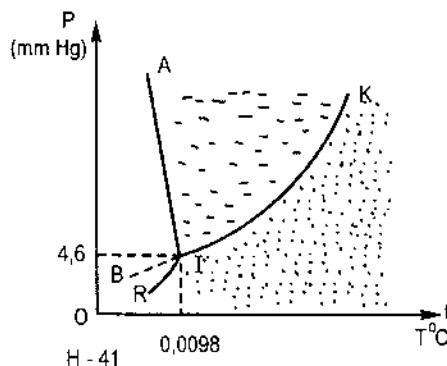
1.2. Một số đặc tính lí hoá cơ bản

Do cấu tạo đặc biệt nên nước có nhiều tính chất khác biệt với vật chất khác nên gọi là các dị thường. Dưới đây là một số dị thường cơ bản :

1.2.1. Các trạng thái của nước : Nước có thể tồn tại ở 3 trạng thái khác nhau ; đó là : băng (rắn), nước (lỏng) và hơi nước (hơi). *Băng* có số lượng khá nhỏ. Thành phần cấu tạo chủ yếu của băng là (H_2O), nên thể tích riêng lại lớn hơn của nước khoảng 10%. Do đó, băng nhẹ hơn và nổi trên mặt nước. Khi nước có nhiệt độ thấp ($0^{\circ}C$) sẽ chuyển sang băng. Tuy nhiên, sự chuyển hoá này cũng bị hạn chế do nhiệt chuyển hoá cũng khá lớn : 79,4 cal/g. *Băng* thường tồn tại ở các cực và trên các đỉnh núi cao. Ngược lại, nước cũng có thể tồn tại ở dạng hơi. *Hơi nước* có một số lượng rất nhỏ và thành phần cấu tạo chủ yếu là H_2O . Ở nhiệt độ bình thường,

dưới tác dụng của bức xạ Mặt Trời, nhất là khi ở nhiệt độ cao (100°C) nước sẽ chuyển sang thể hơi. Tuy nhiên, sự chuyển hóa này cũng rất bị hạn chế, do nhiệt hóa hơi rất lớn, trung bình là 580 cal/g. Hơi nước nhẹ nên tồn tại chủ yếu trong khí quyển. Ở đây, hơi nước có thể tạo thành độ ẩm, mây mù và các hiện tượng thời tiết khác nhau. Quan trọng nhất là *nước ở thể lỏng*. Ở trạng thái này, nước bao gồm cả 3 nhóm phân tử, song chủ yếu là $(\text{H}_2\text{O})_2$. Ở thể lỏng, các nhóm phân tử có tác dụng lẫn nhau, nhưng các nhóm bên trong, lực này cân bằng nên các nhóm phân tử nước có thể chuyển động tự do : *chuyển động Brown*. Giữa các nhóm phân tử này có khoảng cách nhất định, nên các ion hoà tan có thể tồn tại ở đây. Trong vật lí, cấu tạo này được gọi là cấu trúc thứ tự gần. Riêng lớp trên mặt có độ dày khoảng 10^{-7}cm , các nhóm phân tử không chuyển động do tác dụng của *sức căng mặt ngoài*. Đó là do chênh lệch lực tác động của các nhóm phân tử nước với không khí bên ngoài. Chính sức căng này có tác dụng hạn chế quá trình bay hơi của nước. Nước lỏng có số lượng lớn và rải rộng trên bề mặt Trái Đất và cũng tùy điều kiện cụ thể, tạo nên các đối tượng nước khác nhau : sông ngòi, hồ đầm, biển và đại dương...

Còn trong trường hợp đặc biệt ($P = 4,6 \text{ mmHg}$, $T = 0,0098^{\circ}\text{C}$) 3 trạng thái này sẽ cân bằng. Trong vật lí, đây là *điểm 3* :



Hình 41: Điểm 3

Trong hình 41 ; IA là đường nóng chảy, IK là đường hoá hơi, IR là đường thăng hoa và IB là cân bằng giới ẩn của nước chậm đông và hơi nước.

Do ở 3 trạng thái này, nước có thể hình thành các vòng tuần hoàn và kéo theo quá trình động lực khác trong lớp vỏ địa lí.

1.2.2. Khối lượng riêng : Khối lượng riêng là trọng lượng của một đơn vị thể tích nước. Đại lượng này được xác định bằng công thức sau :

$$d = \frac{P}{V} (\text{g/cm}^3)$$

Trong công thức trên : P là khối lượng và V là thể tích.

Do nước là một chất phổ biến và dễ xác định nên khối lượng riêng được coi là 1, tức là 1 g/cm^3 . Đây là đơn vị chuẩn để xác định tỉ trọng của các vật chất khác. Tuy vậy đại lượng này cũng khác nhau giữa các trạng thái của nước và ngay cả trong thể lỏng như trong bảng sau :

Bảng 33.

Trạng thái	Băng (0°C)	Nước					Hơi (100°C)
		0°C	4°C	10°C	20°C	30°C	
d (g/cm ³)	0,9167	0,9998	1,0000	0,9997	0,9982	0,9956	0,6230

Từ bảng 33, nước có khối lượng riêng là 1 g/cm^3 , song chỉ ở 4°C ; còn của thể hơi là $0,6230 \text{ g/cm}^3$ và đặc biệt của băng cũng chỉ bằng $0,9167 \text{ g/cm}^3$. Đây là một nghịch lí vì ở trạng thái bình thường, các chất ở thể lỏng khi chuyển sang thể rắn, thể tích thường co lại và khối lượng riêng tăng lên. Do đặc tính này, ở các vùng vĩ tuyến cao, trừ các sông hồ nhỏ; còn trong các hồ lớn, biển và đại dương chỉ có lớp băng ở trên mặt và ở bên dưới nước sâu vẫn ở thể lỏng nên sự sống vẫn tồn tại và phát triển.

Ngược với khối lượng riêng là thể tích riêng. Thể tích riêng là thể tích của một đơn vị khối lượng nước. Đại lượng này được xác định bằng công thức :

$$\rho = \frac{V}{P} (\text{cm}^3/\text{g})$$

Như vậy, thể tích riêng của nước chỉ bằng $1 \text{ cm}^3/\text{g}$ khi nước ở 4°C , còn ở các trường hợp khác đều lớn hơn 1.

1.2.3. Nhiệt dung riêng : Nhiệt dung riêng là nhiệt lượng cần thiết để làm cho một đơn vị thể tích hoặc khối lượng vật chất tăng lên 1°C . Như vậy sẽ có nhiệt dung riêng thể tích và nhiệt dung riêng khối lượng. Do nước có khối lượng riêng là 1, nên 2 loại nhiệt dung riêng trên coi như đồng nhất. Nhiệt dung riêng của nước cũng được coi là 1, tức là $1 \text{ cal/cm}^3 \cdot {}^\circ\text{C}$ hay $1 \text{ cal/g} \cdot {}^\circ\text{C}$.

Nhiệt dung riêng của nước rất lớn, chỉ kém H_2 và NH_4 . Đó là do thành phần cơ bản của phân tử nước là H_2O ; ngoài ra còn do sự chuyển tàng ẩn của các nhóm phân tử nên nước có nhiệt độ đóng băng là 0°C và sôi ở 100°C . Còn nếu nước với

tư cách thuần tuý của một hydrat sẽ có điểm băng ở -100°C và điểm sôi là -80°C . Nếu như vậy, trên Trái Đất sẽ chỉ có hơi nước. Tuy vậy, nhiệt dung riêng của nước cũng thay đổi theo trạng thái và nhiệt độ trong bảng sau :

Bảng 34.

Trạng thái	Băng 0°C	Nước								Hơi 100°C
		0°C	15°C	20°C	35°C	50°C	65°C	75°C	100°C	
Nhiệt dung riêng $\text{cal/cm}^3 \text{--}^{\circ}\text{C}$	0,4860	1,0087	1,000	0,9989	0,9972	0,9983	1,0000	1,0016	1,0067	0,4620

Từ bảng 34, nhận thấy nước có nhiệt dung riêng là 1, song chỉ xảy ra ở các nhiệt độ : 15°C và 65°C ; còn ở thể hơi là 0,4620 và ở băng cũng chỉ là 0,4860. Một điều đặc biệt nữa là nước lỏng có nhiệt dung riêng nhỏ nhất ở 35°C là 0,9972. Điều này chắc chắn là có liên quan tới thân nhiệt của con người (37°C).

Do nước có dung nhiệt lớn nên đóng vai trò quan trọng trong việc hấp thụ và duy trì nhiệt trong lớp vỏ địa lí, gây nên các loại gió địa phương (gió mùa, gió brise...) và điều hoà khí hậu (khí hậu hải dương).

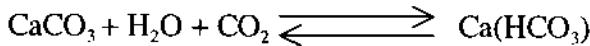
1.2.4. Các chất hoà tan : Các đặc tính trên là kết quả nghiên cứu của nước tinh khiết. Trong thực tế, nước thiên nhiên thường hàm chứa nhiều chất hoà tan. Các chất này có khi làm thay đổi cả tính chất lí hoá của nước.

Trước hết, nước thiên nhiên là một dung dịch, tức là một chất lỏng đồng nhất, trong đó có thể phân bố đồng đều các chất hoà tan ở dạng phân tử hoặc thậm chí là ion. Sau nữa là nước có khả năng hoà tan lớn. Tính chất này là do độ phân cực lớn của phân tử nước và hằng số điện môi của nước cũng rất lớn : 81CGSE. Do đó, có thể nói khó có một vật chất nào lại không bị hoà tan trong nước ; tức là nước chính là một dung môi.

Sự hoà tan này phụ thuộc vào độ hoà tan, tức là số lượng của chất đó có thể chứa trong 100 g nước. Độ hoà tan này tuỳ thuộc vào nhiệt độ nước, nhất là từng loại vật chất. Ví dụ, trong không khí ngoài khì quyển, tỉ lệ của 2 thành phần cơ bản của O và N là 1 : 4, tức là O chiếm khoảng 20% thể tích. Khi hoà tan vào nước, tỉ lệ này bị thay đổi do độ hoà tan khác nhau. Độ hoà tan của N là 2mg/100g nước và của O là 4 mg. Như vậy, ở trong nước thành phần của N và O sẽ thay đổi,

với tỉ lệ là 1 : 2, tức là lượng O sẽ tăng lên tới 33%. Hiện tượng này rất có lợi cho sự sống trong nước.

Đối với nham thạch, ví dụ như đá vôi, tác dụng hòa tan của nước biểu thị trong phương trình sau :



Chính nhờ quá trình này mà ở vùng núi đá vôi, nước đã tạo nên dạng địa hình karst độc đáo, với các hang động kì thú... Ở nước ta, động Phong Nha đã được công nhận là Di sản thiên nhiên của nhân loại và cùng với vườn quốc gia Kẻ Bàng đã trở thành khu du lịch hấp dẫn.

Do quá trình trên nên nước thiên nhiên bao giờ cũng chứa một lượng các chất hòa tan nhất định. Nồng độ này trong nước sông hồ, đầm vào khoảng 0,1 – 0,5% nên gọi là *nước ngọt*. Còn trong các biển và đại dương là 3,5% và gọi là *nước mặn*. Thành phần muối cũng khác nhau : trong nước sông, muối HCO_3 chiếm khoảng 60,1%, các SO_4 là 34,7%, và Cl là 5,2%. Ngược lại, trong nước biển, thành phần muối Cl lại chiếm tới 88,7% ; muối SO_4 là 10,8%, và CO_3 là 0,3%. Thành phần này khá gần với thành phần muối của máu trong cơ thể người.

Trong các chất hòa tan này có nhiều muối dinh dưỡng nên trước đây É-suy-pe-ri (Ant.de S^t Esupery) đã cho là chính “nước là sự sống”, còn Ô-pa-rin (A.I.Oparin) cũng kết luận : “Sự sống thực chất là sản phẩm của nước” ; Chính vì vậy mà hiện nay người ta đang xác định xem trên sao Hoả liệu có nước - điều kiện tiên quyết của sự sống không ?

1.3. Sự phân bố nước trong thiên nhiên

Nước có một số lượng lớn lại phân bố rộng rãi trong lớp vỏ địa lí. Tuỳ môi trường tồn tại, nước mang những đặc tính rất khác nhau.

1.3.1. Số lượng nước : Do nước có vai trò lớn lao trong thiên nhiên cũng như đời sống xã hội nên được nghiên cứu từ lâu. Vai trò này trước hết được thể hiện qua số lượng. Trước đây, có nhiều tác giả nghiên cứu như: Mác-kôp (K.K. Markov), Vec-nat-ski (V.I.Vernadsky)... Do dựa trên những quan niệm và phương pháp khác nhau nên kết quả thu được cũng không giống nhau. Gần đây, theo kết quả của “10 năm Thuỷ văn thế giới” (1965 - 75) và cụ thể là của Tổng cục Khí tượng Thuỷ văn Liên Xô 1974, mới thu được kết quả khả quan. Theo kết quả này, số lượng nước thiên nhiên vào khoảng 1386.10^6 km^3 , hay $1,4.10^{18} \text{ tấn}$; trong khi đó, khối lượng khí quyển là $5,29.10^{15} \text{ tấn}$ và của sinh quyển là 26.10^{10} tấn .

Về nguồn gốc của lượng nước này xưa nay vẫn có nhiều ý kiến khác nhau ; song tựu chung có thể xếp thành 2 loại giả thuyết chính theo các giả thuyết về nguồn gốc Trái Đất.

a) *Ngoại sinh* : Một số tác giả như Jác-lăng (H.Jarlan), Rām-pan (G.Clerc Rampal)...; theo La-phat (Laplace) cho rằng nguồn nước có nguồn gốc ngoại sinh. Theo thuyết này, lúc mới hình thành, Trái Đất và lớp khí bao quanh, trong đó có H và O đều nóng bỏng. Rồi nhiệt độ hạ dần và tới khoảng 1.300°C đã xảy ra quá trình kết hợp của H và O để hình thành nước ở thể hơi. Sau đó, nhiệt độ tiếp tục hạ thấp và tới nhiệt độ tối hạn là 360°C , hơi nước đã ngừng tụ rơi xuống để hình thành các đại dương mênh mông và tồn tại cho tới ngày nay.

b) *Nội sinh* : Ngược lại, một số tác giả khác như Vi-nô-gra-dôp (A.P.Vinogradov), Zi-us (E.Zius), theo Smit (O.Smidth) (1950) lại cho nước có nguồn gốc nội sinh. Theo thuyết này, khi vỏ ba dan đầu tiên được hình thành, vật chất tách ra bao gồm : 92% ba dan và 8% nước theo khói lượng. Dung nham của núi lửa hiện cũng chứa một lượng nước khoảng 4 - 8% hơi nước. Như vậy, khói lượng của thuỷ quyển có thể chiếm khoảng 7% khói lượng của vỏ ba dan.

Về sự thay đổi số lượng nước trong khi thuỷ quyển đang tồn tại và phát triển, cho tới nay có 3 ý kiến khác nhau :

+ *Ôn định* : Vec-nat-ski (V.I.Vernadsky) (1934) cho rằng số lượng nước này là không thay đổi, do số lượng của các nguyên tử H và O (thành phần của nước) là ổn định mặc dầu tương quan giữa nước lỏng và nước liên kết có thay đổi.

+ *Tăng lên* : Một số tác giả khác : Rap (Rap), Penk (A.Pince), Vi-nô-gra-dôp (A.P.Vinogradov), Mác-kôp (K.K.Markov)... lại cho rằng số lượng của thuỷ quyển vẫn không ngừng tăng lên. Rap (Rap) cho rằng mức tăng là $2,8 \text{ mm}/1000 \text{ năm}$; còn Pen-k (Pince) và gần đây, An-pa-si-ep (Alpachiev) (1969) cho mức tăng là $1 \text{ mm}/1000 \text{ năm}$. Theo An-pa-si-ep (Alpachiev), từ Devon đến kỉ Đệ Tứ, nước đã tăng lên một lớp dày 350 m.

- + *Giảm đi* : Ngược lại, một số tác giả khác như : Lê-vin-son (P.V. Levinson) và Lết-sinh (Lessing) lại cho là số lượng của thuỷ quyển giảm đi dần dần, do Trái Đất nguội lạnh không còn khả năng cung cấp nước từ bên trong và quá trình chuyển hoá sang nước liên kết là vô hạn. Các tác giả này còn cho rằng đến một lúc nào đó, mặt Trái Đất sẽ hết nước, sự sống sẽ bị tiêu diệt và Địa cầu sẽ có dạng như Mặt Trăng chết.

Như vậy, trong tương lai, các nhà khoa học phải xác minh được tính chính xác của các ý kiến trên cho sự sống còn trên Trái Đất.

1.3.2. Sự phân bố nước : Do những tính chất đặc biệt, nước có thể phân bố rộng rãi trên bề mặt Trái Đất.

a) *Trong lớp vỏ địa lí* : Trong lớp vỏ địa lí, nước tồn tại trong các đối tượng sau :

- *Thuỷ quyển* : Đây là lớp nước quan trọng nhất. Số lượng nước có thể tới hơn 1362.10^6 km^3 , tức là hơn 98,28% của tổng lượng nước chung và rải ra tới 76% bề mặt Trái Đất. Chính lớp nước này là động lực của các quá trình địa lí và có ảnh hưởng trực tiếp tới xã hội loài người.

- *Thạch quyển* : Nước có thể thẩm thấu vào các lớp trên của thạch quyển. Ở đây, nước có số lượng hơn $23,71.10^6 \text{ km}^3$ tức là hơn 1,71% của tổng lượng nước chung. Trong thạch quyển, nước cũng tồn tại ở các trạng thái khác nhau : hơi ($16,5.10^3 \text{ km}^3$), lỏng ($23,4.10^6 \text{ km}^3$), và rắn (băng kết $0,3.10^6 \text{ km}^3$). Trong nước ở thể lỏng có tới $10,53.10^6 \text{ km}^3$ là nước ngọt, tức là gần 30% tổng nước ngọt trên thế giới. Đây là nguồn tài nguyên quan trọng và trực tiếp cho đời sống con người hiện nay.

- *Khí quyển* : Nước cũng xâm nhập vào khí quyển, nhất là tầng đối lưu. Tuy vậy, số lượng nước này khá nhỏ, vào khoảng $12,9.10^3 \text{ km}^3$, tức là 0,0009% của tổng lượng nước chung. Ở đây nước tạo thành độ ẩm, mây mù và các hiện tượng thời tiết quan trọng, có ảnh hưởng trực tiếp tới sinh hoạt và sản xuất của con người.

- *Sinh quyển* : Nước cũng có thể tồn tại trong sinh quyển. Tuy vậy, lượng nước này rất nhỏ. Riêng trong thực vật, có khoảng $1,12.10^3 \text{ km}^3$, tức là khoảng 0,0001% của tổng lượng nước chung. Tuy nhiên, lượng nước này rất quan trọng vì chiếm tới 3/4 trọng lượng cơ thể sinh vật, tạo điều kiện cho quá trình sinh hoá, trao đổi vật chất và năng lượng để duy trì và phát triển sự sống.

Sự phân bố nước trong lớp vỏ địa lí này được thể hiện trong bảng sau :

Bảng 35.

Quyển	Lượng nước (10^3 km^3)	Tỉ lệ (%)
Thuỷ (nước)	1362254,09	98,2879
Thạch (đá)	23716,50	1,7111
Khí (khí)	12,90	0,0009
Sinh (Thực vật)	1,12	0,0001
Tổng cộng	1385984,61	100,0000

b) Trong thuỷ quyển : Riêng trong thuỷ quyển, sự phân bố nước cũng khá phức tạp. Tuỳ điều kiện cụ thể nước cũng phân hoá thành các đối tượng sau :

- *Biển và đại dương* : Trong các biển và đại dương, tồn tại một số lượng nước rất lớn, tới 1338.10^6 km^3 , tức là hơn 98,21% của tổng lượng nước trong thuỷ quyển. Các biển và đại dương lại rải ra trên mặt rộng và liên tục là $361,3.10^6 \text{ km}^2$, tức là gần 72% diện tích bề mặt Trái Đất. Vai trò của biển và đại dương cũng rất lớn nên từ xa xưa, Stra-bông (Strabon) (-69 -> 24) đã nói : “Trái Đất của chúng ta là một hành tinh biển, trong đó các lục địa chỉ là các đảo và quần đảo lớn nhỏ”.

- *Băng* : Trên các đỉnh núi cao và nhất là trên các vùng cực, do khí hậu quanh năm rất lạnh, nên nước tồn tại ở thể rắn : băng. Lượng băng cũng khá lớn, khoảng hơn $24,064.10^6 \text{ km}^3$, hay hơn 1,76% tổng lượng nước trong thuỷ quyển. Do đó, đã có tác giả cho rằng đây là một băng kì cực. Băng có tác dụng quan trọng tới khí hậu, nhất là khối nước ngọt khổng lồ : 68,69% tổng lượng nước ngọt trên Trái Đất... Vì vậy, Mác-kôp (Markov) đã đề nghị gọi đây là Băng quyển.

- *Hồ, đầm* : Trên bề mặt của các lục địa và trong các bồn trũng nhỏ, nước đọng lại thành các hồ, đầm. Tổng lượng nước của các hồ, đầm khá nhỏ vào khoảng $187,87.10^3 \text{ km}^3$, tức là 0,0183% của thuỷ quyển. Hồ đầm cũng có một phần nước ngọt : 91.10^3 km^3 , chiếm khoảng 0,25% của tổng lượng nước ngọt trên thế giới. Diện tích của hồ đầm gần 9.10^6 km^2 , tức là 4,4% diện tích các lục địa.

- *Sông ngòi* : Tại các miền đất dốc, nước tập trung và chảy thành dòng, gọi là sông ngòi. Lượng nước ở đây rất nhỏ, chỉ là $2,12.10^3 \text{ km}^3$, tức là 0,0003% tổng lượng nước của thuỷ quyển. Tuy vậy, tổng lượng nước của các sông ngòi có thể lên tới $47.10^3 \text{ km}^3/\text{năm}$, tức là gấp 22 lần lượng nước chảy thường xuyên. Số lượng sông ngòi lại rất lớn, rải ra trên khắp các châu lục. Vai trò của sông ngòi rất quan trọng trong tự nhiên cũng như đời sống xã hội.

Sự phân bố nước trong thuỷ quyển được thể hiện trong bảng sau :

Bảng 36.

Đối tượng	Lượng nước (10^3 km^3)	Tỉ lệ (%)
Biển và đại dương	1338000,00	98,2197
Băng	24064,10	9,7617
Hồ đầm	187,87	0,0183
Sông ngòi	2,12	0,0003
Tổng cộng	1362254,09	100,0000

1.4. Tuần hoàn nước

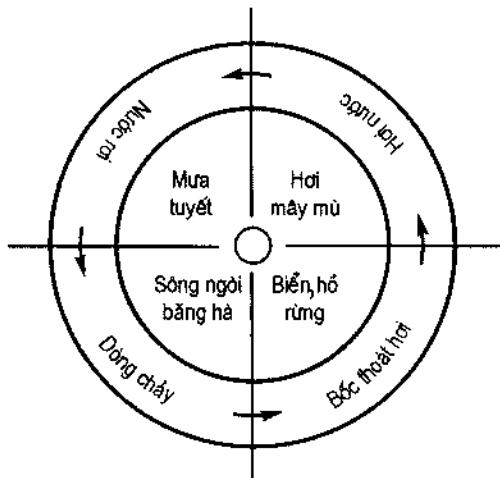
Nước phân bố rộng rãi trong lớp vỏ địa lí cũng như trong thuỷ quyển. Tuy vậy, các đối tượng nước này vẫn có liên hệ chặt chẽ với nhau, thể hiện trong quá trình tuần hoàn nước.

1.4.1. Tuần hoàn nước : Trong lớp vỏ địa lí, nước luôn vận động. Tuần hoàn nước là một vấn đề quan trọng nên đã được nghiên cứu từ lâu Ha-lây (E.Halley) (1656 - 1724) và ngày càng được hoàn thiện. Quá trình này diễn ra cụ thể như sau:

a) Các giai đoạn tuần hoàn : Quá trình tuần hoàn được thực hiện theo các giai đoạn sau :

- *Bốc thoát hơi* : Dưới tác dụng của bức xạ mặt trời, nước bốc hơi từ bề mặt đại dương, hồ đầm, sông ngòi... và cả từ bề mặt đất ẩm. Ngoài ra, sinh vật, đặc biệt là rừng cây cũng thoát ra một lượng hơi nước lớn để điều hòa môi trường sống. Hơi nước tồn tại trong khí quyển không nhiều lầm và tùy điều kiện nhiệt độ, có thể ở các dạng hơi, mây, mù...

- *Nước rơi* : Khi nhiệt độ của không khí hạ thấp, hơi nước sẽ ngưng tụ thành hạt lớn và dưới tác dụng của trọng lực sẽ rơi xuống mặt đất tạo thành nước rơi. Nước rơi có thể ở dạng lỏng là mưa hay ở dạng xốp là tuyết và thậm chí cả ở dạng rắn : mưa đá.



Hình 42 : Vòng tuần hoàn nước (theo Horton)

- *Dòng chảy* : Khi nước rơi tới bề mặt đất, đại bộ phận sẽ tham gia vào các quá trình bốc hơi. Phần còn lại sẽ tập trung tại các dải trũng và chảy thành dòng, đó là

các dòng chảy. Phần lớn các dòng chảy tồn tại ở dạng lỏng : đó là các sông ngòi, một phần khác sẽ ở dạng rắn : đó là các băng hà. Tuyệt đại đa số các dòng chảy lại trở lại biển và đại dương.

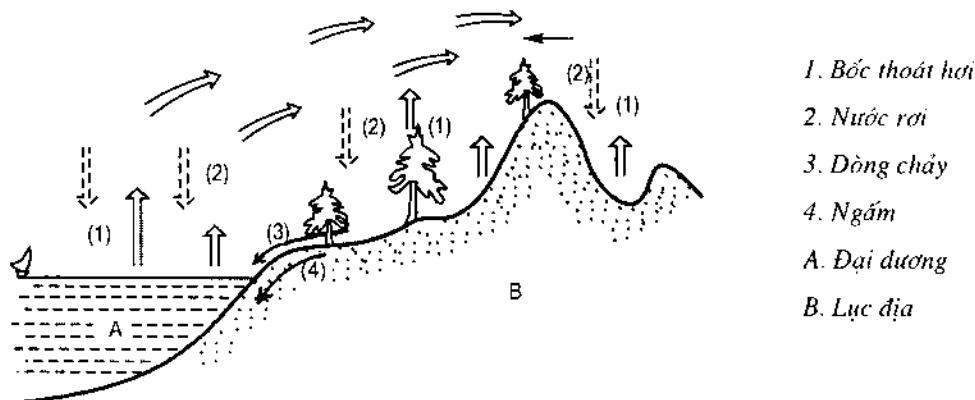
- *Ngầm* : Trên bề mặt đất, ngoài một phần nước chảy trên mặt, phần còn lại ngầm xuống đất tạo thành nước dưới đất. Ở đây nước cũng chảy theo đất dốc và cuối cùng bị lộ ra bề mặt để cung cấp nước cho ngòi, dưới dạng suối. Suối cũng có dạng xuống và lên (suối phun). Nguồn nước dưới đất cung cấp chủ yếu vào mùa khô để tạo cho sông ngòi có điều kiện chảy liên tục theo thời gian.

1.4.2. Các loại tuần hoàn : Nước đi rồi lại trở về để hình thành các vòng tuần hoàn nước. Trong quá trình này tùy theo số lượng các giai đoạn mà nước đã tham gia chứ không phải số lượng nước; có thể chia thành các loại sau :

a) *Tuần hoàn nhỏ* : Trong tuần hoàn này, số lượng nước tham gia có thể lên tới 92% của tổng lượng nước tuần hoàn, song chỉ trải qua có 2 giai đoạn đầu : tức là bốc hơi và nước rơi. Quãng đường đi là rất ngắn.

b) *Tuần hoàn lớn* : Ngược lại với quá trình trên, tuần hoàn lớn chỉ bao gồm 8% lượng nước, song lại nhiều tới 3 giai đoạn, nếu nước chảy ngay vào sông ngòi và 4 giai đoạn nếu nước thấm xuống đất, sau đó mới lại cung cấp cho sông ngòi. Như vậy, quãng đường tuần hoàn này rất dài.

Tuần hoàn lớn có vai trò rất quan trọng trong lớp vỏ địa lí. Chính ở đây đã xảy ra các quá trình trao đổi vật chất và năng lượng và góp phần duy trì và phát triển sự sống trên Trái Đất. Do đó, có thể nói : “nếu đại dương là trái tim khổng lồ” thì sông ngòi là những “tĩnh mạch chằng chịt” trong lớp vỏ địa lí.



Hình 43 : Tuần hoàn nước trong lớp vỏ địa lí

Ngoài ra, trong các miền khí hậu khô hạn cũng xảy ra tuần hoàn nước, nhưng với số lượng nhỏ và quy mô hạn chế lại ít quan hệ với các loại tuần hoàn trên nên gọi là tuần hoàn nội hay tuần hoàn ẩm.

1.4.3. Cân bằng nước : Để xác định lượng nước tham gia vào các quá trình tuần hoàn trên, các nhà khoa học đã thành lập các phương trình cân bằng nước. Người đề xuất là Pen-k (A.Pince) và sau đó đã được hoàn thiện bởi Ô-pô-kôp (Opokov)... cụ thể như sau :

a) Toàn cầu : Đối với toàn cầu, cân bằng nước được thực hiện như sau :

- *Hải dương :* Riêng phần hải dương, cân bằng nước được biểu hiện như sau :

$$Z_m = X_m + Y$$

Trong đó : Z_m là bốc hơi, X_m là nước rơi trên bề mặt đại dương và Y là dòng chảy

- *Lục địa :* Trên các lục địa phương trình cân bằng nước là :

$$Z_c = X_c - Y$$

Trong đó : Z_c là lượng bốc hơi, X_c là lượng nước rơi trên các lục địa và Y là dòng chảy.

- *Toàn cầu :* Tổng hợp cả 2 phương trình trên cân bằng nước cho toàn cầu sẽ là :

$$Z_m + Z_c = X_m + X_c$$

hay : $Z_o = X_o$

Trong đó : Z_o là lượng bốc hơi, X_o là lượng nước rơi trong thời gian dài...

Từ phương trình trên, nhận thấy 2 đại lượng trên là cân bằng, tức là cân bằng kín. Trong quá trình này có thể có những thay đổi nào đó, song với số lượng rất nhỏ và trong thời gian dài, đại lượng này sẽ triệt tiêu.

b) Lưu vực sông : đối với lưu vực sông, cân bằng nước được thực hiện như sau :

- *Nước đến :* gọi A là phần nước đến, bao gồm :

$$A = X + N_1$$

Trong đó : X là nước rơi trên lưu vực sông, N_1 là nước ngầm đến khi có sự khác biệt về các đường phân thuỷ mặt và ngầm.

- *Nước đi :* gọi B là phần nước đi ra khỏi lưu vực, bao gồm :

$$B = Y + N_2 + Z$$

Trong đó : Y là lượng dòng chảy, N_2 là nước ngầm đi khi có sự khác biệt về các đường phân thuỷ và Z là lượng bốc hơi.

Trong thời gian dài và lưu vực kín lượng nước đến và đi là cân bằng ($A = B$) và kết quả cuối cùng sẽ là :

$$Y_o = X_o - Z_o$$

Trong đó : Y_o là lượng dòng chảy, X_o là lượng nước rơi và Z_o là lượng nước bốc thoát hơi.

Trong các cân bằng, cân bằng nước toàn cầu là quan trọng. Đối với tuần hoàn này các tác giả đã đưa ra các kết quả khác nhau. Kết quả gần đây nhất, theo M.L Lvovitch được thể hiện như sau :

Đối với đại dương ta có :

$$\begin{array}{rcl} 453 & = & 412 + 41 \\ (86)^x & & (78)^x \quad (8)^x \end{array}$$

Đối với phần lục địa ta có :

$$\begin{array}{rcl} 72 & = & 113 - 41 \\ (14)^x & & (22)^x \quad (8)^x \end{array}$$

Đối với toàn cầu ta có :

$$\begin{array}{rcl} 525 & = & 525 \\ (100)^x & & (100)^x \end{array}$$

Đơn vị : $10^3 \text{ km}^3/\text{năm}$

Các số : $(86)^x, \dots$ là tỉ lệ %

Cụ thể, lượng nước bốc hơi và lượng nước rơi cân bằng và đều bằng: $525 \cdot 10^3 \text{ km}^3/\text{năm}$

1.5. Vai trò của nước trong tự nhiên và xã hội

Do nước có một số lượng lớn, phân bố rộng rãi trong thiên nhiên, lại có nhiều đặc tính dị thường nên có vai trò lớn lao trong tự nhiên cũng như đời sống xã hội.

1.5.1. Trong tự nhiên: Trong lớp vỏ địa lí, nước đóng vai trò rất quan trọng ; cụ thể là :

a) *Đối với khí hậu :* Vai trò của nước là cung cấp độ ẩm cho khí quyển. Lượng hơi nước ở đây tuy rất nhỏ (0,04%) song có tác dụng lớn : tạo độ ẩm, mây, mưa... cũng trong quá trình tồn tại và biến đổi, hơi nước còn cung cấp một lượng nhiệt (nhiệt ẩn hoá hơi) cho không khí (lượng nhiệt này tối hơn $3 \cdot 10^{23}$ calo/năm), góp phần tạo hiệu ứng nhà kính ; thay đổi khí hậu ; (các hải lưu nóng, lạnh). Đặc biệt

là các dòng biển nhỏ: EnNi-nhô (El Nino) và La Ni-na (La Nina). Ngoài ra, cũng do nhiệt dung riêng lớn nên đã tạo nên các gió địa phương : gió mùa, gió bri-z (brise) (gió đất - gió biển).

b) *Đối với địa mạo* : Nước là nhân tố đặc biệt trong quá trình hình thành các dạng địa mạo khác nhau : thung lũng sông ngòi, địa hình băng hà và nhất là địa hình karst. Ngoài ra, nước cũng góp phần làm biến đổi địa hình như tạo nên địa hình Đất xấu (badland).

Đối với địa chất, nước cũng góp vai trò chủ đạo đã tạo nên các loại đá trầm tích và hình thành các mỏ ngoại sinh.

c) *Đối với thổ nhưỡng* : Nước cũng tham gia vào các quá trình hình thành các loại đất : laterit, podsol... hoặc làm biến đổi đất : gley hoá, mặn hoá...

d) *Đối với sinh vật* : Do nước là môi trường sống nên đóng vai trò quyết định đối với sinh vật trên Trái Đất. Nước là thành phần của cơ thể sinh vật, tạo các phản ứng sinh hoá để cung cấp nguồn dinh dưỡng cho sự sống. Ngoài ra, cũng có tác giả cho rằng nước là nguồn gốc của sự sống. Do đó, Vanh-xi (L. de Vincy) đã công nhận : “Thiên nhiên đã dành cho nước một uy quyền thần diệu để trở thành nhựa sống trên Trái Đất”.

1.5.2. *Trong đời sống con người* : Trong đời sống con người, vai trò của nước càng quan trọng, cụ thể là :

a) *Đối với nông nghiệp* : Trong sản xuất nông nghiệp, thuỷ lợi là biện pháp hàng đầu ; nước cần cho trồng trọt và ngay cả trong chăn nuôi vì sản xuất 1kg lúa mì cần 1500 lít nước, 1kg lúa gạo cần 4500 lít nước. Để sản xuất được 1 tấn trứng cần 10.000 lít nước và sản xuất 1kg thịt lợn hơi cần 30.000 lít nước. Theo các tài liệu thực nghiệm tại Java, 1 hécta ruộng đất canh tác được thuỷ lợi hoá hoàn toàn có năng suất gấp 20 lần so với đối chứng. Trong công tác thuỷ lợi, ngoài nước tưới còn có tác dụng tổng hợp : chống lũ, tiêu nước vùng lầy, cải tạo đất. Do đó, A-lêc-xi-ep-ski (O.Alexievsky), Bộ trưởng Bộ thuỷ lợi và cải tạo đất của Liên Xô (cũ) đã nói “Nước là bạn và thù của sự phì nhiêu”.

b) *Đối với công nghiệp* : Trong công nghiệp, mức độ sử dụng nước lại càng nhiều hơn nữa, nhất là những ngành công nghiệp khát nước. Để sản xuất 1 tấn than sạch cần 3 - 4 m³ nước, 1 tấn thép cần 150 m³, 1 tấn giấy cần 2000 m³, và 1 tấn sợi hoá học cần 4000 m³... Do đó, một tác giả đã nhận xét “Nếu than đá là bánh mì đen thì nước là rượu vang cho công nghiệp”.

c) *Đối với giao thông* : đường thuỷ bao gồm 2 ngành : đường sông và đường biển. Tuy tốc độ chậm nhưng lại chờ được hàng nặng và công kềnh. Đặc biệt, do chi phí về đường xá ít nên cước vận chuyển rất rẻ. Nếu lấy cước vận tải đường sông là 1 thì cước vận tải đường biển là 0,22 ; đường sắt là 2, đường bộ là 30 và đường hàng không là 300. Do đó, người Ả rập xưa đã nói : “ Nước, đó là sự sống và những cây cầu”

1.6. Câu hỏi và bài tập

1. Công thức chung của nước là $(H_2O)_n$ khi :

- $n = 1$ gọi là có dạng phân tử là
- $n = 2$ gọi là có dạng phân tử là
- $n = 3$ gọi là có dạng phân tử là

2. Khi nước bốc hơi, nhóm phân tử nước chiếm tỉ lệ lớn nhất là bằng % ; nhóm phân tử nước chiếm tỉ lệ nhỏ nhất là bằng %.

3. Bạn đổ đầy nước vào chai thuỷ tinh, lấy giấy mỏng đặt lên miệng chai, đặt chai vào tủ lạnh làm đá, khi đá đã già đưa chai lên quan sát bạn thấy điều gì xảy ra ? Tại sao ?

4. Bạn bỏ 1 cục đá lạnh vào xô nước mát, bạn hãy quan sát hiện tượng gì xảy ra ? tại sao ?

5. Tại sao biên độ dao động ngày, năm của nhiệt độ nước lại nhỏ hơn so với đất, đá và không khí ?

6. Ở địa phương bạn có tuần hoàn nhỏ và tuần hoàn lớn của nước không ? Chúng xuất hiện như thế nào ? ở đâu, vào thời gian nào ?

7. Tại sao người ta nói tuần hoàn nước là tuần hoàn vật chất và năng lượng.

8. Vai trò của nước trong tự nhiên, trong hoạt động kinh tế xã hội ?

§2. BIỂN - ĐẠI DƯƠNG

Mục tiêu :

- *Đại dương thế giới và các bộ phận*
- *Tính chất lí hoá của nước đại dương*
- *Vận động của nước đại dương (sóng, thuỷ triều, dòng biển)*

Nước trong các biển và đại dương có khoảng 1338.10^6 km^3 , chiếm tới 98,2879% của thuỷ quyển. Diện tích của các biển và đại dương cũng rộng tới $361,3.10^6 \text{ km}^2$, tức là gần 72% diện tích bề mặt Trái Đất. Do đó, có tác giả Bê-ghê-ri (M. Béguery, 1976) đã cho rằng “Trái Đất là một hành tinh biển”. Nghiên cứu về khối nước to lớn này là nhiệm vụ của ngành Thuỷ văn Hải dương. Ngày nay, ngành này đã trở thành một ngành khoa học độc lập : Hải dương học (Oceanography). Hải dương học theo nghĩa rộng (Oceanology) bao gồm 4 bộ phận : vật lí, hoá học, sinh vật và Địa chất hải dương.

Nghiên cứu về biển đại dương có một ý nghĩa rất to lớn về mặt lí luận cũng như trong thực tiễn đời sống. Đây là kho thực phẩm rất phong phú : Cá (20.10^9 tấn), một nguồn năng lượng dồi dào : triều điện (70.10^{15} kw/h), nước nặng (50.10^{12} tấn)... dầu mỏ, muối ngoài ra là nhiều khoáng sản khác và kết hạch cobalt, mangan - sắt... Ở đây, sẽ có những ngành sản xuất mới : Công nghiệp biển, nông nghiệp biển... Cuối cùng biển và đại dương sẽ là nơi cư trú mới của con người Cu-stô (J.I.Cousteau...). Do vậy, Luật biển 1982 coi biển và đại dương là Di sản chung của nhân loại và Liên Hiệp Quốc đã lấy năm 1998 là Năm Quốc tế Đại dương và năm 2004 là năm Cứu lấy Đại dương.

2.1. Đại dương thế giới và các bộ phận :

Trên bề mặt đất, biển và đại dương chiếm phần quan trọng nhất. Đặc biệt sau cuộc thám hiểm vĩ đại của Ma-gien-lăng (F.Magellan) (1519 - 22) người ta biết được các biển và đại dương lưu thông với nhau thành một thể thống nhất và liên tục nên đã gọi là Đại dương thế giới. Tuy vậy, khối lượng nước vẫn có sự phân hoá nhất định trong không gian.

a) *Đại dương* : Đại dương là các bồn trũng rất lớn của vỏ Trái Đất trong đó chứa một lượng nước mặn khổng lồ. Theo kết quả của các tác giả Kôt-si-na (Kossina...) các đại dương chiếm tới 93% về diện tích và 97% về lượng nước trong các biển và đại dương. Độ sâu bình quân của các đại dương vào khoảng gần 4.000m và độ sâu cực đại ở vực Ma-ri-an (Marian) (Philippines) tới 11.034m thuộc

bờ tây Thái Bình Dương. Tuy vậy, về mặt số lượng, các đại dương lại rất ít. Ở thời kì Cổ đại, người ta chỉ biết có 7 biển : Địa Trung Hải, Hồng Hải... và sau đó là 2 đại dương : Đại Tây Dương và Ấn Độ dương. Kết quả này đã được thể hiện trên bản đồ thế giới của Tô-lê-mê (Cl.Ptolémée) (90 - 168). Chính nhận thức này đã có ảnh hưởng lớn đến các cuộc thám hiểm của Cô-lôm-bô (Colombo) (1492 - 1502) và nhất là của Ma-gien-lăng (F.Magellan) (1519 - 22). Cũng chính trong cuộc thám hiểm này mà Magellan đã phát hiện ra Thái Bình Dương. Sau đó, các tác giả đã đưa lên tới 7 - 8 đại dương và chỉ tới năm 1650, Va-rê-ni-ut (V.Varénius) mới đưa ra 5 đại dương: Thái Bình Dương, Đại Tây Dương, Ấn Độ dương, Nam Đại dương và Bắc Băng Dương. Tuy nhiên, các tác giả vẫn không nhất trí và gộp Nam Đại dương vào phần nam các đại dương : Thái Bình Dương, Ấn Độ Dương và Đại Tây Dương. Còn Bắc Băng Dương có tác giả chỉ coi là Bắc cực hải hay nội hải thuộc Đại Tây Dương. Ngày nay, theo Văn phòng Thuỷ văn Quốc tế ở Mô-na-cô (Monaco) chỉ công nhận 4 đại dương É-gô-rôp (N.I.Egorov. *Hải dương học vật lí - dịch* - năm 1982 trang 17), tức là không có Nam Đại dương. Trong các đại dương này, Thái Bình Dương là lớn nhất, chiếm khoảng 50% về diện tích và 53% về tổng lượng nước. Đặc biệt, Bắc Băng Dương nhỏ nhất, kém Thái Bình Dương tới 12 lần, Đại Tây Dương 6 lần và Ấn Độ dương 5 lần. Tuy vậy, việc phân chia vẫn chưa thống nhất và hợp lí vì các tác giả đã sử dụng các chỉ tiêu khác nhau : Wist (Wiist) (1930) đã dựa vào địa mạo, sau đó năm 1935 Scot (Schott) lại đề nghị các chỉ tiêu về hải văn (độ muối và nhiệt độ...) và hiện nay chỉ là các đường thẳng theo hướng kinh tuyến.

Bảng 37 : Các đại dương và đặc trưng cơ bản

Đại dương	Diện tích		Thể tích		Độ sâu (m)		Độ muối (‰)	Nhiệt độ (0°C)
	10^6km^2	%	10^3km^3	%	Trung bình	Cực đại		
Thái Bình	178,7	49,5	707,1	52,8	4.028	11.034	34,9	19,1
Đại Tây	91,6	25,4	330,1	24,6	3.926	8.742	35,5	16,9
Ấn Độ	76,2	21,0	284,6	21,3	3.897	8.047	34,8	17,0
Bắc Băng	14,8	4,1	16,7	1,3	1.205	5.449	31,0	0,75
Đại dương thế giới	361,3	100,0	1.338,5	100,0	3.975	11.034	35,0	17,54

Về lịch sử hình thành, Thái Bình Dương là đại dương cổ nhất, với tên gọi là Pan-ta-lat (Pantalass), đồng thời với lục địa cổ Pan-giê-a (Pangéa); chỉ từ Trung sinh (cách đây khoảng 150.10^6 năm) và nhất là Tân Sinh (cách đây khoảng 65.10^6 năm) mới hình thành các đại dương khác : Đại Tây Dương và Ấn Độ dương, do trôi dạt lục địa (theo Wê-gê-ne (A.Wegener)). Về nguyên nhân hình thành các đại dương, các tác giả cũng đưa ra các ý kiến khác nhau : tai biến Vec-nat-ski (V.I.Vernadsky), co rút hay dãn nở Trái Đất E-git (L.Egyed), phân dị vật chất trong lớp vỏ Trái Đất Bê-lu-sôp (V.V.Bélusov), tách dãn đáy đại dương Bu-la (E.C.Bullard).

b) Biển : Biển nói chung là những bộ phận nhỏ của đại dương bị tách biệt tương đối bởi các bán đảo và quần đảo. Thời cổ Địa Trung Hải người ta mới biết 7 biển, đến nay theo tác giả Ju-kôp (L.A.Jukov, 1978)... đã xác định được 68 biển lớn nhỏ, trong đó Thái Bình Dương có 26 biển, Đại Tây Dương : 20 biển, Ấn Độ dương : 11 biển, Bắc Băng Dương : 11 biển, trong đó có 2 biển ở giữa lục địa Á-Âu là Kat-spi (Kaspi) và A-ran (Aral). Theo kết quả tính toán của Kốt-si-na (Kossina) (1921), nếu kể cả Bắc Cực hải (Bắc Băng Dương) diện tích các biển lên tới $39,928.10^6\text{km}^2$, tức là 11,08% tổng diện tích các biển và đại dương, còn nếu không, diện tích sẽ chỉ là $25,838.10^6\text{km}^2$, tức là 7%. Về lượng nước, nếu tính cả biển Bắc Cực sẽ lên tới $48,125.10^6\text{km}^3$ chiếm tới 3,5% tổng lượng nước; còn nếu không, chỉ có $31,145.10^6\text{km}^3$ và 2,2% thôi. Độ sâu trung bình của các biển là 1080 m, nơi sâu nhất là biển San Hô phía đông Úc (Australia) là 9140m. Đặc biệt, độ muối của biển cũng thấp, trung bình chỉ khoảng 32‰ , do tác dụng pha loãng của nước sông ngòi. Do số lượng biển khá lớn, nên từ lâu các tác giả cũng tiến hành phân loại. Tuy vậy, đa số các tác giả Sô-cô-lôp (Socolov), Sê-rê-ghin (A.Seregin...) đã dựa vào quan hệ với đại dương để chia biển thành các loại : rìa lục địa, giữa các lục địa và trong lục địa... Một số các tác giả khác Va-lô (C.Valleaux...) lại muốn dựa vào nhiều chỉ tiêu, nhất là các đặc trưng hải vân... song, nói chung, kết quả vẫn chưa được thống nhất.

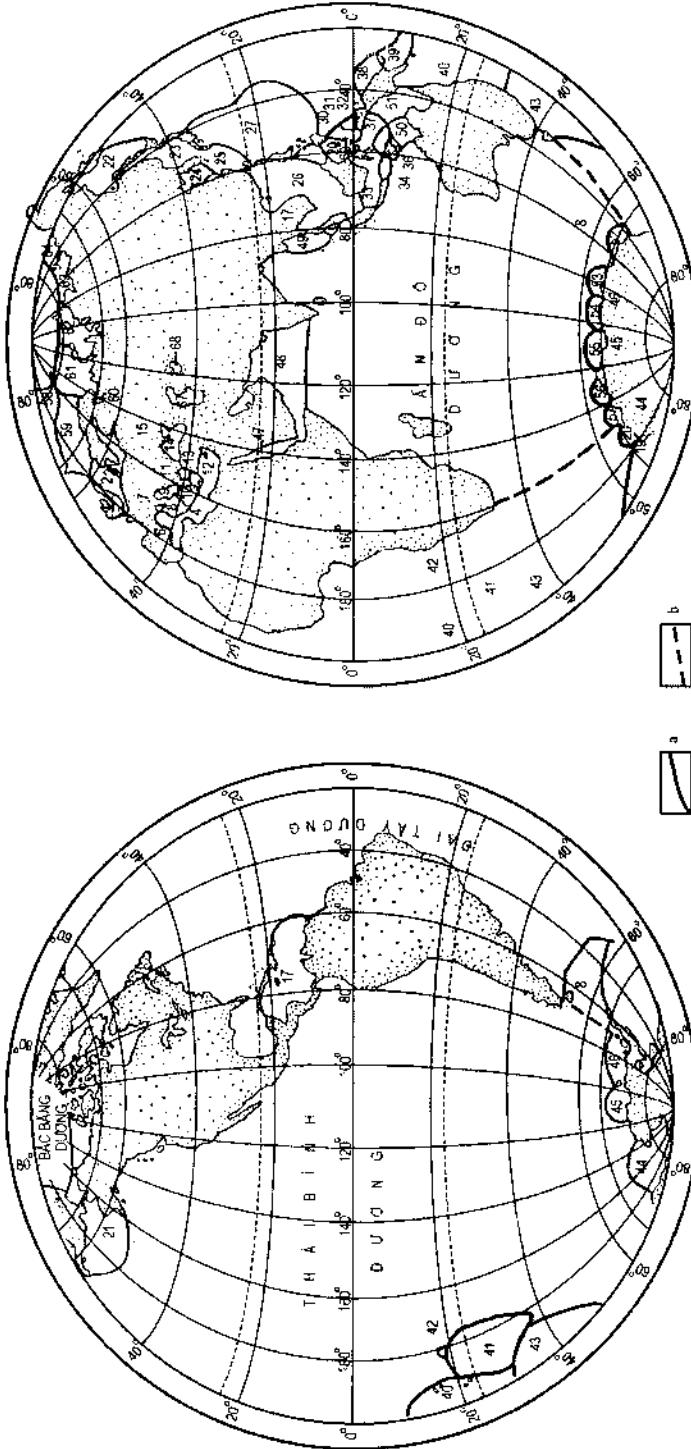
Bảng 38 : Một số biển ở bờ đông châu Á.

Biển	Diện tích (10 ⁶ km ²)	Thể tích (10 ⁶ km ³)	Độ sâu bình quân (m)	Độ sâu lớn nhất (m)
San hô	4,721	11,470	2394	9140
Ja-va (Java)	0,480	0,022	45	89
Su-la-vê-zì (Sulawesi)	0,348	0,553	1391	5009
Đông (VN) ⁽¹⁾	3,417	3,928	1140	5420
Đông Hải	0,752	0,263	349	2717
Vàng ⁽²⁾	0,417	0,017	40	116
Nhật Bản	0,478	1,713	1712	4036
Ô-Khôst (Okhotsk)	1,890	1,365	859	3657
Bé-rinh (Berhing)	2,304	3,683	1598	4773

Như vậy, biển Đông cạnh nước ta là biển lớn và điển hình vì cách biệt tương đối với 2 đại dương : Thái Bình Dương và Ấn Độ Dương bởi bán đảo Ma-lăc-ca (Malakka) và 2 quần đảo In-đô-nê-si-a (Indonesia) và Phi-lip-lin (Philippines)..

⁽¹⁾ Khác với Đông Hải của Trung Quốc và ở phía Đông nước ta.

⁽²⁾ Vàng tức Hoàng Hải của Trung Quốc.



Hình 44 : Các Đại dương và biển

I. ĐẠI TÂY DƯƠNG

1. Bali ; 2. Bắc ; 3. Ireland ; 4. ĐT Hải ; 21. Berling ; 22. Okhotsk ; 23. Nhật Bản ; 24. Hoàng ; 47. Hồng ; 48. Arap
5. Alboran ; 6. Bakar ; 7. Ligury ; 49. Andaman ; 50. Timor ; 58. Gronland ; 59. Na Uy ;
8. Tirrené ; 9. Adriatic ; 10. Ionie ; 25. Đông (TH) ; 26. Đông (VN) ; 27. Philippines ; 60. Bạch ; 61. Barentz ;
11. Egée ; 12. Krit ; 13. Mramor ; 28. Sulu ; 29. Sulawesi ; 30. Moluku ; 31. Khalmakher ; 62. Karsk ; 63. Lazrev ;
14. Den (Hắc) ; 15. Arn ; 16. Baffin ; 32. Seram ; 33. Java ; 34. Bali ; 35. Flores ; 36. Savu ; 64. Đđ Siber ; 65. Tchukinsk ;
17. Cambe ; 18. Schott (Scotia) ; 37. Banda ; 38. New Guinée ; 39. Salomon ; 66. Beaufort ; 67. Kaspi ;
19. Uedella ; 20. Lazarev. 55. Sod-ujest ; 56. Kasmontav ; 57. Richer-Lassen

Ranh giới : a. Biển

b. Đại dương

II. THÁI BÌNH DƯƠNG

1. Bắc ; 2. Bắc ; 3. Ireland ; 4. ĐT Hải ; 21. Berling ; 22. Okhotsk ; 23. Nhật Bản ; 24. Hoàng ; 47. Hồng ; 48. Arap
5. Alboran ; 6. Bakar ; 7. Ligury ; 49. Andaman ; 50. Timor ; 58. Gronland ; 59. Na Uy ;
8. Tirrené ; 9. Adriatic ; 10. Ionie ; 25. Đông (TH) ; 26. Đông (VN) ; 27. Philippines ; 60. Bạch ; 61. Barentz ;
11. Egée ; 12. Krit ; 13. Mramor ; 28. Sulu ; 29. Sulawesi ; 30. Moluku ; 31. Khalmakher ; 62. Karsk ; 63. Lazrev ;
14. Den (Hắc) ; 15. Arn ; 16. Baffin ; 32. Seram ; 33. Java ; 34. Bali ; 35. Flores ; 36. Savu ; 64. Đđ Siber ; 65. Tchukinsk ;
17. Cambe ; 18. Schott (Scotia) ; 37. Banda ; 38. New Guinée ; 39. Salomon ; 66. Beaufort ; 67. Kaspi ;
19. Uedella ; 20. Lazarev. 55. Sod-ujest ; 56. Kasmontav ; 57. Richer-Lassen

III. ÁN ĐÔ DƯƠNG

1. Bắc ; 2. Bắc ; 3. Ireland ; 4. ĐT Hải ; 21. Berling ; 22. Okhotsk ; 23. Nhật Bản ; 24. Hoàng ; 47. Hồng ; 48. Arap
5. Alboran ; 6. Bakar ; 7. Ligury ; 49. Andaman ; 50. Timor ; 58. Gronland ; 59. Na Uy ;
8. Tirrené ; 9. Adriatic ; 10. Ionie ; 25. Đông (TH) ; 26. Đông (VN) ; 27. Philippines ; 60. Bạch ; 61. Barentz ;
11. Egée ; 12. Krit ; 13. Mramor ; 28. Sulu ; 29. Sulawesi ; 30. Moluku ; 31. Khalmakher ; 62. Karsk ; 63. Lazrev ;
14. Den (Hắc) ; 15. Arn ; 16. Baffin ; 32. Seram ; 33. Java ; 34. Bali ; 35. Flores ; 36. Savu ; 64. Đđ Siber ; 65. Tchukinsk ;
17. Cambe ; 18. Schott (Scotia) ; 37. Banda ; 38. New Guinée ; 39. Salomon ; 66. Beaufort ; 67. Kaspi ;
19. Uedella ; 20. Lazarev. 55. Sod-ujest ; 56. Kasmontav ; 57. Richer-Lassen

IV. BẮC BÀNG DƯƠNG

1. Bắc ; 2. Bắc ; 3. Ireland ; 4. ĐT Hải ; 21. Berling ; 22. Okhotsk ; 23. Nhật Bản ; 24. Hoàng ; 47. Hồng ; 48. Arap
5. Alboran ; 6. Bakar ; 7. Ligury ; 49. Andaman ; 50. Timor ; 58. Gronland ; 59. Na Uy ;
8. Tirrené ; 9. Adriatic ; 10. Ionie ; 25. Đông (TH) ; 26. Đông (VN) ; 27. Philippines ; 60. Bạch ; 61. Barentz ;
11. Egée ; 12. Krit ; 13. Mramor ; 28. Sulu ; 29. Sulawesi ; 30. Moluku ; 31. Khalmakher ; 62. Karsk ; 63. Lazrev ;
14. Den (Hắc) ; 15. Arn ; 16. Baffin ; 32. Seram ; 33. Java ; 34. Bali ; 35. Flores ; 36. Savu ; 64. Đđ Siber ; 65. Tchukinsk ;
17. Cambe ; 18. Schott (Scotia) ; 37. Banda ; 38. New Guinée ; 39. Salomon ; 66. Beaufort ; 67. Kaspi ;
19. Uedella ; 20. Lazarev. 55. Sod-ujest ; 56. Kasmontav ; 57. Richer-Lassen

2.2. Thành phần hóa học của nước biển

Do nước là một dung môi mạnh nên nước biển đã hoà tan nhiều chất. Nồng độ hoà tan các chất trong nước biển lớn hơn trong nước sông ngòi nhiều. Nồng độ ion trong nước sông ngòi, theo Röt (J.Roth), vào khoảng $0,167\%$; còn trong nước biển, các muối là $3,5\%$, và các chất khác là $0,3\%$. Nghiên cứu về các chất này là Hoá học biển. Theo Phan Văn Tường (1978) đây là kho nguyên liệu vô cùng phong phú cho công nghiệp hoá học hiện nay cũng như trong tương lai...

2.2.1. Muối biển

Trong các chất hoà tan, muối biển chiếm phần quan trọng nhất. Theo kết quả tính toán của các tác giả có thể tới $31 - 46 \cdot 10^{15}$ tấn, còn theo Zen-kê-vic (I.A.Zenkevitch) số lượng này vào khoảng $38 \cdot 10^{15}$ tấn. Nếu nhu cầu hàng năm của thế giới vào khoảng $50 - 75 \cdot 10^6$ tấn/năm, đây quả là một kho tài nguyên khổng lồ. Nếu đem rải số lượng muối này lên bề mặt toàn cầu thì sẽ có một lớp dày khoảng 45m và chỉ riêng trên các lục địa sẽ lên tới 153m. Theo Zen-kê-vic (I.A.Zenkevitch) và Lvô-vic (M.L.Lvovitch), suất bay hơi của muối biển là 12 tấn/năm-km 2 , tổng lượng bay hơi của muối là $1,8 \cdot 10^9$ tấn/năm. Vào lục địa, khoảng 50% lượng muối này bị các sinh vật hấp thụ, nhưng nước sông ngòi lại hoà tan các ion muối trong đất đá và mang trở lại biển và đại dương. Do đó, lượng muối này vẫn giữ được cân bằng.

a) *Đặc điểm của muối biển* : Muối biển cũng khá phức tạp. Về thành phần của muối biển cũng không đơn giản. Qua 77 mẫu nước lấy tại các địa điểm trên đại dương thế giới, theo Đít-ma (Dittmar) và Rô-ta (Rotard) (1884), thành phần của muối biển được xác định cụ thể như trong bảng sau.

Bảng 39 : Thành phần của muối biển.

Muối	Số lượng (g/kg)	Tỉ lệ (%)
Natri Clorua	27,2	77,8
Magiê Clorua	3,8	10,9
Magiê Sulfat	1,7	4,7
Calci Sulfat	1,2	3,6
Kali Clorua	0,9	2,5
Calci Carbonat	0,1	0,3
Magiê Bromua	0,1	0,2
Tổng cộng	35,0	100,0

Từ bảng 39, thành phần clorua là quan trọng nhất. Trong đó, natri clorua chiếm tới 77,8% nên muối biển có vị mặn chát. Ngược lại, các muối khác như bromua, iodua... chiếm tỉ lệ rất nhỏ, chỉ khoảng 0,2%. Tuy nhiên, thành phần iốt này có giá trị trong việc chống buóu cổ... Tất cả các muối này tạo thành nồng độ muối của biển. Độ muối, theo Uỷ ban Quốc tế Hải dương (1902) là số lượng muối có trong 1000 g nước biển, khi toàn bộ lượng CO_2 bị ôxi hoá, các nguyên tố Br, I... được thay thế bằng nguyên tố Cl và một số vật chất hữu cơ khác cũng hoàn toàn bị ôxi hoá. Theo Dit-ma (Dittmar), lượng muối này bằng 35g/kg, tức là 35 ‰. Độ muối này có thể thay đổi, song các thành phần vẫn giữ nguyên tỉ lệ ổn định.

Các muối hoà tan trong nước biển thường tồn tại dưới dạng ion. Các ion có điện tích dương (+) gọi là cation như : Ca, Na... ; còn các ion mang điện tích âm (-) gọi là các anion như : Cl, SO_4 ... Do Cl chiếm một tỉ lệ lớn lại dễ xác định nên Knútsen (M.Knudsen) (1901) đã đề xuất việc xác định độ muối của nước biển theo công thức sau :

$$S_{0/00} = 0,03 + 1,805 \text{ Cl}$$

Trong đó : 0,03 và 1,805 là hệ số thực nghiệm.

Sau đó, UNESCO đã chuyển thành công thức đơn giản sau :

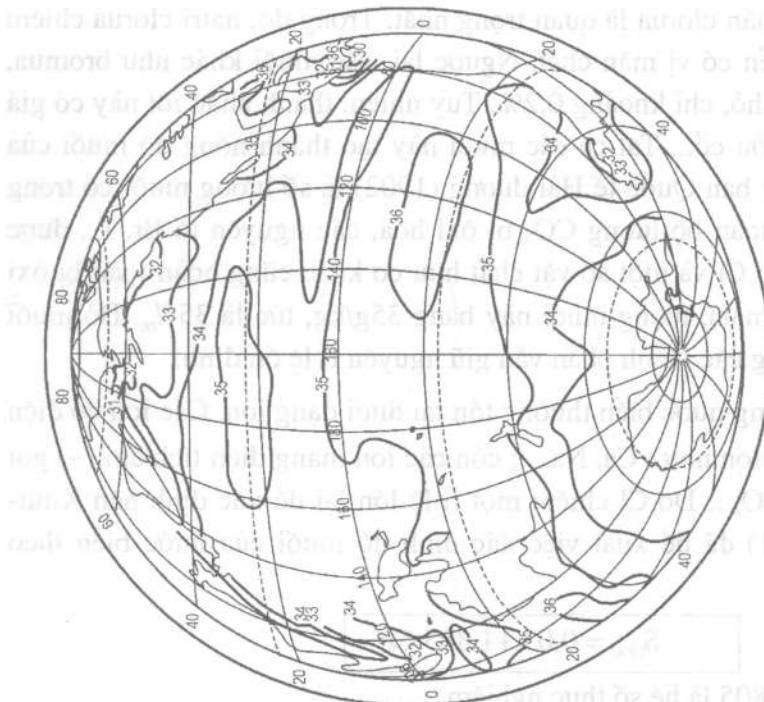
$$S_{0/00} = 1,80655 \text{ Cl}$$

Về nguồn gốc của muối biển, các tác giả đã đưa ra các ý kiến khác nhau. Tuy vậy, có thể sắp xếp các ý kiến trên vào 2 loại cơ bản sau :

– *Muối có từ khi hình thành đại dương* : Su-ba-ep (L.P.Subaev) cho rằng : Khi thoát khỏi bao manti, nước đã hoà tan các chất dễ bay hơi, nên đại dương bị khoáng hoá ngay từ khi mới ra đời ; hoặc ít nhất từ Thái Cổ nước đã khá mặn (độ muối khoảng 25 ‰) và sau đó tăng dần cho đến nay.

– *Lúc đầu là nước ngọt, sau đó mới mặn dần lên* : Zen-kê-vic (L.A.Zenkevich) cho là sinh vật cổ đại là đồng nhất giữa sông và biển : bọt biển. Nước biển chỉ mặn từ Tiền Cambri và từ Cambri tới nay là không đổi. Stra-khôp (N.M. Strakhov) (1941) cho rằng các động vật thời Tiền Cam có xương không phải là Calci mà là Kitin hay Silic. Hiện tượng này, theo Sa-môi-lôp (Samoilov) (1921) là do nước biển nghèo CaCO_3 . Nồng độ muối biển thời Permi mới là 21,1 ‰ và đến Créta mới giống ngày nay. Quá trình tăng dần của độ muối này cũng có 2 ý kiến khác nhau :

Hình 45 : Độ muối của lớp Đại dương thế giới về mùa hạ (Theo Atlas Biển, Liên Xô)



+ *Từ lục địa ra* : Ga-li-lê (Galilée), năm 1725 đã trình bày tại Hội Địa lí Hoàng gia Anh là các sông ngòi mang nước trong đó có muối ra cung cấp cho biển và đại dương. Do đó, lượng muối tăng dần cho tới nay.

+ *Từ dưới sâu lên* : Bê-lu-sốp (V.V.Bélusov), Vi-nô-gra-đôp (A.P.Vinogradov) lại cho rằng các quá trình thoát khí từ bao manti cung cấp lên. Ngày nay quá trình này còn được tiếp diễn do hoạt động của núi lửa ngầm trên đáy đại dương. Lượng muối đó đến nay đã ổn định (cân bằng trong tuần hoàn muối).

b) *Sự thay đổi của muối theo thời gian và trong không gian* :

Về sự thay đổi của muối theo thời gian : Nước biển, nhất là lớp nước mặt, thay đổi khá rõ rệt theo thời gian. Nguyên nhân của hiện tượng này là do các điều kiện khí tượng thuỷ văn, tức là cân bằng nước cụ thể theo thời gian. Nói chung, trong mùa khô độ muối tăng lên ; ngược lại, mùa mưa độ muối giảm đi. Sự dao động này tạo nên chu kỳ năm của chế độ muối. Tuy vậy, biên độ muối cũng không lớn lắm. Theo Bop (Cl.F.Boeuf), trong Đại Tây Dương độ muối về mùa đông lớn hơn về mùa hạ là $0,5\text{ \%}$; còn Nơ-man (G.Neuman) (1940) quan trắc vùng Tân địa (New Foundland), biên độ muối là $0,37\text{ \%}$. Trong các biển, nhất là tại các vùng cửa sông, biên độ này tăng lên rõ rệt. Trong biển Đông, biên độ muối ở Trường Sa là $1,7\text{ \%}$, ở Bạch Long Vĩ là $1,8\text{ \%}$..., còn biên độ muối ở Cửa Tùng là $14,4\text{ \%}$ ở Hòn Dáu là $17,5\text{ \%}$.

Về sự phân bố độ muối trong không gian : Trong không gian độ muối cũng thay đổi khá mạnh, Trước hết là sự khác biệt giữa các đại dương. Đại Tây Dương có độ muối cao nhất, trung bình là $35,4\text{ \%}$, còn thấp nhất là Bắc Băng Dương, chỉ khoảng $31 - 32\text{ \%}$. Trong các biển, độ muối cũng rất khác nhau : độ muối của Hồng Hải là 40 \% ; của biển Đông là hơn 33 \% và biển Ban-tic (Balt) là 15 \% .

Tiếp theo là độ muối thay đổi theo quy luật địa đới, tức là theo vĩ độ địa lí. Độ muối tăng từ xích đạo : $34 - 35\text{ \%}$ lên đến các miền chí tuyến : $35-36\text{ \%}$ rồi lại giảm dần về phía 2 cực : $32 - 33\text{ \%}$.

Theo quy luật *phi đới*, độ muối cũng thay đổi theo độ sâu. Sự thay đổi này cũng tuỳ thuộc vào cân bằng nước địa phương. Ở những nơi có cân bằng nước dương (+), độ muối tăng dần theo độ sâu, đến khoảng 500 - 1000m, sau đó ổn định cho tới đáy. Ngược lại, ở những vùng cân bằng nước âm (-), độ muối giảm theo độ sâu và sau đó ổn định. Căn cứ vào đặc tính này, Đê-făng (Defant) (1961) đã gọi tầng trên là tầng đối lưu và tầng dưới là tầng bình lưu tương tự như trong khí quyển.

2.2.2. Các chất hòa tan khác : Trong nước biển, theo Goóc-ski (N.Gorsky), có thể hòa tan hầu hết các chất trong bảng tuần hoàn Men-dê-lê-ep (Mendéleev). Tuy vậy, theo kết quả nghiên cứu của các tác giả : Keo-lơ (Keller) (1949) và Ri-lây (Riley) (1954)... người ta mới biết được khoảng 44 nguyên tố. Ngoài các muối, còn khoảng 36 nguyên tố khác : Silic : 1000 mg/m^3 , Nitơ : 1000 mg/m^3 , Lân (Phosphor) : 60 mg/m^3 , Bạc : $0,3 \text{ mg/m}^3$, Vàng : $0,04 \text{ mg/m}^3$... Đặc biệt, một số nguyên tố chỉ được phát hiện thông qua cơ thể sinh vật : Niobi trong hải tiêu, Stronti trong phóng xạ trùng ; kẽm, thiếc và chì trong sữa, iốt trong rong và bọt biển... Đây là một nguồn tài nguyên vô cùng phong phú : vàng (10.10^9 tấn), kết hạch cobalt (1.10^9 tấn), gấp tới 1.000 lần trên các lục địa... Nguồn gốc của các chất này, có thể do sóng ngầm cung cấp Jô-li (Joly), hay nước biển hòa tan đất đá ở đáy Y-mô-ri (Ymori).

Ngoài ra, trong nước biển cũng tồn tại nhiều chất khí : O, N, CO₂, H₂S... Độ hòa tan của các chất khí phụ thuộc vào đặc trưng hải văn (T,S...), các quá trình hoá học và sinh học trong nước, chuyển động của nước (các xáo trộn và hoàn lưu thẳng đứng...). Theo Foks (Foks) (1907) tỉ lệ O/N trong nước biển là 2/3 ; trong khi đó, ngoài khí quyển chỉ là 1/4. Các chất khí trong nước biển và ngoài khí quyển thường có thể cân bằng nhất định. Đại dương có thể hấp thụ tới $10.10^9 \text{ tấn CO}_2/\text{năm}$... Các chất khí tồn tại trong nước biển có ảnh hưởng lớn tới các quá trình sinh học, hoá học và truyền âm trong nước. Nguồn gốc của các chất khí này chủ yếu là do trao đổi với khí quyển, ngoài ra là các quá trình sinh hoá hay các hoạt động magma.

2.3. Nhiệt độ nước biển

Nhiệt độ nước biển là một yếu tố rất quan trọng của vật lí hải dương. Do thành phần hoá học khác với nước ngọt nên các đặc trưng của nước biển cũng khác : điểm sôi là $100,96^\circ\text{C}$, điểm băng là $-1,91^\circ\text{C}$ và nhiệt độ có tỉ trọng cực đại là $-3,52^\circ\text{C}$. Do đó, không tồn tại đặc trưng này.

Nhiệt độ nước biển có ảnh hưởng rất lớn đến các phản ứng hoá học và các quá trình vật lí khác nên cũng ảnh hưởng nhiều tới sự tồn tại và phát triển của sinh vật. Nhiệt độ của biển góp phần quan trọng trong quá trình tuần hoàn và trao đổi vật chất và năng lượng trong lớp vỏ địa lí. Một ứng dụng thực tế khá quan trọng là công trình hải nhiệt điện mà Clôt (G.Claude) đã thử nghiệm thành công tại A-bi-jang (Abidjan), tại Bờ biển Ngà (Côte d'Ivoires) ở Phi châu.

2.3.1. Các quá trình nhiệt của nước biển : Do nhiệt của Trái Đất và nhiệt động năng của nước biển rất nhỏ, nên các quá trình nhiệt của biển chủ yếu là do bức xạ Mặt Trời và mối quan hệ trực tiếp với lớp khí quyển bên trên.

a) Nhiệt bức xạ Mặt Trời và khí quyển : Hàng ngày, Mặt Trời chiếu sáng xuống mặt biển nên nước biển đã hấp thụ một nguồn nhiệt lượng dồi dào để tạo thành nhiệt độ. Đó là các bức xạ sóng ngắn với chiều dài bước sóng trung bình $5^{-20\mu}$. Theo An-bret (Albrecht) (1949) nếu giới hạn ngoài khí quyển, bức xạ mặt trời là 700 cal/cm^2 - ngày, biển và đại dương sẽ nhận được 295 cal/cm^2 - ngày. Tuy nhiên, lượng bức xạ nhận được này còn tùy thuộc vào nhiều điều kiện : độ trong suốt, lượng hơi nước và CO_2 trong khí quyển, đặc biệt là độ cao Mặt Trời và vĩ độ địa lý. Nếu bức xạ nhận được khi độ cao Mặt Trời ở 90° là 100% ; ở độ cao 45° còn 92% và ở 5° chỉ còn 39% thôi.

Ngoài ra, lớp khí quyển bên trên cũng bức xạ xuống mặt biển và đại dương dưới hình thức sóng dài. Với điều kiện không khí trong sạch, khi độ cao Mặt Trời lớn, tổng nhập xạ của nước biển sẽ có 85% là do bức xạ Mặt Trời và 15% do bức xạ khí quyển ; còn khi độ cao Mặt Trời thấp, khoảng 10° , tỉ lệ này sẽ là 60% và 40%.

Lượng nhiệt nhận được chủ yếu tập trung ở lớp nước mặt vì khi qua lớp nước dày 1cm, hiệu ứng nhiệt đã giảm đi 100 lần và khi qua lớp dày 1m, hiệu ứng này sẽ giảm đi 8530 lần. Tuy nhiên, nhờ các quá trình động lực biển : sóng, triều, đối lưu nên nhiệt có thể truyền xuống sâu hơn nhiều.

b) Nhiệt bốc hơi : Ngoài các quá trình nhận nhiệt, nước biển cũng có một số quá trình tiêu hao nhiệt, trong đó nhiệt mất do bốc hơi là lớn hơn cả. Nước biển thường xuyên cung cấp hơi nước cho khí quyển dưới dạng bốc hơi, với số lượng khoảng $453.10^3 \text{ km}^3/\text{năm}$. Khi bốc hơi, biển cần một nhiệt lượng lớn, tức là 580 cal/g . Như vậy, hàng năm nước biển có thể để dùng tới gần 50% lượng nhiệt đã hấp thụ cho việc bốc hơi. Ngược lại, khi ngừng tụ để rơi trở lại mặt đất, hơi nước lại toả ra một lượng nhiệt như vậy để cung cấp cho khí quyển dưới dạng tiềm nhiệt bốc hơi.

c/ Nhiệt bức xạ của nước biển : Nước biển có nhiệt độ khá cao. Theo Stê-pa-nôp (Stépanov), có thể tới $17,54^\circ\text{C}$ nên cũng phát xạ. Đây là quá trình bức xạ sóng dài. Bức xạ của biển phụ thuộc vào nhiều điều kiện nhất là nhiệt độ nước. Lượng bức xạ này khi nước biển ở : 0°C là $0,369 \text{ cal/cm}^2\text{-s}$; ở 10°C là $0,424 \text{ cal/cm}^2\text{-s}$; ở 20°C là $0,476 \text{ cal/cm}^2\text{-s}$; và 30°C là $0,561 \text{ cal/cm}^2\text{-s}$.

Ngoài ra, quá trình này còn phụ thuộc vào nhiệt độ và độ ẩm trong không khí. Theo kết quả nghiên cứu của Ăng-ström (Angstrom), khi nhiệt độ không khí là 15°C và độ ẩm tương đối là 70%, bức xạ hữu hiệu là 0,180 cal/cm²–s và khi độ ẩm là 100%, lượng bức xạ còn lại 0,163 cal/cm²–s. Lượng bức xạ này cũng khá lớn, có thể tới 40% tổng nhập xạ của nước.

d/ *Nhiệt trao đổi đối lưu* : Cũng do nước biển và lớp không khí bên trên có chênh lệch về nhiệt độ nên thường có sự trao đổi nhiệt với nhau, nhất là về mùa đông. Do nước biển có nhiệt độ cao hơn nên nhiệt trao đổi đối lưu cũng tiêu hao khoảng 10% tổng nhập xạ của biển.

Ngoài ra, cũng còn nhiều quá trình khác : đóng và tan băng, trao đổi nhiệt với lục địa...

2.3.2. *Phương trình cân bằng nhiệt* : Nhiệt độ nước biển được hình thành là do kết quả của nhiều quá trình khác nhau. Song về cơ bản chia làm 2 loại chính : thu và chi nhiệt. Tuỳ theo các điều kiện và thời gian cụ thể, cân bằng nhiệt có thể khác nhau ; song trong thời gian dài các quá trình trên là cân bằng. Theo kết quả nghiên cứu của Röt-sbai (Rossby), phương trình cân bằng nhiệt cơ bản của nước biển được thể hiện như sau :

$$B = (E_b + LE + P_d) = 0$$

Trong đó, B là nhiệt bức xạ mặt trời, E_b là bức xạ mặt biển, LE là nhiệt bốc hơi và P_d là nhiệt trao đổi đối lưu.

Từ công thức trên, Röt-sbai (Rossby) (1936) thu được kết quả cụ thể trên Đại dương thế giới, giữa các vĩ độ 70°B - N như sau :

$$\text{– Thu : } B = 0,221 \text{ cal/cm}^2 \text{ – s} ; \quad \text{– Chi : } LE = 0,118 \text{ cal/cm}^2 \text{ – s}$$

$$E_b = 0,090 \text{ – }$$

$$P_d = 0,013 \text{ – }$$

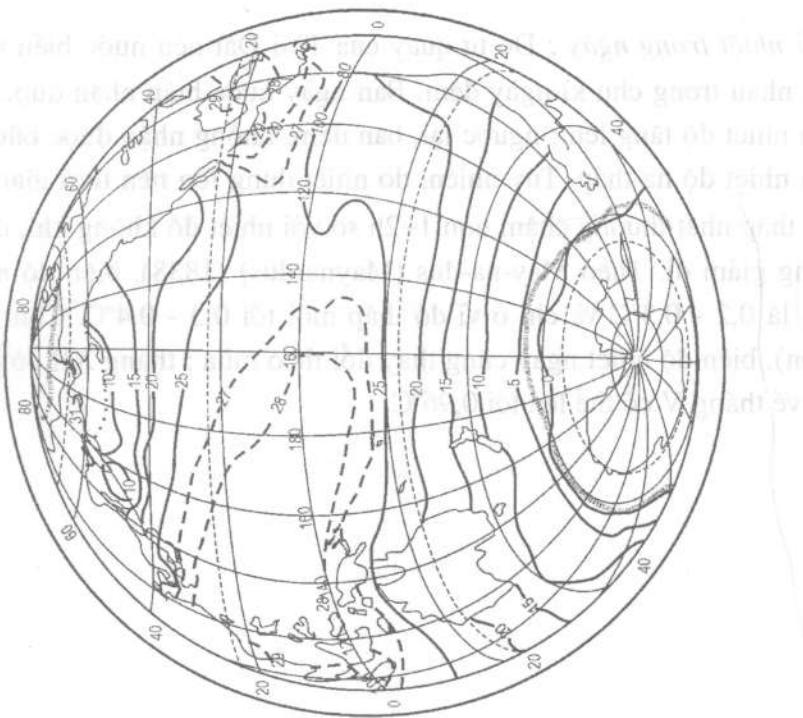
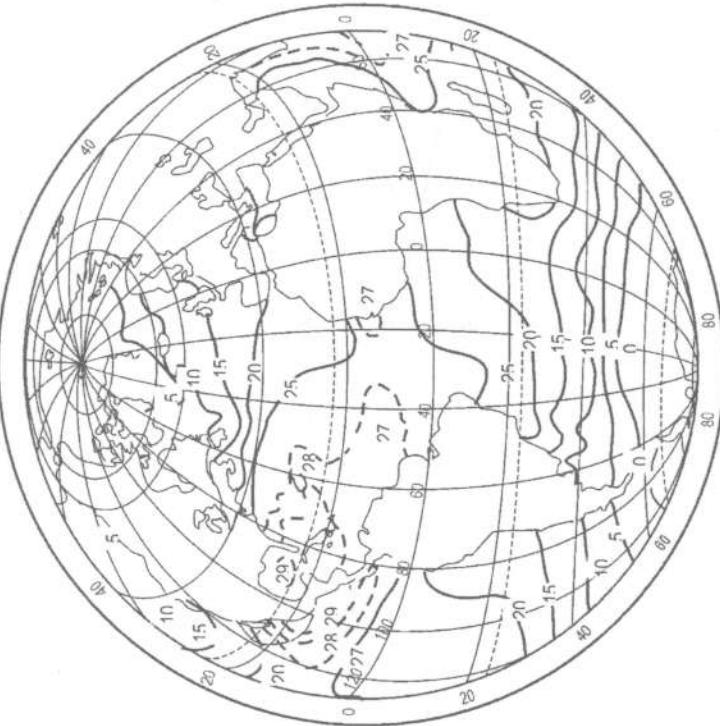
$$\text{Cộng : } 0,221 \text{ cal/cm}^2 \text{ – s}$$

Tuy nhiên cân bằng này có thể bị phá vỡ nếu không hạn chế ô nhiễm CO₂ với tác dụng của hiệu ứng nhà kính.

a) *Sự thay đổi nhiệt theo thời gian* : Do Trái Đất luôn luôn vận động mà chất điểm nước cũng thay đổi theo vị trí khi tiếp nhận bức xạ Mặt Trời. Theo thời gian, sự thay đổi này xảy ra trong các chu kỳ : ngày, năm...

- Sự thay đổi nhiệt trong ngày : Do tự quay của Trái Đất nên nước biển nhận được nhiệt khác nhau trong chu kỳ ngày đêm. Ban ngày nước biển nhận được bức xạ Mặt Trời nên nhiệt độ tăng lên ; ngược lại, ban đêm, không nhận được bức xạ, lại tỏa nhiệt nên nhiệt độ hạ thấp. Tuy nhiên, do nhiệt dung lớn nên thời gian đạt tối cao nhất hay thấp nhất thường chậm hơn 1-2h so với nhiệt độ không khí, đồng thời biên độ cũng giảm đi. Theo May-na-dus (Maynardus) (1838), biên độ nhiệt ngày trung bình là 0,2 - 0,3°C và chỉ ở vĩ độ thấp mới tới 0,3 - 0,4°C. Còn theo Đic-sơn (Dickson), biên độ nhiệt ngày cũng thay đổi theo mùa : tháng XII có biên độ là 0,2°C, còn về tháng V có thể lên tới 0,96°C.

Hình 46 : Nhiệt độ bề mặt Đại dương thế giới ($^{\circ}\text{C}$) tháng VIII (theo Atlas Biển Liên Xô)



– *Sự thay đổi nhiệt trong năm* : Do Trái Đất chuyển động xung quanh Mặt Trời và trục Trái Đất lại nghiêng với mặt phẳng hoàng đạo là $66^{\circ}33'$, nên trong chu kỳ năm, nhiệt độ nước biển cũng thay đổi. Biên độ nhiệt năm cũng không lớn lắm, nhất là ở giữa biển khơi và trong các vùng vĩ độ thấp. Đại lượng thường chỉ khoảng $0,5 - 1^{\circ}\text{C}$. Ở các miền vĩ độ cao, đại lượng này tăng lên : ở Hawai là 3°C , eo biển Bé-rinh (Berhing) là 7°C , đặc biệt ở những vùng ranh giới của các hải lưu nóng và lạnh mới có thể lên tới 30°C . Trong các biển, biên độ nhiệt năm cũng rất khác nhau : biển Đông tại Trường Sa là $3,4^{\circ}\text{C}$, ở biển Ban-tích là 17°C và biển Đen là 24°C ...

b) *Sự phân bố nhiệt trong không gian* : Trong không gian, nhiệt độ nước biển xảy ra khác nhau. Sự thay đổi này thể hiện theo các quy luật địa lí.

– *Theo quy luật địa đới* : Theo quy luật này nhiệt độ giảm dần từ xích đạo về phía 2 cực. Cụ thể là ở vùng nhiệt đới và xích đạo, nhiệt độ nước biển có thể tới $27-28^{\circ}\text{C}$, ở miền ôn đới là $15-16^{\circ}\text{C}$ và miền hàn đới là dưới 1°C . Do tác dụng của các hải lưu nóng và lạnh nên các đường đẳng nhiệt thường không song song với các vĩ tuyến, nhất là ở Bắc bán cầu. Trong các biển, nhiệt độ nước biển cũng rất khác nhau : ở biển Đen là 26°C , ở biển Ban-tích là 17°C và tại biển Ba-ren (Barentz) là 3°C ...

– *Theo quy luật phi đới* : Theo quy luật này, nhiệt độ nước biển cũng giảm dần đi theo chiều sâu, nhất là ở các vùng vĩ độ thấp. Theo hướng này, các nhà hải dương thường chia nước biển thành 3 tầng như sau :

+ *Tầng mặt* : Tầng này có chiều dày khoảng 100m. Ở tầng này, nước biển chịu ảnh hưởng trực tiếp của bức xạ Mặt Trời. Ở đây, nhiệt độ trung bình là $16-23^{\circ}\text{C}$, riêng ở xích đạo là $27-29^{\circ}\text{C}$. Sự thay đổi nhiệt độ trong ngày ở đây xảy ra rõ rệt, giống như hiện tượng đối lưu trong khí quyển mà Đê-făng (Désant) (1923) đã đề xuất :

+ *Tầng nhảy vọt* : Tầng này dưới tầng mặt và có độ dày lớn hơn, khoảng 500-600m. Trong tầng này, nhiệt độ giảm đi rất nhanh, đặc biệt là ở độ sâu 300-400m, nên được gọi là tầng nhảy vọt (đột biến) về nhiệt độ. Gradient nhiệt độ trung bình khoảng $0,1^{\circ}\text{C}$; đặc biệt ở vùng Ô-khot-sk (Okhotsk) lên tới $0,6^{\circ}\text{C}$. Do đó, trong tầng này nhiệt độ có thể chênh nhau tới $10 - 16^{\circ}\text{C}$. Nguyên nhân hình thành hiện tượng này cũng khá phức tạp : nước sông ngòi đổ ra, sự tiếp xúc của các hải lưu và ở các miền ôn đới có thể xảy ra 2 tầng đột biến nhiệt độ : một tầng thường xuyên do tiếp xúc của các hải lưu và một tầng theo mùa (mùa thu) do bức xạ Mặt Trời.

+ *Tầng đáy* : Là tầng dưới cùng, ở dưới độ sâu 700m. Ở đây nhiệt độ thấp và ít thay đổi, nhất là từ dưới 2000m, nhiệt độ quanh năm khoảng 2°C. Do đó, gọi là tầng hằng nhiệt. Trao đổi nhiệt xảy ra yếu và theo phương nằm ngang nên Đê-fang (Défaut) còn gọi là tầng bình lưu.

Trong các biển, tầng hằng nhiệt thường phụ thuộc vào độ sâu các ngưỡng biển. Ở Địa Trung hải, tầng hằng nhiệt ở độ sâu 350m, dưới độ sâu của eo biển Gi-bran-ta (Gibraltar) và nhiệt độ ở đây là 12 - 13°C. Tại một số biển nóng và chuyển động của nước biển mạnh, nhiệt độ của nước biển khá đồng nhất : biển Trắng (Bạch hải) nhiệt độ mùa hạ là 6 - 7°C, còn trong mùa đông là -1,0 → -1,8°C.

2.4. Sóng biển

Nước biển và đại dương luôn chuyển động mà sóng là dạng chủ yếu. Nhìn bề ngoài các con sóng cứ chuyển dịch nối tiếp theo nhau nên người ta có cảm giác là sóng di động. Thực ra, theo Vanh-si (L.de Vincy), sóng biển chỉ là những dao động của các chất điểm nước khác nhau về thời gian và sự truyền bá sóng trên chỉ là truyền bá các dao động đó mà thôi. Hiện tượng này có thể nhận thấy dễ dàng khi quan sát một vật nổi trên sóng, hay sóng lúa trên cánh đồng khi có gió thổi qua.

Nghiên cứu về sóng biển là một bộ phận quan trọng của động lực hải dương. Kết quả nghiên cứu có nhiều ý nghĩa to lớn. Sóng truyền nhiệt độ và các chất khí hoà tan xuống sâu, xâm thực và phân bố lại các trầm tích ven bờ. Trong thực tế nghiên cứu về sóng cũng có tác dụng lớn trong kĩ thuật hàng hải, chống xâm thực bờ biển và bến cảng và sử dụng năng lượng sóng...

2.4.1. *Nguyên nhân hình thành và phân loại sóng* : Trên bề mặt biển và đại dương, sóng luôn phát sinh và tồn tại. Các sóng này rất khác nhau về hình dạng, kích thước và nhất là quá trình dao động.

a) *Nguyên nhân hình thành sóng* : Sóng tồn tại và phát triển trên bề mặt biển và đại dương rất phức tạp, do nhiều nhân tố tác động sau :

- *Khí tượng - Thuỷ văn* : Trong nhóm nhân tố này, vai trò của khí tượng rất lớn, trong đó chủ yếu là hoạt động của gió, sau đó là các xoáy khí và các thay đổi của áp suất khí quyển. Nhân tố thuỷ văn cũng có tác động tới sóng biển do sự phân hoá của mật độ nước biển chủ yếu là sự thay đổi về độ muối và nhiệt độ gây ra.

- *Địa chất* : Bao gồm tác động của các hiện tượng: hoạt động của núi lửa, động đất, sụt lở bờ vách núi hay lục địa. Sóng gây ra do nguyên nhân này xảy ra ít hơn, song cường độ rất lớn và tác hại khủng khiếp.

– *Thiên văn* : Các thiên thể trong Thái Dương hệ cũng có tác dụng gây sóng trên biển thông qua lực hấp dẫn. Các sóng này không lớn lắm và liên quan đến một hiện tượng địa lí khác : Thuỷ triều.

b) *Phân loại sóng* : Các sóng trên biển cũng rất đa dạng ; để thuận tiện cho việc nghiên cứu, người ta cũng tiến hành phân loại sóng. Cho tới nay có nhiều phương pháp khác nhau, song phân loại theo nguồn gốc phát sinh vẫn là cơ bản. Theo phương pháp này, có các loại sóng chủ yếu sau : Sóng gió (do tác động của gió), sóng nội (do nguyên nhân mật độ nước biển), sóng thần (do hoạt động của đất và núi lửa) và sóng triều (do lực hấp dẫn của các thiên thể)...

2.4.2. *Sóng gió* : Là sóng do gió gây ra và xảy ra và chủ yếu trên bờ biển. Sóng gió được nghiên cứu từ lâu và kết quả ngày càng được hoàn thiện.

a) *Quá trình hình thành sóng gió* : Khi có gió thổi và tác động tới một áp lực tiếp tuyến, bờ biển sẽ phát sinh và phát triển sóng gió. Quá trình này bao gồm các giai đoạn sau :

– *Phát sinh* : Quá trình phát sinh là giai đoạn đầu tiên do tác động của gió. Trước đây, người ta cho rằng gió phải thổi với tốc độ khá lớn : 6 - 7m/s (cấp IV theo thang gió Bô-fo (Beaufort) và nghênh với mặt biển một góc độ nào đó, sóng mới có thể hình thành. Gần đây, Rôn (Roll) đã nhận thấy chỉ cần gió thổi với tốc độ 0,25 m/s và thậm chí thổi song song với bờ biển là có thể tạo thành sóng (sóng cưỡng bức). Sóng lúc đầu, thường rất nhỏ, gọi là sóng mao dẫn hay sóng lăn tăn.

– *Phát triển* : Sau khi phát sinh, sóng sẽ dần lớn lên. Sự phát triển của sóng phụ thuộc vào nhiều nhân tố : tốc độ (lực gió), thời gian (giờ gió) và phạm vi gió thổi (vùng gió). Các mối quan hệ này đã được Ti-tôp (I.F.Titov) nghiên cứu cụ thể. Khi sóng rất lớn, ngọn sóng sẽ đổ xuống trắng xoá gọi là sóng bạc đầu. Lúc này 2 sườn của sóng trở nên không cân đối và trên các sườn sóng thường phát sinh các sóng nhỏ hơn gọi là sóng đàn ; đồng thời sóng cũng chuyển từ sóng 2 chiều cân đối sang dạng sóng 3 chiều với độ cao khác nhau, làm cho dạng sóng trở nên phức tạp, giống như địa hình trên bờ đất. Hiện tượng này, đã được Hi-da-ka (Hidaka) (1939) và Su-ma-ke (Schumaker) (1950) chụp ảnh chứng minh. Hiện tượng này được Kri-lôp (Krylov) gọi là tính muôn hình muôn vẻ của sóng biển.

– *Ổn định* : Sóng phát triển tới một giới hạn nào đó, chiều cao sóng không tăng nữa mà chỉ có các yếu tố khác như : chiều dài bước sóng, tốc độ truyền sóng... còn phát triển. Lúc này gọi là giai đoạn ổn định hay sóng già. Chỉ số của sóng già là :

tỉ số giữa tốc độ sóng và gió (C/W) là vào khoảng 0,7 - 0,8 ; độ dốc sóng (tỉ số giữa : chiều cao và chiều dài bước sóng h/λ) có thể đạt tới 1/30 - 1/35.

– *Tiêu diệt* : Khi gió ngừng thổi, sóng sẽ tắt, song không tắt ngay do động năng của sóng. Lúc này sóng tắt dần và chuyển sang dạng sóng lừng (sóng tự do). Đặc điểm của sóng này là : 2 sườn cân đối, tốc độ sóng lớn hơn tốc độ gió, hướng truyền sóng khác với hướng gió... Giai đoạn này dài hay ngắn là tùy thuộc vào động năng, tức là kích thước của sóng trước khi tắt.

Tuy phân làm 4 giai đoạn như trên, song trong thực tế, biển không bao giờ lặng gió nên trên mặt biển bao la, sóng không bao giờ ngừng dao động.

b) *Khái niệm về các lí thuyết sóng* : Để hiểu được bản chất của sóng gió, người ta đã trình bày nhiều lí thuyết về sóng. Dưới đây là các lí thuyết cơ bản.

– *Lí thuyết Trô-cô-it (trochoide)* : Lí thuyết này được Géc-sne (Gerstner) đề xuất năm 1802 và sau đó được hoàn thiện dần bởi các tác giả : Bút-si-net (Boussineg), Stôc (Stockes), Zu-bôp (Zubov)... Khi xây dựng lí thuyết này, Gerstner đã dựa vào các điều kiện lí tưởng của biển và sóng, tức là biển rộng và sâu vô giới hạn, nước biển là đồng nhất và sóng là cân đối và ổn định ; cụ thể là : sau khi chịu tác động của gió (áp lực tiếp tuyến), các chất điểm nước sẽ chuyển động theo quỹ đạo tròn quanh vị trí cân bằng với bán kính quỹ đạo (r) và góc pha (θ) khác nhau. Góc pha hợp bởi vị trí chuyển động của chất điểm với phương thẳng đứng từ tâm vòng tròn xuống đáy. Tuy vậy, quá trình chuyển động này cũng khá phức tạp, biểu thị theo 2 hướng : thẳng đứng và nằm ngang theo phương gió thổi. Theo phương thẳng đứng, các chất điểm nước bên dưới cũng chuyển động do lực của các chất điểm nước bên trên truyền xuống. Lực này càng xuống sâu càng giảm nên bán kính quỹ đạo ngày càng nhỏ cho đến khi lực không còn tác động được nữa, các chất điểm nước mới đứng yên. Còn theo phương nằm ngang, các chất điểm nước phía sau chuyển động ngày càng chậm theo phương gió thổi. Tổng hợp chuyển động của các chất điểm nước theo 2 hướng trên, lí thuyết trochoide được thể hiện như sau :

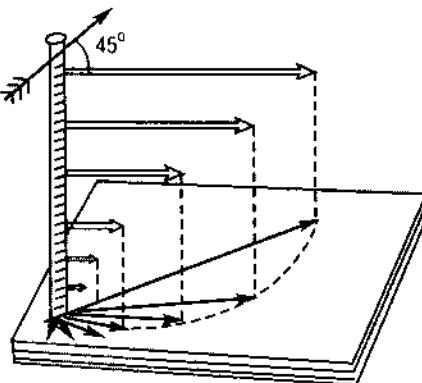
– Các chất điểm nước trong dao động sóng chuyển động theo quỹ đạo tròn kín, ở phía trên mặt phẳng nằm ngang sẽ cùng chiều với phương truyền sóng ; ngược lại, ở bên dưới ngược chiều với hướng trên.

– Các chất điểm nước trên cùng một mặt phẳng nằm ngang, khi chuyển động hình thành một mặt cong dao động. Các chất điểm nước trên cùng một độ sâu sẽ

Trong đó b là hệ số thực nghiệm và bằng 7,6.

Như vậy, độ sâu ma sát thường chỉ bằng 200 m thôi.

Đến độ sâu bằng $D/2$ tốc độ hải lưu chỉ bằng $1/23$ của tốc độ trên mặt và hướng hải lưu lệch đi một góc là 90° so với hướng trên mặt. Độ sâu bằng $1,5 D$, hướng hải lưu lệch đi một góc là 180° và tới độ sâu bằng $2D$ hướng hải lưu lệch đi một góc 360° và tốc độ chỉ còn bằng $1/535$ tốc độ trên mặt. Sự thay đổi hướng và tốc độ này giống như một cầu thang xoay vòng. Tuy vậy, tới độ sâu bằng $D/2$ tốc độ đã khá nhỏ và cũng chỉ từ đây trở lên, các lớp nước chuyển động mới còn chịu lực tác động mạnh của gió và ảnh hưởng trực tiếp của lực Coriolis mà thôi. Như vậy, đây có thể coi là giới hạn của dòng chảy trôi.



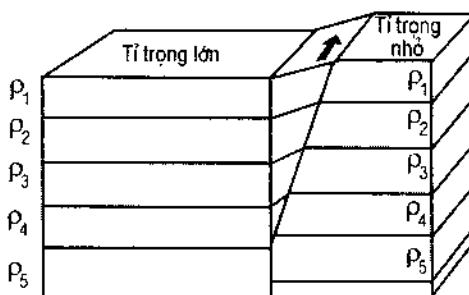
Hình 55 : Sơ đồ phân bố tốc độ và hướng của hải lưu theo chiều sâu.

2.6.2. *Hải lưu mật độ* : Là hải lưu phát sinh do chênh lệch về mật độ hay tỉ trọng của nước biển mà nguyên nhân sâu xa là sự khác biệt về nhiệt độ và độ muối trong đại dương nên cũng được gọi là hoàn lưu nhiệt muối. Người xây dựng lí thuyết về hải lưu này đầu tiên là Bi-ec-knet (Bjerknes) (1900) dựa trên cơ sở khoa học của Mo (H.Mohr) (1885) và sau đó cũng được nhiều tác giả khác hoàn thiện : Smit (Smith) (1926), Năng-sen (H.Nansen) (1930) và nhất là Zu-bôp (N.N.Zubov) (1928)...

Trên bề mặt biển và đại dương bao la, nhiệt độ và độ muối thường không đồng nhất, đặc biệt là giữa các vùng xích đạo, nhiệt đới... và các vùng cực... nên tỉ trọng, áp suất và thể tích riêng hay tỉ dung phân hoá khác nhau. Mật đắng áp tăng dần từ xích đạo về phía 2 cực ; ngược lại, các mật đắng tỉ dung lại tăng từ 2 cực về xích đạo. Do đó, các mật đắng áp và mật đắng tỉ dung nghiêng đi với mặt phẳng nằm ngang, cắt nhau và tạo thành các sô-lê-nô-it (solénoïde). Số lượng đơn vị các solénoide sẽ biểu thị cho trạng thái động lực của nước biển. Khi chuyển động, hải lưu thường có tốc độ rất nhỏ nên lại chịu tác động mạnh mẽ của lực Cô-ri-ô-lit (Coriolis).

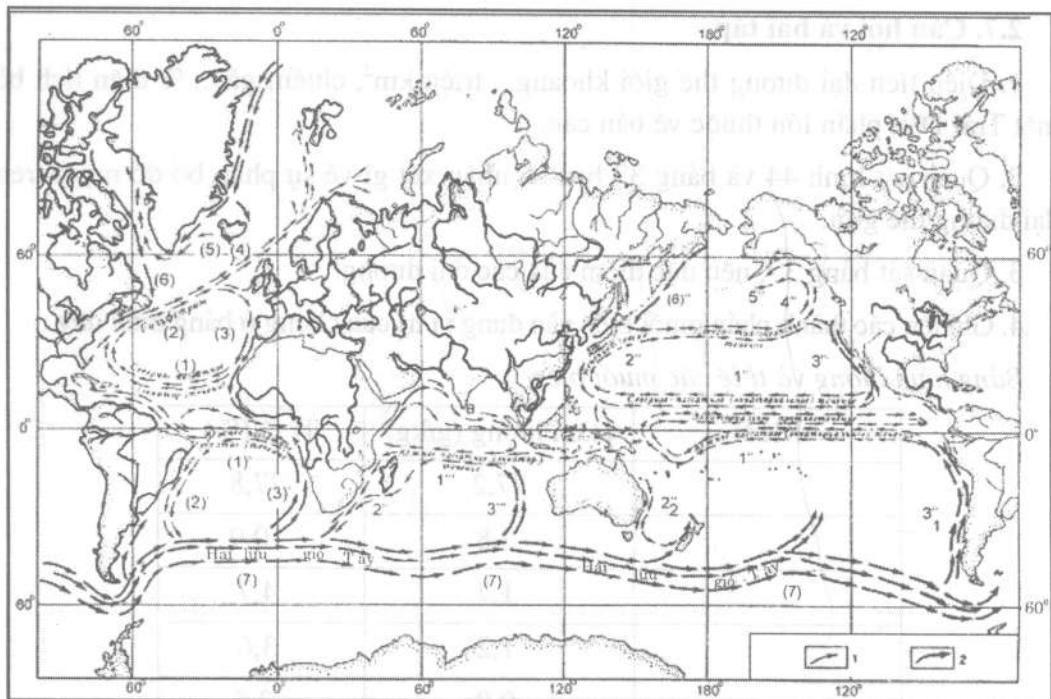
Từ lí thuyết này, chuyển động đều của các chất điểm nước được biểu thị trong những kết quả sau :

- Tốc độ hải lưu tỉ lệ thuận với gradient tỉ trọng và tỉ lệ nghịch với vĩ độ địa phương.
- Hướng hải lưu lệch đi một góc tới 90° so với mặt đẳng tỉ dung, tức là song song với đường đẳng tỉ trọng của nước biển. Cụ thể tuỳ thuộc vào mỗi bán cầu.
- Độ sâu động lực (D') là giới hạn trong đó tồn tại chênh lệch về tỉ trọng để cho nước chuyển động được là rất lớn, có thể tới 2000 - 3000 m như trong các hải lưu Gon-strim (Gulfstream) và Ku-rô Si-vô (Kuro Sivo).



Hình 56 : Sơ đồ vận động của hải lưu mặt dô.

2.6.3. Sự phân bố của hải lưu trên đại dương thế giới : Trong các biển và đại dương thường tồn tại nhiều hải lưu khác nhau, trong đó, các hải lưu : gió và mật độ là quan trọng nhất. Các hải lưu này thường không tồn tại riêng biệt mà hợp thành các hệ thống tương tự nhau trong các đại dương. Trên mỗi đại dương và mỗi bán cầu, thường tồn tại 2 hệ tuần hoàn lớn, nhỏ khác nhau. Ví dụ trong Đại Tây Dương, trên Bắc bán cầu, tuần hoàn lớn gồm có các hải lưu : bắc xích đạo Đại Tây Dương, hải lưu gió Gon-strim (Gulfstream) và Ca-na-ri-at (Canarias); còn tuần hoàn nhỏ gồm các hải lưu trôi Gon-strim (Gulfstream), Ai-xơ-len (Iceland) và La-bra-do (Labrador). Ở bán cầu Nam, chỉ có một vòng tuần hoàn lớn gồm các hải lưu: nam xích đạo Đại Tây Dương, đông Bra-sin (Brasil) và Ben-ghê-la (Benguela). Dưới nữa là hải lưu gió Tây. Giữa các hải lưu bắc và nam xích đạo Đại Tây Dương là phản lưu Ghi-nê (Guinée). Đặc biệt ở Ấn Độ Dương, các hệ thống hải lưu ở bán cầu Bắc không phát triển và bị tác động bởi hệ thống hải lưu gió mùa. Còn ở Bắc Băng Dương, có thể tồn tại một vòng tuần hoàn : tương tự hải lưu gió Tây ở Nam bán cầu song kích thước nhỏ hơn rất nhiều.



Hải lưu 1 : nóng 2 : lạnh

Trong Đại Tây Dương

- | | |
|----------------------------------|-------------------------------|
| 1. Hải lưu Bắc xích đạo DTD | '1'. Hải lưu Nam xích đạo DTD |
| 2. Gon-strim (Gulfstream) (gió) | '2'. ĐÔNG Bra-sil (Brasil) |
| 3. Ca-na-ri-at (Canarias) | '3'. Ben-ghé-la (Benguela) |
| 4. Gon-strim (Gulfstream) (trôi) | |
| 5. Ai-xo-len (Iceland) | |
| 6. La-bra-do (Labrador) | |
| 7. Hải lưu gió Tây | |

Trong Thái Bình Dương

- | | |
|------------------------------------|-----------------------|
| 1''. Bắc xích đạo TBD | 1''. Nam xích đạo TBD |
| 2''. Ku-rô Si-vô (Kuro Sivo) (gió) | 2''. ĐÔNG Úc |
| 3''. Ca-li-foóc-ni-a (California) | 3''. Pê-ru (Peru) |
| 4'' Ku-rô Si-vô (Kuro Sivo) (trôi) | |
| 5''. A-lê-ut (Aleut) | |
| 6''. Oi-a Si-vô (Oya Sivo) | |

Trong Ấn Độ Dương

- | | |
|-----------------------------|--|
| 1'''. Nam xích đạo ADD | |
| 2'''. Mô-zäm-bic (Mozambic) | |
| 3'''. Tây Úc | |

Hình 57 : Bản đồ phân bố hải lưu trên Đại dương thế giới (Theo Stê-pa-nôp (Stépanov, 1974)

2.7. Câu hỏi và bài tập

- Diện tích đại dương thế giới khoảng... triệu km², chiếm gần...% diện tích bề mặt Trái Đất, phần lớn thuộc về bán cầu...
- Quan sát hình 44 và bảng 37 bạn có nhận xét gì về sự phân bố độ muối trên đại dương thế giới.
- Quan sát bảng 37, nêu đặc điểm của các đại dương.
- Ghi tên các thành phần muối biển vào đúng vị trí của chúng ở bảng dưới đây :

Bảng hàm lượng và tỉ lệ các muối biển

Muối	Hàm lượng (g/kg)	Tỉ lệ (%)
	27,2	77,8
	3,8	10,9
	1,7	4,7
	1,2	3,6
	0,9	2,5
	0,1	0,3
	0,1	0,2
Tổng số	35	100,0

- Từ hình 55, bạn lập bảng theo mẫu dưới đây. Từ bảng lập được bạn có nhận xét gì về sự thay đổi của nhiệt độ mặt nước đại dương theo vĩ độ địa lí (ϕ) trên kinh tuyến (λ) 20°T và 160°Đ :

ϕ	80°B	60	40	20	0	20	40	60	80°N
λ									
20°T									
160°Đ									

- Các giai đoạn hình thành sóng gió.
- Nguyên nhân hình thành và đặc điểm của sóng thần.
- Nguyên nhân hình thành triều và nhịp điệu triều trong lớp vỏ địa lí.

9. Có mấy loại chênh lệch triều và nguyên nhân tạo nên mỗi loại chênh lệch đó?
10. Vai trò của thuỷ triều trong hoạt động kinh tế - xã hội.
11. Bằng thực tế lí thuyết, bạn chứng minh gió có vai trò rất quan trọng trong việc hình thành hệ thống hải lưu, đồng thời gió còn quyết định đặc tính nóng, lạnh của chúng.
12. Chứng minh tính chất (nóng, lạnh) của hải lưu quyết định đặc điểm khí hậu và chế độ dòng chảy sông ngòi các lục địa kè bên.

§3 - NƯỚC TRÊN LỤC ĐỊA

Trên các lục địa, cũng tồn tại và phát triển một lượng nước nhất định. Tuỳ thuộc vào các điều kiện địa lí cụ thể, lượng nước này bị phân hoá thành các đối tượng phức tạp. Nghiên cứu về các đối tượng nước này cũng phát triển khá mạnh và trở thành các khoa học độc lập :

- Sông ngòi học (Potamology)
- Hồ đầm học (Limnology)
- Băng hà học (Glaciology)

Tuy vậy, để phù hợp với thực tế nước ta, trong giáo trình này đã thay Băng hà bằng Nước Ngầm.

3.1. Sông ngòi

Mục tiêu :

- Định nghĩa sông ngòi
- Các hình thái sông ngòi
- Các nhân tố ảnh hưởng đến dòng chảy
- Các dạng dòng chảy sông ngòi : dòng nước, dòng cát bùn...
- Chế độ dòng chảy
- Phân loại sông ngòi

Trong các đối tượng trên, sông ngòi có lượng nước ít nhất : 2210 km^3 , chỉ chiếm khoảng 0,0003% của tổng lượng thuỷ quyển. Tuy vậy, sông ngòi lại có vai trò rất quan trọng. Trong lớp vỏ địa lí, sông ngòi là một thành phần chủ yếu trong quá trình tuần hoàn và trao đổi vật chất (nước, muối...) và năng lượng (nhiệt) một

cách cụ thể. Ngoài ra, sông ngòi lại có một số lượng lớn và rải rộng trên khắp các lục địa nên tạo điều kiện thuận lợi cho sự tồn tại và phát triển của con người.⁽¹⁾

Hiểu biết về sông ngòi cũng khá phức tạp và trải qua một thời kì lịch sử lâu dài. Thời Cổ đại, người ta thường quan niệm sông ngòi là nước ; về sau, để phân biệt với các đối tượng khác trên lục địa, người ta gọi sông ngòi là nước chảy⁽²⁾. Gần đây, định nghĩa về sông ngòi mới chính xác dần lên. Trước hết là : “Sông ngòi là những dải trũng có độ dốc một chiều trong đó nước chảy thường xuyên theo trọng lực”. Sau đó là : “Sông ngòi là những dòng chảy thường xuyên”. Cuối cùng, để biểu thị cho các thành phần khác nhau của dòng chảy⁽³⁾ có thể nói : “Sông ngòi là tổng thể của các dòng chảy thường xuyên”.

3.1.1. Hình thái sông ngòi : Khi nghiên cứu về sông ngòi, người ta thường chú ý tới các đặc trưng thuỷ văn vì là các yếu tố cơ bản. Tuy vậy, các đặc trưng hình thái cũng có ảnh hưởng nhất định đến lượng dòng chảy cũng như chế độ nước sông. Do đó, để hiểu biết toàn diện về sông ngòi không thể bỏ qua các đặc trưng hình thái.

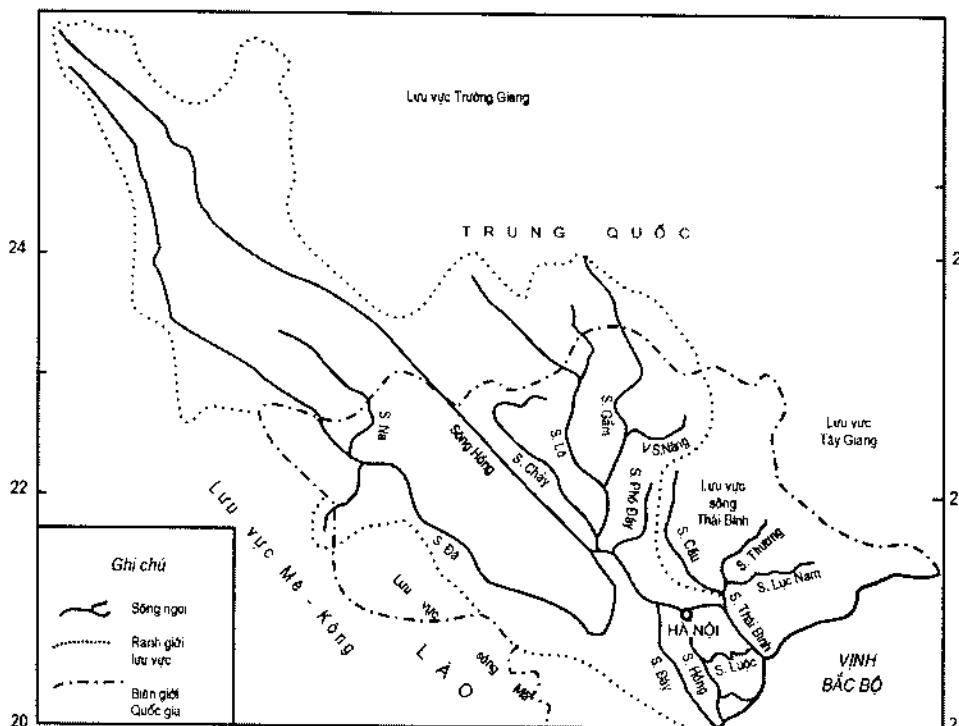
- *Hệ thống sông ngòi* : Nước rơi từ khí quyển hay nước tuyết và băng tan sau một thời gian chảy tràn trên mặt đất dốc sẽ tập trung lại thành dòng chảy. Các dòng chảy nhỏ chảy vào các dòng chảy lớn hơn... rồi cuối cùng đổ vào một dòng chảy lớn nhất để tiêu nước vào một đối tượng nhận nước nào đó : hồ đầm, biển và đại dương... Các dòng chảy trong phạm vi nào đó hợp thành một hệ thống sông ngòi. Trong mỗi hệ thống, dòng chảy lớn nhất được gọi là *dòng chính* ; còn các dòng chảy nhỏ hơn chảy vào dòng chính gọi là các *phụ lưu*. Mỗi hệ thống sông thường có nhiều phụ lưu và người ta đã tiến hành phân cấp theo các phương pháp khác nhau. Ngày nay, theo phương pháp mới, dòng chảy nào chỉ nhận được nước chảy tràn và nước suối gọi là phụ lưu cấp 1. Phụ lưu cấp 1 này đổ vào dòng chảy nào, dòng chảy đó gọi là phụ lưu cấp 2... Cứ như vậy cho tới phụ lưu cuối cùng là dòng chảy đổ trực tiếp vào dòng chính. Các phụ lưu thường tồn tại ở thượng và trung lưu. Ngược lại, ở phía hạ lưu lại có những dòng chảy chia bớt nước cho dòng chính gọi là *chi lưu*. Đối với các chi lưu, người ta cũng tiến hành phân cấp. Dòng chảy nào trực tiếp chảy ra từ dòng chính gọi là chi lưu cấp 1, dòng chảy nào từ chi

⁽¹⁾ : Riêng ở nước ta đã có tới 2360 sông với chiều dài dòng chảy trên 10km

⁽²⁾ : Sách Nhã nhã thời Đường (Trung Quốc)

⁽³⁾ : Các dòng chảy của sông ngòi là : nước, cát bùn, ion.. Xem thêm Nguyễn Văn Âu. *Sông ngòi Việt Nam* - ĐHSP- ĐHQG HN. H.1997

lưu cấp 1 chảy ra gọi là chi lưu cấp 2... và cứ như vậy cho tới chi lưu cuối cùng. Số lượng chi lưu bao giờ cũng ít hơn các phụ lưu. Trong hệ thống sông Hồng : Sông Hồng là dòng chính ; các sông : Đà, Lô, Chảy... là các phụ lưu... ; còn các sông : Đáy, Trà Lí, Ninh Cơ... là các chi lưu.



Hình 58 : Sơ đồ hệ thống sông Hồng

Hình dạng lưới sông : Là sự kết hợp của dòng chính, các phụ lưu và các chi lưu. Hình dạng lưới sông cũng có ảnh hưởng nhất định đến quá trình tập trung nước và đặc điểm lũ trên sông. Có 3 dạng lưới sông cơ bản là : lông chim (Mêkông, Ba...), song song (hệ thống Mã - Chu, hệ thống Đại - Kiến) và nan quạt (hệ thống sông Hồng, sông Thái Bình). Trong các dạng lưới sông trên, dạng nan quạt thường có lũ lớn, đột ngột có thể gây lụt lội cho hạ lưu...

Các hệ thống sông ngòi thường tách biệt nhau, song cũng có khi kết hợp với nhau, nhất là ở phía hạ lưu để tạo thành một *mạng lưới sông ngòi*. Các hệ thống sông : Hồng - Thái Bình tạo thành mạng lưới sông ngòi Bắc Bộ ; các hệ thống sông Cửu Long - Đồng Nai hợp thành mạng lưới sông ngòi Nam Bộ.

Sự phát triển của hệ thống sông ngòi, nhất là chiều dài dòng chảy, thường được biểu thị qua *mật độ sông ngòi*. Đại lượng này được biểu thị bằng công thức sau :

$$D = \frac{\Sigma l}{F} (\text{km/km}^2)$$

Trong đó : Σl tổng chiều dài các sông, F : diện tích lưu vực.

Nói chung, ở những nơi mưa nhiều, đất đá ít thấm, mật độ sông ngòi sẽ dày hơn. Mật độ sông ngòi ở nước ta vào khoảng 1 km/km^2 . Mật độ sông ngòi cũng có ảnh hưởng quan trọng tới chế độ nước sông. Nơi có mật độ lớn, chế độ nước thường ít khắc nghiệt hơn các nơi khác.

- *Lưu vực sông ngòi* :

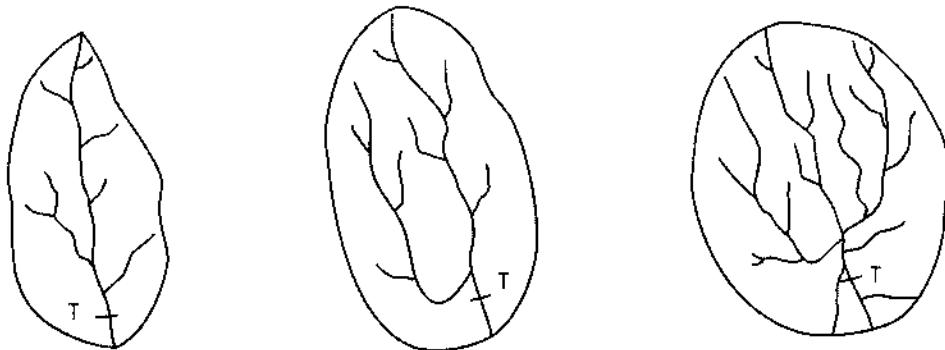
Một phạm vi nhất định của bề mặt lục địa tập trung nước để cung cấp cho sông ngòi gọi là *lưu vực sông*. Nguồn nước cung cấp cho sông ngòi chủ yếu là từ bề mặt đất và một phần khác là do nước dưới đất. Do đó, lưu vực sông bao gồm 2 bộ phận : lưu vực mặt và lưu vực ngầm. Hai lưu vực này cũng có khi không trùng nhau, nhất là nơi có địa hình karst phát triển, nhưng người ta thường cho là thống nhất và lấy lưu vực mặt làm cơ sở. Như vậy, lưu vực sông là một thể tích, song thường được hiểu đơn giản là một diện tích.

Ranh giới của các lưu vực sông khác nhau là *đường phân thuỷ*. Tại các lưu vực cũng tồn tại các đường phân thuỷ khác nhau : đường phân thuỷ mặt và đường phân thuỷ ngầm. Hai đường phân thuỷ này cũng có khi không trùng nhau ; song cũng như lưu vực mặt, đường phân thuỷ mặt cũng được lấy làm cơ sở. Đường phân thuỷ mặt có thể được xác định dễ dàng theo các đường đỉnh núi, còn ở đồng bằng công việc này khó khăn hơn nhiều.

Một đặc điểm quan trọng là đường phân thuỷ mặt cũng có thể không cố định, mà đột nhiên biến đổi do hiện tượng bất đồng. Khi hiện tượng này xảy ra, diện tích lưu vực sẽ biến đổi theo. Trên các dãy núi, khi có sườn bất đối xứng dễ xảy ra bất đồng về phía sườn dốc. Hiện tượng này cũng thường xảy ra : sông Kì Cùng ở Lạng Sơn bị Tả Giang bắt dòng về Trung Quốc..

Lưu vực sông có tác dụng quan trọng tới dòng chảy sông ngòi. Trước hết, kích thước lưu vực có ảnh hưởng trực tiếp tới lượng dòng chảy. Nói chung, lưu vực sông càng lớn, lưu lượng nước sẽ lớn theo ; ngược lại lưu vực nhỏ, lưu lượng sẽ nhỏ đi. Đồng thời, diện tích lưu vực cũng có ảnh hưởng tới chế độ nước sông do tác dụng *điều tiết tự nhiên*. Các lưu vực lớn thường bao gồm nhiều thành phần tự nhiên khác

nhau nên có tác dụng điều hoà dòng chảy hơn ; còn các lưu vực nhỏ thường mang những đặc trưng riêng biệt (vùng karst, vùng rừng...). Ngoài ra, hình dạng lưu vực cũng có tác dụng nhất định đến quá trình tập trung nước và đặc điểm lũ. Nói chung, lưu vực sông nhỏ và dài, tương ứng với dạng lưới sông hình lông chim thường sản sinh lũ bộ phận hay lũ đơn ; ngược lại, lưu vực dạng tròn, thường tương ứng với dạng lưới sông hình nan quạt nên thường gây lũ toàn phần hay lũ kép, kéo dài và có thể xảy ra lũ lụt ở hạ lưu.



Hình 59 : a- Lưu vực sông dài
và lưới sông hình lông chim
b- Lưu vực sông khá tròn
và lưới sông hình song song
c- Lưu vực sông tròn
và lưới sông hình nan quạt
T : trạm thuỷ văn

Theo Vê-li-ca-nôp (V.A.Vélicanov), lưu vực sông có dạng tròn là phổ biến hơn: lưu vực sông Hồng, sông Thái Bình... ; còn lưu vực có dạng dài ít phổ biến hơn : lưu vực sông Mêkông, sông Ba. Đặc biệt hệ thống Mêkông lại được điều tiết nước bởi Biển Hồ ở Căm-pu-chia (Campuchia) nên lũ xảy ra ít đột ngột.

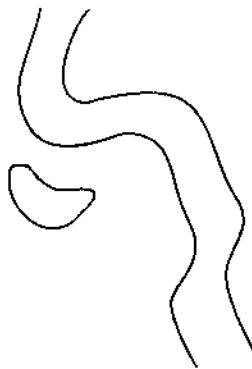
- *Lòng sông* : Là bộ phận thấp nhất của thung lũng trong đó có nước chảy thường xuyên A-pô-lốp (B.A.Apollov). Do lượng nước trong sông luôn thay đổi nên kích thước của lòng sông cũng thay đổi theo. Lòng sông ứng với lượng nước nhỏ nhất về mùa cạn gọi là lòng nhỏ hay lòng sông gốc ; còn lòng mở rộng ứng với lượng nước lớn nhất trong mùa lũ gọi là lòng lớn hay lòng cả. Lòng sông ứng với lượng nước bình thường nào đó gọi là lòng sông hoạt động hay lòng thường xuyên.

Hình dạng mặt bằng của lòng sông cũng khá phức tạp. Lòng sông rất ít khi thẳng mà thường uốn khúc quanh co. Nguyên nhân của hiện tượng này có thể là nguyên nhân của địa chất hoặc địa mạo (uốn khúc sơn vân), song chủ yếu là do quy luật chuyển động của nước trong sông (uốn khúc thuỷ văn). Hệ số uốn khúc được xác định bằng công thức sau :

$$k = \frac{L'}{L}$$

Trong đó : L' là chiều dài thực và L là chiều dài đường chim bay.

Hệ số này tỉ lệ nghịch với độ dốc lòng sông và tỉ lệ thuận với tuổi tác của sông ngòi. Do đó, sông dù chảy theo một đứt gãy thẳng tắp hay một sông đào cung uốn khúc cong queo. Tuy nhiên, nếu khúc uốn quá lớn, sông sẽ đổi dòng và để lại các hồ móng ngựa ven sông (Hồ Tây ở Hà Nội). Nhìn chung, độ uốn khúc và kích thước của các khúc uốn có xu hướng giảm dần từ hạ lưu về thượng lưu theo định luật Su-ren (Surell).



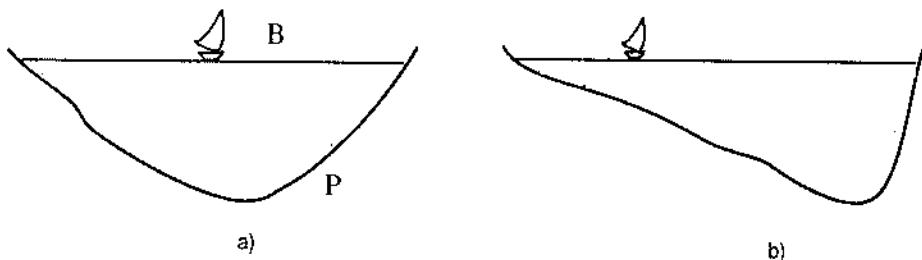
Hình 60 : Khúc uốn và hồ móng ngựa

- *Mặt cắt ngang sông :*

Mặt cắt ngang sông (hay tiết diện ngang) là phần của mặt phẳng thẳng góc với dòng chảy, giới hạn bởi đáy, 2 bờ và mặt nước sông. Mặt cắt ngang cũng như lòng sông, không cố định mà luôn thay đổi theo lượng nước trong sông. Do đó, ứng với các lượng nước ta có các mặt cắt ngang : cực tiểu, cực đại, trung bình hay tức thời nào đó.

Trong mặt cắt ngang, phần có nước chảy qua có tốc độ lớn hơn độ nhạy của lưu tốc kế gọi là *tiết diện hoạt động*, phần còn lại là tiết diện tù. Tiết diện tù tăng khi độ gồ ghề của đáy và bờ sông tăng lên. Ở các miền vĩ độ cao, về mùa đông lớp nước trên mặt thường bị đóng băng, phần có nước chảy gọi là mặt cắt nước. Mặt cắt sông thường có hình dạng không cân đối do các điều kiện : địa chất, địa mạo và thuỷ lực của dòng nước. Tại các khúc uốn, trắc diện ngang mất cân đối hoàn toàn. Phía bờ lõm sâu và dốc đứng, còn phía bờ lồi lại nông và thoải hơn nhiều. Đặc biệt sông ngòi ở Si-bê-ri (Siberia) (L.B Nga) chảy theo hướng kinh tuyến, do

ảnh hưởng của lực Coriolis, trắc diện ngang sông cũng bị lệch đi theo định luật Béc (Berg) (1957).



Hình 61 :

B : chiều rộng mặt cắt sông.

P : chu vi ướt.

a. Mặt cắt ngang ở đoạn sông thẳng.

b. Mặt cắt ngang ở khúc sông cong

Trong mặt cắt song cũng được biểu thị bởi một số thành phần : chiều rộng (B), chu vi ướt (P), độ sâu bình quân (h_0)... Độ sâu bình quân có thể được xác định bằng công thức :

$$h_0 = \frac{S}{B} \text{ (m)}$$

và bán kính thuỷ lực bằng công thức :

$$R = \frac{S}{P} \text{ (m)}$$

Trong đó : S là diện tích mặt cắt, B là chiều rộng sông và P là chu vi ướt.

Trong các sông lớn, bán kính thuỷ lực có thể tương đương với độ sâu bình quân.

3.1.2. Các dòng chảy sông ngòi : Trong các đặc trưng của sông ngòi, quan trọng nhất là các đặc trưng thuỷ văn. Các đặc trưng này được thể hiện qua các dòng chảy sông ngòi ; nước, bùn cát, ion... Trong các dòng chảy này, dòng chảy nước là quan trọng nhất, quy định sự tồn tại và phát triển của sông ngòi. Đây là dòng chảy biểu thi cho bản chất của sông ngòi, đồng thời lại có ảnh hưởng lớn tới các dòng chảy khác⁽¹⁾.

3.1.2.1. Dòng chảy nước :

Dòng chảy nước thường được gọi là dòng chảy, bao gồm các nhóm phân tử nước (H_2O). Đây là dòng chảy cơ bản vì biểu thị cho sự tồn tại và phát triển của sông ngòi và có vai trò quan trọng nhất trong tự nhiên cũng như đời sống con

⁽¹⁾ Xem thêm Nguyễn Văn Âu, Sông ngòi Việt Nam, ĐHQGHN, H, 1997.

người. Trong lớp vỏ địa lí, sông ngòi là khâu quan trọng nhất trong quá trình tuần hoàn nước, đồng thời kéo theo các quá trình tuần hoàn khác : muối, nhiệt... Trong nền kinh tế - xã hội, nước cung cấp cho tưới ruộng, nước cho công nghiệp và năng lượng (than trắng), là phương tiện giao thông thuỷ (đường sông), chăn nuôi thuỷ sản và nước cho ăn uống, sinh hoạt hàng ngày.

3.1.2.2. Các nhân tố dòng chảy : Sông ngòi thường xuyên có nước chảy. Lượng nước trong sông không lớn lắm 2.120 km^3 , song tổng lượng dòng chảy của sông ngòi lại lên tới hơn $41.10^3 \text{ km}^3/\text{năm}$. Như vậy, sông ngòi thường xuyên phải được cung cấp nước. Nguồn nước cung cấp cho sông ngòi cũng khá phức tạp, chủ yếu là các điều kiện khí tượng, thuỷ văn... Song quá trình này lại thông qua bề mặt lưu vực, tức là các điều kiện tự nhiên khác cũng như các hoạt động kinh tế của xã hội loài người.

a) Các nhân tố tự nhiên : Trong tổng thể địa lí tự nhiên của lưu vực, sông ngòi có tác dụng tích cực tới các thành phần khác, song các yếu tố này cũng ảnh hưởng mạnh mẽ tới dòng chảy sông ngòi. Về quá trình hình thành dòng chảy nước của sông ngòi, có thể phân chia tác động này thành các nhóm khác nhau :

a) Nhóm nhân tố khí tượng - thuỷ văn : Đây là nhóm nhân tố quan trọng nhất vì có tác dụng quyết định tới số lượng và cả chế độ nước trong sông.

+ Nhân tố khí tượng : Nhân tố khí tượng giữ vai trò rất lớn lao, thể hiện trong phương trình cân bằng nước của lưu vực. Trong khí tượng, *lượng nước rơi* có ảnh hưởng lớn nhất. Những nơi có lượng nước rơi phong phú, lượng dòng chảy sẽ lớn ; ngược lại, những nơi lượng nước rơi nghèo nàn dòng chảy sẽ giảm đi ; đặc biệt trong các miền khí hậu khô hạn, sông ngòi sẽ trở thành ued, takyr⁽¹⁾. Ở nước ta quan hệ này khá chặt chẽ, cụ thể như trong các lưu vực sau⁽²⁾:

Bảng 42

Sông	Trạm	Hlv (m)	F_{lv} (km^2)	Xlv (mm/năm)	$M_0(\text{l/s-km}^2)$	α
Đu	Giang Tiên	283	134	1713	20,1	0,37
R.Cái	Kẻ Gỗ	229	115	2926	59,4	0,64

(¹) : Các dòng chảy có một thời gian cạn kiệt dài trong năm

(²) : Trong bảng trên : - F_{lv} : Diện tích lưu vực (Trạm)
 - H_{lv} : Độ cao bình quân lưu vực
 - X_{lv} : Lượng mưa bình quân lưu vực
 - M_0 : Môđul dòng chảy
 - α : Hệ số dòng chảy

Hình thức và nhất là *cường độ nước rơi* cũng có ảnh hưởng nhất định tới nước sông. Nước rơi ở thể lỏng (mưa), đường quá trình lưu lượng biến đổi theo thời gian ($Q-t$) tương tự với quá trình mưa ($X-t$) ; còn nếu rơi ở thể xốp (tuyết hay băng tan) đường ($Q-t$) lại phụ thuộc vào quá trình nhiệt ($T-t$) trong năm. Với cùng lượng mưa, song cường độ nhỏ, thời gian mưa kéo dài, lũ xảy ra không thể đột ngột như khi có cường độ lớn, thời gian mưa ngắn, lúc đó lũ sẽ xảy ra với cường suất lớn. Trước đây các tác giả Xô viết thường dùng khái niệm sức mưa. Ở nước ta, Cục Thuỷ văn (1966) lại xác định cường độ mưa với các chỉ tiêu cụ thể như sau : mưa nhỏ khi cường độ mưa nhỏ hơn 25 mm/ngày, mưa vừa khi cường độ mưa từ 25 - 50 mm/ngày, mưa lớn khi cường độ mưa là 50 - 100 mm/ngày và mưa rất lớn khi cường độ mưa lớn hơn 100 mm/ngày. Nói chung, khi cường độ mưa lớn, nhất là mưa rất lớn thường sinh lũ lớn và có thể gây lụt lội.

Cuối cùng chế độ mưa rơi cũng có ảnh hưởng trực tiếp tới chế độ nước sông. Nơi nào có chế độ mưa rơi điều hoà (xích đạo, ôn đới hải dương)... chế độ nước sông cũng điều hoà. Còn trong các miền khí hậu gió mùa, chế độ nước sông cũng phân làm 2 mùa rõ rệt : mùa lũ và mùa cạn. Đặc biệt, những nơi có chế độ nước rơi thất thường, chế độ nước sông cũng suy lạc theo.

Nếu nước rơi cung cấp nước cho sông ngòi ; ngược lại, bốc thoát hơi nước lại làm giảm lượng nước trong sông ; tức là có tác dụng tiêu cực đối với dòng chảy. Hiện tượng bốc thoát hơi xảy ra trên bề mặt đất ẩm và cả trong rừng cây (thoát hơi sinh lí). Còn *nhiệt độ* không khí ảnh hưởng phức tạp hơn : giảm độ ẩm tương đối và tăng cường cho quá trình bốc hơi, đồng thời lại làm tuyết và băng tan để cung cấp nước cho sông ngòi.

– *Nhân tố thuỷ văn* : Nhân tố thuỷ văn cũng có ảnh hưởng nhất định đến dòng chảy nước. Trước hết là vai trò của *hồ đầm*. Vai trò này cũng khá phức tạp đối với chế độ nước cũng như lượng nước trong sông. Hồ đầm có thể là nguồn cung cấp nước cho sông : Ngũ hồ đối với sông Lo-răng (St.Laurence), La-dô-ga (Ladoga) đối với sông Nê-va (Neva)..., đầm Pin-ski (Pinsky) đối với các phụ lưu của Dni-ep (Dniepr) và Vit-sla (Visla)... Đồng thời, hồ đầm cũng có thể trao đổi nước với sông ngòi như : Ba Bể với sông Năng, Biển Hồ (Campuchia) với sông Cửu Long... Do có quan hệ thuỷ văn với sông ngòi nên hồ đầm có tác dụng điều tiết lớn. Theo Sô-cô-lôp-ski (D.L.Socolovsky), quan hệ này được thể hiện qua mật độ hồ đầm trong các lưu vực sau (theo phương pháp bội số phân phôi) :

Sông	Trạm	Mật độ hồ (%)	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Nê-va (Néva)	Pê-trô-krê-pôst (Pétrokré post)	17,1	0,7	0,7	0,7	1,3	1,3	1,3	1,2	1,2	1,2	1,1	0,9	0,7
Vu-oóc-sa (Vuorsa)	I-ma-tra (Imatra)	29,6	1,0	0,96	0,92	0,89	0,94	1,02	1,05	1,1	1,07	1,03	1,01	1,0

Do sông Vu-oóc-sa (Vuorsa) có mật độ hồ lớn hơn nên chế độ nước điều hoà hơn. Đặc biệt, sông Nê-va (Néva) hầu như không có lũ từ thượng lưu về hạ lưu (lũ lụt ở hạ lưu lại do bão và nước dồn từ biển Ban-tích vào).

Còn đối với lượng dòng chảy sông ngòi, vai trò của hồ đầm khá phức tạp. Một số tác giả như : U-ri-va-ep (Urivaev), Khô-mic (K.T.Khomic) (1966) cho rằng hồ đầm có tác dụng tích cực, tức là làm tăng lượng dòng chảy. Theo Urivaev, khi mật độ hồ tăng 5%, môđul dòng chảy sẽ tăng 1,4 - 1,7 lần, và nếu mật độ hồ tăng tới 20%, lượng dòng chảy sẽ tăng 2,6 - 3,0 lần. Ngược lại, một số tác giả khác lại cho rằng hồ đầm có vai trò tiêu cực, tức là làm giảm lượng dòng chảy. Kết quả quan trắc của Sô-cô-lôp (A.A.Socolov) là : khi mật độ hồ tăng 30 - 50%, lượng dòng chảy sẽ giảm đi tới 50%. Đồng thời, I-va-nôp (Ivanov) lại nhận thấy là ở vùng khí hậu ẩm ướt, hồ đầm không có tác dụng ; nhưng ở miền khí hậu khô hạn, hồ đầm có thể làm giảm lượng dòng chảy sông ngòi tới 15 - 17%, do tăng cường quá trình bốc hơi trong lưu vực. Như vậy, tác dụng của hồ đầm chắc chắn là phụ thuộc vào điều kiện khí hậu địa phương.

Đặc biệt, một vài sông ngòi lại nhận được nước của hệ thống sông bên cạnh. Theo Ni-ki-tin (S.N.Nikitin) (1962), sông Svit-lô (Svitlo) ở Bạch Nga về mùa hạ thường tràn sang các lưu vực lân cận, kể cả Amua. Còn sông Ca-si-ki-a (Casiquiare) ở I-li-nôt (Ilinos), (Bra-sin (Brasil) sau khi tồn tại một thời gian đã chia đôi : một dòng chảy về phía bắc vào sông Ô-ri-nô-cô (Orinoco) ở Vê-nê-zu-ê-la (Vénézuela), còn dòng kia chảy vào Ri-ô Nê-grô (Rio Negro), phụ lưu của A-ma-zôn (Amazon) bên Bra-sin (Brasil). Ở nước ta, sông Hồng đã cung cấp nước qua sông Đuống cho sông Thái Bình tại trạm Phả Lại tới 76%, trong khi cả 3 sông Cầu, Lục Nam, Thương chỉ có 24%. Do đó, nhiều khi lũ sông Hồng chảy sang có thể gây lụt lội lớn bên hệ thống sông Thái Bình.

– Nhóm nhân tố về mặt lưu vực : Sau khi nghiên cứu 50 sông lớn ở Âu châu, Ôn-đê-kôp (E.M.Oldekov) nhận thấy rằng nhóm nhân tố khí tượng thuỷ văn tuy rất quan trọng song chỉ có tác dụng khoảng 75 - 85% tới lượng dòng chảy sông ngòi, còn lại sẽ là vai trò của bờ mặt đệm. Ở nước ta, Hoàng Niêm và Hà Văn Hiền (1976) cũng nhận thấy rằng vai trò của khí hậu chỉ chiếm khoảng 70% lượng dòng chảy sông ngòi miền Bắc thôi. Như vậy, các nhân tố bờ mặt lưu vực cũng có vai trò nhất định đối với dòng chảy sông ngòi. Tuy vậy, tác động này cũng khá phức tạp tuỳ thuộc vào từng nhân tố cụ thể.

– Địa hình : Trong nhóm nhân tố bờ mặt, địa hình giữ vai trò quan trọng nhất. Địa hình có thể ảnh hưởng đến dòng chảy nước qua nhiều yếu tố : độ dốc lưu vực làm tăng tốc độ chảy, quá trình tập trung lũ và cường xuất nước dâng..., mật độ và độ sâu chia cắt, có thể làm tăng lượng dòng chảy, tác dụng điều tiết tự nhiên của lưu vực... Tác dụng này càng rõ trong các lưu vực kín ; còn trong các lưu vực hở, kết quả xảy ra sẽ ngược lại. Vai trò này càng đặc biệt lớn trong các lưu vực có địa hình karst phát triển. Tuy vậy, tác động mạnh mẽ hơn cả vẫn là độ cao và hướng sườn. Cao độ của khối núi và nhất là độ cao bình quân của lưu vực sẽ làm tăng lượng dòng chảy, khi chưa vượt quá độ cao giới hạn⁽¹⁾. Tác dụng này đã được chứng minh trong kết quả nghiên cứu của nhiều tác giả như : Đa-vu-đôp (L.K.Davydov) và Kôn-ki-na (N.G.Konkina). Ở nước ta, kết quả này được thể hiện trong các lưu vực sau :

Bảng 44 :

Sông	Trạm	F_{lv} (km^2)	H_{lv} (m)	M_0 (l/s-km^2)
Tiêm	Trại Trụ	92,6	520	77,3
Ng.Phố	Sơn Diệm	790	418	64,3
R.Cái	Kẻ Gỗ	229	115	59,4

, Tác động này có thể xảy ra ngay trong một lưu vực sông như ở Sông Công, một phụ lưu của sông Cầu, tại Thái Nguyên như trong bảng sau :

(¹) : Độ cao này ở Fansipan nước ta vào khoảng 2500m

Bảng 45

Trạm	Flv (km ²)	Hlv (m)	Xlv (mm/năm)	M ₀ (l/s-km ²)	α
Núi Hồng	128	28	1570	22,4	0,45
Tân Cương	548	312	1820	27,7	0,48

Đặc biệt, hướng sườn ảnh hưởng lại càng lớn. Hiệu ứng này đã được Đa-vu-dôp (L.K.Davydov) chứng minh tại các dãy núi : Tec-skây A-la-tau (Terskey – Alatau) và U-ran (Ural). Hiện tượng này xảy ra lại càng mạnh giữa các sườn nam và bắc của dãy Hi-ma-lay-a (Hymalaya). Ở nước ta, ảnh hưởng này cũng xảy ra ở nhiều nơi: cánh cung Đông Triều, khối núi Thương nguồn sông Chảy như trong bảng sau :

Bảng 46.

Sông	Trạm	Flv (km ²)	Hướng sườn	Xlv (mm/năm)	M ₀ (l/s-km ²)	α
Tiên Yên	Bình Liêu	505	Đón gió	2041	46,5	0,72
Kì Cùng	Bản Lải	455	Khuất gió	1686	24,6	0,46
Nghĩa Đô	Vĩnh Yên	138	Đón gió	2389	38,3	0,77
Chảy	Cốc Ly	3480	Khuất gió	1917	31,6	0,52

+ *Rừng cây* : Ảnh hưởng của rừng cây cũng khá lớn, song đa dạng và phức tạp hơn nhiều. Trước hết, tán cây rừng có thể chặn lại một phần nước mưa để làm ướt lá, cành và thân cây rồi bốc hơi ngay ở đó. Rêu, địa y khô cũng thấm một lượng nước mưa nhất định. Lượng nước bị chặn này theo Ka-li-nin (Kalinin) vào khoảng 20% và theo Đa-vu-dôp (Davydov) có thể tới 35 - 50%. Ở nước ta theo Thái Văn Trừng, lượng nước này cũng vào khoảng 38%. Đồng thời, cây rừng cũng thường xuyên thoát hơi sinh lít. Lượng nước này, theo May-σ (A.Mayer), của cây lá kim là 102 - 154mm/năm, của cây lá nhỏ và cây bụi là 154 - 253mm/năm và rừng cây lá rộng có thể tới 203-305mm/năm... Còn theo Ni-ki-tin (S.N.Nikitin), lượng nước thoát hơi từ rừng nhiệt đới là từ 1500 - 1800mm/năm và của rừng tre nứa có thể tới 3000mm/năm. Ngược lại, rừng cây lại có thể làm tăng lượng mưa. Lượng mưa tăng này theo Ma-tê-us (Matheus) là 15 –17%. Rễ cây rừng lại làm tăng lượng nước ngấm tới 2,5 lần so với vùng đồi núi trọc. Rừng cây cũng làm giảm nhiệt độ trong rừng khoảng 2-3°C so với bên ngoài và do đó, có thể làm giảm bốc hơi trong

rừng tới 2-5 lần so với nơi không rừng. Từ những đặc điểm trên, tác động của rừng rất phức tạp nhất là đối với lượng dòng chảy nước của sông ngòi. Một số tác giả nhận thấy rừng có tác dụng tích cực, tức là làm tăng lượng dòng chảy sông ngòi. Lượng nước tăng thêm này, theo Sô-cô-lôp (Sokolov) là khoảng 10-20% ; đặc biệt theo Bôt-kôp (A.P.Botchkov) (1954) có thể lên tới 50% so với nơi ít hoặc không rừng. Ngược lại, một số tác giả khác lại nhận thấy rừng có tác dụng tiêu cực, tức là làm giảm lượng dòng chảy sông ngòi. Đại lượng này theo Ô-tô-ski (P.V.Otosky) (1925) là vào khoảng 30% còn theo kết quả thực nghiệm của các tác giả Mỹ : Bết (C.Bates) và Hen-ri (A.T.Henry) (1913-1928) ở vùng Cô-lô-ra-dô (Colorado) là 16,6%. Đặc biệt, theo kết quả nghiên cứu của một tác giả Thụy Sĩ : Ăng-glê (A.Angler) (1903 –15) lại thấy vai trò của rừng không thể hiện rõ. Như vậy, tác dụng của rừng cây đối với dòng chảy sông ngòi, ngoài mật độ và loại rừng, còn phải kể đến vai trò của khí hậu nữa.

Về mặt điều tiết dòng chảy, rừng cây bao giờ cũng có tác dụng tích cực, tương tự như một hồ nước tự nhiên trong lưu vực. Tác dụng này được chứng minh theo các tác giả Xô-viết trong các lưu vực sau :

Bảng 47

Sông	F_v (km ²)	R (%)	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Năm
Pè-tru-si-nô (Petrusino)	1,2	33	5,0	6,6	56,4	13,4	2,4	2,5	3,6	2,2	0,3	1,6	2,6	3,1	100
Va-rô-ni I-a (Varoni Tar)	1,1	90	2,7	4,5	43,0	23,4	5,9	3,6	3,2	1,4	3,0	3,9	2,7	2,7	100

Trong bảng trên : R là mật độ rừng, tính bằng % so với diện tích lưu vực.

Các nhân tố khác : đất (thổ nhuốm) và đá (nham thạch) cũng có tác dụng nhất định đối với dòng chảy sông ngòi. Theo các tác giả : Rô-sơ-fo (M.Rochefort) (1958), Sô-cô-lôp-ski (D.L.Socolovsky) (1968) tác dụng này vào khoảng 28%.

β) *Nhân tố con người* : Trong quá trình tồn tại và phát triển, con người không ngừng phải tiến hành sản xuất nên luôn luôn tác động đến môi trường địa lí, trong đó đặc biệt là sông ngòi. Con người lấy nước sông để phục vụ cho sinh hoạt, cung cấp nước cho ngành sản xuất công nghiệp, nhất là cho nông nghiệp. Vai trò của con người ngày càng lớn lao vì dân số và nhu cầu về nước ngày càng lớn. Các động tác này có thể trực tiếp hoặc gián tiếp đối với sông ngòi.

+ *Hoạt động thuỷ lợi* : Thuỷ lợi có tác động trực tiếp đến sông ngòi. Trong các biện pháp thuỷ lợi, việc xây dựng các hệ thống thuỷ nông để lấy nước tưới ruộng là quan trọng. Để tưới cho khoảng $1,5 \cdot 10^6$ ha ruộng đồng, theo Lvô-vic (M.L.Lvovitch) con người có thể lấy tối hàng nghìn tỉ mét khối nước mỗi năm. Con người có thể lấy 25 - 30% tổng lượng nước của sông ngòi để sử dụng như trường hợp sông Đông (Don), vùng Ka-lat (Kalas) trong các năm 1989 - 96. Còn nếu dùng quá, đặc biệt như đối với các sông A-mu (Amu) và Sura Đa-ri-a (Syr Daria) (1989 – 96) đã làm cho sông ngòi bị tiêu diệt và phá hoại môi trường sống của vùng A-ran (Aral). Đồng thời, trên các sông lớn nhỏ, con người đã xây dựng nhiều hồ chứa để khai thác nguồn điện năng, điều tiết dòng chảy⁽¹⁾. Theo Ku-zin (P.S.Kuzin), năm 1942, sau khi hoàn thành hồ chứa Ru-bin (Rybin) ở I-a-rốt-slap (Iarosslav) trên sông Von-ga (Volga), chế độ nước được phân phối lại rất điều hoà. Kết quả là lượng nước theo mùa (%) được thể hiện như trong bảng sau :

Bảng 48.

Tình trạng	Xuân	Hạ	Thu	Đông
Trước khi có hồ	54	18	18	10
Sau khi có hồ	23	22	27	28

Ở nước ta, hồ Hoà Bình trên sông Đà có thể làm giảm mực nước lũ lớn nhất, từ 14,1 m (1945) xuống còn 12 m ; đồng thời lại có thể làm tăng mực nước mùa cạn từ 1,7 m lên tới 4,5 m cho Hà Nội ở phía hạ lưu sông Hồng. Đặc biệt, con người có thể chuyển nước từ lưu vực sông nhiều nước tới các lưu vực ít nước. Nhân dân Trung Quốc có những kế hoạch tá thuỷ (vay nước) của các sông phía nam (Đương Tử) lên các sông phía bắc (Hoàng Hà) qua các kênh đào lớn. Ở nước ta, nhân dân ta đã chuyển nước từ Đa Nhim xuống Krông Fa (Ninh Thuận) và ngày nay cũng đã chuyển nước từ các sông La Ngà, Đa Quao xuống các sông Ninh Thuận và Bình Thuận.

+ *Hoạt động lâm nghiệp* : Lâm nghiệp được coi như biện pháp gián tiếp đối với sông ngòi. Trong quá trình mở rộng phạm vi sản xuất và khai thác rừng, con người có thể chặt phá bừa bãi làm giảm diện tích rừng, song ngược lại cũng có thể trồng

(1) : Ở nước ta đã xây dựng hàng nghìn hồ chứa lớn nhỏ khác nhau, điển hình là các hồ : Hoà Bình, Ya Li... và bắt đầu xây dựng hồ Sơn La

lại rừng khi cần thiết. Hoạt động này cũng có ảnh hưởng tới lượng dòng chảy. Ở nước ta, trên lưu vực sông Đà, theo Vũ Tuấn (1986) do rừng bị chặt phá nhiều nên lượng dòng chảy mùa lũ tăng 5%, ngược lại mùa cạn lại giảm đi 36% nên nói chung lượng dòng chảy trung bình năm của sông Đà đã giảm đi 9% so với khi còn rừng.

- Các đại lượng dòng chảy : Để sử dụng nguồn thuỷ lợi của sông ngòi được hiệu quả, cần phải xác định được lượng dòng chảy. Do đó, người ta đã xây dựng các trạm thuỷ văn để tiến hành quan trắc, đo đặc cụ thể lượng dòng chảy của sông ngòi. Cho tới nay, trên toàn thế giới có khoảng $15 - 17.10^3$ trạm và ở nước ta cũng có tới hơn 100 trạm thuỷ văn trên các hệ thống sông ngòi⁽¹⁾.

Để biểu thị cho lượng dòng chảy, các nhà thuỷ văn đã dùng nhiều đại lượng khác nhau :

a. *Lưu lượng* (Q) là thể tích nước sông chảy qua mặt cắt (trạm đo) trong một đơn vị thời gian(s). Công thức thường dùng để tính toán là :

$$Q = S \cdot V \quad (\text{m}^3/\text{s})$$

Trong đó : S là diện tích mặt cắt và V là tốc độ trung bình của dòng nước.

Đơn vị biểu thị thường là m^3/s . Đây là đại lượng phổ biến song rất quan trọng vì là cơ sở để tính toán các đại lượng khác.

Lưu lượng đo đạc trong mặt cắt của một lần đo nào đó chỉ là *lưu lượng tức thời*. Từ đại lượng này, người ta đã tính được *lưu lượng bình quân* : ngày, tháng, năm và nhiều năm. Lưu lượng bình quân nhiều năm (Q_0 , thường là trên 20 năm) được coi là *lượng dòng chảy tiêu chuẩn* của sông ngòi. Đây là đại lượng cơ bản trong tính toán cũng như trong quy hoạch sản xuất. Ngoài ra, cũng trong quá trình quan trắc người ta cũng xác định được các đại lượng cực trị : lưu lượng cực đại (Q_{\max}) và lưu lượng cực tiểu (Q_{\min}) để sử dụng trong thực tiễn.

b. *Tổng lượng dòng chảy* (W_0) là lượng nước mà sông vận chuyển được qua các trạm đo trong đơn vị thời gian là một năm. Đại lượng này được xác định bằng công thức sau :

$$W_0 = Q_0 \cdot T \quad (10^9 \text{m}^3/\text{năm} \text{ hoặc } \text{km}^3/\text{năm})$$

(¹) : Hiện nay có 379 trạm đo mực nước (H), 179 trạm đo lưu lượng (Q), 90 trạm đo cát bùn, 208 trạm đo nhiệt độ (T), 50 trạm đo ion và 82 vị trí đo mặn (S)

Trong công thức trên : Q_0 là lưu lượng bình quân nhiều năm, T là thời gian trong năm, tính bằng giây, sẽ là : $31,356.10^6$.

Lưu lượng trung bình của sông ngòi thế giới khoảng $1,3.10^6 \text{ m}^3/\text{s}$ và tổng lượng dòng chảy là $41.10^3 \text{ km}^3/\text{năm}$. Đây là cơ sở chính để các nhà thuỷ lợi đánh giá và áp dụng vào thực tế sản xuất.

Ngoài ra, trong Địa lí học, còn dùng những đại lượng khác nữa như :

c. *Modul dòng chảy* (M_0) là lượng nước chảy ra từ một đơn vị diện tích lưu vực (km^2) trong một đơn vị thời gian (s) và được xác định bằng công thức sau :

$$M_0 = \frac{Q \cdot 10^3}{F} (\text{l/s} - \text{km}^2)$$

Đơn vị biểu thị là : $\text{l/s} - \text{km}^2$; tức là từ một đơn vị diện tích (km^2), trong đơn vị thời gian (s) lưu vực sẽ cung cấp được bao nhiêu nước và 10^3 là giá trị đổi đơn vị.

d. *Lớp dòng chảy* (Y_0) là lớp nước mà tổng lượng dòng chảy sông ngòi được rải đều trên bề mặt lưu vực. Đại lượng này được xác định bằng công thức sau :

$$Y_0 = \frac{W_0}{F \cdot 10^3} (\text{mm/năm})$$

Đơn vị thể hiện là mm/năm và 10^3 là giá trị đổi đơn vị.

e. *Hệ số dòng chảy* (α) là tỉ số giữa lớp dòng chảy và lớp mưa trong lưu vực và được xác định bằng công thức sau :

$$\alpha = \frac{Y}{X}$$

Trong đó : X là lớp mưa trong lưu vực.

Đại lượng này dao động trong khoảng 0 - 1 và bao giờ cũng < 1 . Nếu hệ số này lớn, lưu vực sông càng ẩm ; ngược lại, sẽ càng khô. Modul dòng chảy của sông ngòi nước ta khoảng 35l/s-km^2 và hệ số dòng chảy là 0,56.

- *Chế độ dòng chảy* : Một đặc điểm rất quan trọng của sông ngòi là lượng dòng chảy luôn thay đổi. Tuy nhiên, sự thay đổi này thường lặp lại trong các khoảng thời gian nhất định, gọi là chu kỳ thuỷ văn. Các chu kỳ này không những phụ thuộc vào các điều kiện khí tượng mà cả thiên văn và hải văn nữa. Do đó, các chu kỳ này cũng khá phức tạp. Tuỳ theo khoảng thời gian lặp lại, có các chu kỳ sau :

- *Chu kì ngắn* : là chu kì ngắn nhất, phụ thuộc vào chế độ thuỷ triều ở vùng biển địa phương. Chu kì này chỉ xảy ra ở các cửa sông, nhất là cửa sông vịnh (Estuaire) và về mùa cạn. Đặc biệt, ở một số cửa sông đã xuất hiện sóng thành (bor, mascaret...).

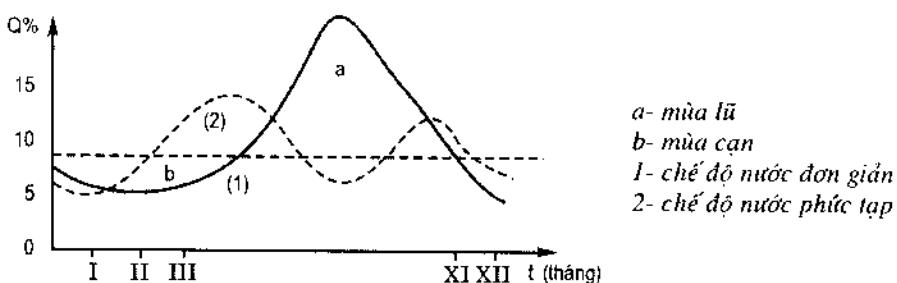
- *Chu kì dài* : Có nhiều chu kì dài (nhiều năm) : thập kỉ, thế kỉ... Trong chu kì thập kỉ cũng có nhiều, trong đó chu kì 11 - 12 năm là quan trọng và xảy ra do chu kì hoạt động của mặt trời (chu kì vết đen Mặt Trời). Còn các chu kì 36 - 40 năm (chu kì ảm Bruc-ne (Bruckner)), 60 năm chỉ là các chu kì bội của chu kì vết đen mặt Trời và chỉ có tác dụng tăng cường cho các chu kì quan trọng.

- *Chu kì năm* : Chu kì xảy ra trong khoảng thời gian là một năm và được gọi là năm thuỷ văn. Năm thuỷ văn là "khoảng thời gian mà sông ngòi tập trung và tiêu rút hết các nguồn nước trong lưu vực". Chu kì này xảy ra là do quá trình chuyển động của Trái Đất trên quỹ đạo quanh mặt Trời. Đây là chu kì cơ bản trong thuỷ văn sông ngòi.

Năm thuỷ văn có thời gian bằng năm lịch, tuy nhiên thời gian bắt đầu và kết thúc lại khác. Năm thuỷ văn bắt đầu vào đầu mùa lũ và kết thúc vào cuối mùa cạn. Do đó, trên bề mặt các lục địa, thời gian bắt đầu năm thuỷ văn rất phức tạp : mùa xuân, mùa hạ, mùa thu và cả mùa đông, tùy nguồn cung cấp nước cụ thể. Ngay ở nước ta, hiện tượng này cũng có sự phân hoá khác nhau. Năm thuỷ văn ở miền Bắc xuất hiện sớm nhất : vào cuối tháng V đầu tháng VI và chậm dần vào miền Nam : tháng IX hoặc tháng X dương lịch. Ngày bắt đầu của năm thuỷ văn gọi là ngày thuỷ văn. Ở nước ta, ngày này cũng chậm dần theo mùa lũ. Trong chu kì năm thuỷ văn, tùy theo lượng nước tập trung cung cấp cho sông ngòi mà hình thành các mùa thuỷ văn khác nhau. Thời gian sông ngòi được cung cấp nhiều nước, trong đó chủ yếu là nguồn nước trên mặt nên lúc đó sông đầy ắp nước, lòng sông mở rộng tối lòng cả và có thể gây lụt lội, gọi là mùa lũ. Ngược lại, khi sông ngòi được cung cấp ít nước, cơ bản là nước ngầm sâu nên lòng sông thu hẹp, trong lòng sông gốc, để lộ ra các soi, bãi ven sông, gọi là mùa cạn. Lúc sông ngòi được cung cấp rất ít nước và ổn định gọi là nước kiệt. Mùa cạn thường xảy ra vào mùa đông lạnh và khô, đặc biệt lầm mói xảy ra vào mùa hạ. Trong năm thuỷ văn nếu lũ xảy ra vào mùa đông và cạn xảy ra vào mùa hạ sẽ gây ra nhiều khó khăn trong sản xuất và đời sống.

Sự tồn tại và phát triển của các mùa thuỷ văn là cơ sở để xác định các loại chế độ nước sông. Trong năm thuỷ văn, nếu chỉ bao gồm một mùa lũ và một mùa cạn kế tiếp gọi là chế độ nước đơn giản... Loại này khá phổ biến trên thế giới, cũng như ở nước ta,

như trường hợp của sông Nê-va (Neva) (Liên bang Nga), sông Thêm (Thames) (Anh), sông Mã (Việt Nam)... Còn nếu tồn tại hai (hay hơn nữa) mùa lũ và hai (hay hơn) mùa cạn xen kẽ nhau là chế độ nước phức tạp như ở sông : Công-gô (Congô), Sô-chi (Sochi) (Nga), A-sa-hi (Asahi) (Nhật Bản)... Ngoài ra còn có một số loại khác : khá phức tạp, nếu chế độ nước đơn giản mà trong mùa cạn có thêm một mùa lũ tiểu mãn.



Hình 62 : Các đường $Q - t$ (Biến trình năm của lưu lượng).

Ngoài ra, đối với chế độ nước sông, cũng cần xác định *cường độ lũ*. Trước hết là xác định *thời đoạn lũ*, tức là số tháng trong mùa lũ, sau đó là lượng nước lũ. Tiếp theo là xác định lượng nước trung bình của các tháng lũ và tháng lũ lớn nhất. Đồng thời, cũng nên xác định đặc điểm cạn với các đặc trưng : thời đoạn cạn, lượng nước mùa cạn, lượng nước trung bình các tháng mùa cạn và tháng kiệt trong năm. *Tỉ số đặc trưng chế độ nước* là tỉ số giữa lưu lượng tháng đỉnh lũ Q_1 với tháng kiệt Q_k và được biểu thị bằng công thức :

$$\alpha = \frac{Q_1}{Q_k}$$

Tỉ số này dao động khá lớn và biểu thị cho tính chất của chế độ nước. Nếu α nhỏ là tính chất điều hoà, ngược lại nếu α lớn là thất thường. Ở nước ta, tỉ số này vào khoảng 15, tức là khá thất thường, nhất là tại các sông duyên hải miền Trung.

Cuối cùng, để đánh giá một cách toàn thiện về chế độ nước sông cũng cần xét *thời gian lũ*, tức là thời gian xảy ra của mùa lũ trong năm. Như đã nói, thời gian lũ khá phức tạp, có thể xảy ra các mùa trong năm : xuân, hạ, thu, đông... mang đặc trưng của khí hậu trong vùng. Thời gian lũ phổ biến là xảy ra trong mùa nóng và

cạn xảy ra trong mùa lạnh ; đặc biệt lầm mới có lũ xảy ra về mùa đông và cạn xảy ra vào mùa hạ (vùng Địa Trung Hải).

Dưới đây là sự phân bố dòng chảy trong năm của một số sông trên thế giới (theo phương pháp bội số phân phối) :

Bảng 49 : Biểu đồ tròn năm của dòng chảy sông ngòi thế giới.

Sông	Trạm	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Công-gô (Congo)	Stâng-lây-vin (Stanleyville)	1,02	0,89	0,87	1,37	1,31	0,83	0,63	0,65	0,81	0,99	1,29	1,31
Thu Bồn	Nông Sơn	0,84	0,49	0,31	0,24	0,38	0,50	0,37	0,29	0,63	2,16	3,97	1,86
Hồng	Sơn Tây	0,36	0,27	0,24	0,30	0,45	1,28	2,31	2056	1,65	1,17	0,94	0,52
Ti-br (Tibre)	Rô-ma (Roma)	1,12	1,26	1,52	1,28	1,08	0,74	0,59	0,53	0,57	0,74	1,15	1,42
Thêm (Thames)	Tet-dinh-tân (Teddington)	1,77	1,71	1,45	1,01	0,80	0,58	0,42	0,40	0,61	0,62	1,05	1,48
Đu-răng (Durance)	Mi-ra-bô (Mirabeau)	0,69	0,71	0,95	1,25	1,69	1,73	0,96	0,59	0,55	0,91	1,08	0,94
Dni-ep (Dniepr)	Ooc-cha (Orcha)	0,24	0,22	0,61	4,30	2,66	0,67	0,61	0,51	0,44	0,54	0,71	0,48
Nê-va (Neva)	Pè-trô-krê-pôt (Petrokrépost)	0,70	0,70	0,87	1,00	1,30	1,30	1,20	1,20	1,20	1,10	0,90	0,70

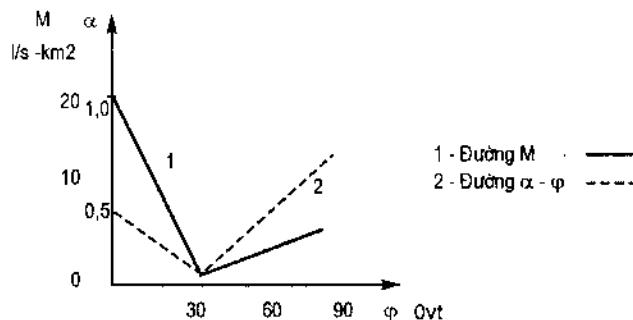
• *Sự phân bố lượng dòng chảy trong không gian* : Sông ngòi phụ thuộc vào nhiều nhân tố mà các điều kiện này lại phân hoá đa dạng trong không gian nên sông ngòi cũng thay đổi theo. Sự thay đổi này thể hiện theo các quy luật địa lí, đặc biệt là quy luật địa đối.

Theo quy luật địa đối, các đặc trưng thuỷ văn của sông ngòi thay đổi dần từ xích đạo về phía hai cực. Trước hết là các đại lượng của dòng chảy : Modul và hệ số dòng chảy. Theo hướng này, *môđul dòng chảy* bình quân nhiều năm của sông ngòi có xu hướng giảm dần từ xích đạo về hai cực, nhất là ở các vùng khô hạn ở hai bên chí tuyến Bắc và Nam. Cụ thể là modul dòng chảy của sông A-ma-zôn (Amazon) tại cửa sông là 20,4 l/s-km², của sông Công-gô (Congo) tại Lê-ô-pôt-vin (Léopoldville) là 11,6 l/s - km², của sông Ni-giê (Niger) tại cửa sông là 6,42 l/s - km², của sông Pa-ra-ma (Parana) tại Rô-sa-ria (Rosario) là 6,34 l/s-km², của sông Nil Trắng tại cửa sông là 0,55 l/s-km², của Hoàng Hà tại Lô-cu (Loku) là 1,7 l/s-km²,

của sông Vôn-ga (Volga) tại Vôn-ga-grat (Volgograd) là $6,1 \text{ l/s-km}^2$, của sông Mi-si-si-pi (Mississippi) tại cửa sông là $5,9 \text{ l/s-km}^2$, của sông Iê-nit-sây (Ienissei) tại I-gác-ca (Igarka) là $7,4 \text{ l/s-km}^2$, và của sông bắc Đvi-na (Dvina) tại cửa sông là $9,7 \text{ l/s-km}^2$...

Ngược lại, hệ số dòng chảy lại có xu hướng tăng dần từ xích đạo về phía 2 cực, tuy cũng có giảm mạnh ở các vùng khí hậu khô hạn. Hệ số dòng chảy của A-ma-zôn (Amazon) là 0,3 ; của Mêkông là 0,37 ; của sông Nin (Nil) là 0,1 ; của sông Sua Đa-ri-a (Syr Daria) là 0,05 ; của sông A-mu Da-ri-a (Amu daria) là 0,04 ; của sông Von-ga (Volga) là 0,27 ; của sông Ô-bi (Obi) là 0,65 và của sông I-ê-nit-sây (Ienissei) là 0,75.

Cũng theo quy luật này, chế độ nước sông cũng thay đổi theo hướng này. Chế độ nước có thể có 2 chu kỳ tương tự nhau. Trong chu kỳ 1, chế độ nước đơn giản dần từ xích đạo về 2 chí tuyến. Tiếp đó, chu kỳ 2 cũng có xu hướng đơn giản dần từ ôn đới về phía 2 cực. Giữa 2 chu kỳ là vùng khí hậu khô hạn tức là vùng không có sông. Tuy nhiên, cũng có sự khác biệt nhất định giữa 2 chu kỳ là : lũ tiêu mǎn trong chu kỳ 1 xảy ra trước mùa lũ chính, còn chu kỳ 2 lại xảy ra sau.



Hình 63 : Môđul - Hệ số dòng chảy thay đổi theo vĩ độ địa lý

- Các dòng chảy khác :

Trong sông ngòi, ngoài dòng nước đóng vai trò chủ đạo, còn nhiều dòng chảy khác nữa. Các dòng chảy này có thành phần vật chất khác nhau, tồn tại và tác động lẫn nhau tạo thành một tổng thể chung. Các dòng chảy này lại có ý nghĩa trong thực tế khác nhau.

a. *Dòng chảy cát bùn* : là dòng chảy bao gồm các vật chất rắn : sỏi, cuội... nhất là bùn cát, nên cũng được gọi là dòng chảy rắn. Tuỳ theo phương thức vận động, các nhà thuỷ văn thường chia phù sa thành 2 loại cơ bản : lơ lửng và đáy. Phù sa lơ lửng thường có kích thước nhỏ và chuyển động lơ lửng trong dòng nước. Phù sa

đáy có kích thước lớn hơn và chuyển động trên đáy sông. Quá trình hình thành bùn cát trong sông chủ yếu là do động năng của dòng nước. Do có năng lượng nên dòng nước thường xâm thực bề mặt đất dốc trong lưu vực và ngay cả trong lòng sông. Các đại lượng để tính toán cũng khá phong phú gồm lưu lượng cát bùn, tổng lượng cát bùn, độ đục hay hàm lượng cát bùn, módul dòng chảy cát bùn hay hệ số xâm thực. Độ đục bình quân của sông ngòi trên thế giới khoảng $250-300\text{g/m}^3$ và của sông ngòi nước ta là khoảng $200-250\text{g/m}^3$. Tổng lượng dòng chảy của bùn của sông ngoài toàn thế giới có thể lên tới 12.10^9 tấn/năm ... Nghiên cứu về dòng chảy cát bùn cũng có nhiều ý nghĩa thực tiễn : tưới ruộng, chống bồi lắng hồ chứa và các cảng đường thuỷ, chống xói mòn và cả chống lũ bùn.

b. *Dòng chảy ion* : Là dòng chảy của các chất hoà tan, nhất là các ion trong nước sông. Các chất này cũng khá phức tạp. Quan trọng nhất là các khoáng hoà tan. Các chất này thường tồn tại ở dạng ion, bao gồm các anion : HCO_3^- , SO_4^{2-} , Cl^- ... và các cation : Ca, Mg, Na, K... Các chất này thường có nồng độ thấp nên thành phần muối chủ yếu là CO_3^{2-} , HCO_3^- và các cation chủ yếu là Ca, Mg. Ngoài ra, là các chất khí như : O_2 , CO_2 , $\text{H}_2\text{S}...$, các chất albumin : NO_3^- , NH_4^+ ... và các hữu cơ khác. Do nước là một dung môi nên ngay từ nước mưa, tuyết tan đã chứa một lượng hoà tan song chủ yếu là nước sông và nước ngầm đã hoà tan nhiều chất trong quá trình tồn tại trên và trong đất đá. Đại lượng biểu thị cũng khá phong phú : nồng độ ion (I) hay độ khoáng hoá, tổng lượng dòng chảy ion (Wi), módul dòng chảy ion (Mi)... Nồng độ ion trung bình là $200-300\text{mg/l}$ và tổng lượng dòng chảy ion của sông ngòi thế giới có thể tới $3,2.10^9 \text{ tấn/năm}$. Do đó, dòng chảy ion cũng góp phần quan trọng trong tuần hoàn muối trong lớp vỏ địa lí. Ngoài ra, dòng chảy này cũng có vai trò nhất định trong sản xuất công và nông nghiệp, nhất là chống ô nhiễm sông ngòi.

c. *Dòng chảy nhiệt* : Là lượng nhiệt mà sông ngòi hấp thụ và vận chuyển ra khỏi lưu vực. Nguồn gốc của nhiệt sông là bức xạ Mặt Trời, quan trọng là tiềm nhiệt bốc hơi (580cal/cm^2) và ngoài ra là trao đổi nhiệt với khí quyển và thạch quyển. Các đại lượng biểu thị : nhiệt độ, tổng lượng dòng chảy nhiệt... Nhiệt độ trung bình năm của sông ngòi thế giới vào khoảng 16°C và tổng lượng khoảng $23.10^{18} \text{ kcal/năm}^{(1)}$... Chế độ nhiệt phụ thuộc chặt chẽ vào quá trình chuyển động của Trái Đất xung quanh Mặt Trời. Mùa nóng xảy ra trong thời gian trực Trái Đất

(1) : Theo G.K.Yurkov và I.N.Safonova, tổng lượng nhiệt hoả hơi $> 3,10^{23} \text{ cal/năm}$

nghiêng về phía Mặt Trời nên ngược nhau ở 2 bán cầu. Nhiệt độ nước sông cũng giảm mạnh về phía 2 cực, tức là theo quy luật địa đới. Nghiên cứu về dòng chảy nhiệt có ý nghĩa rất lớn đối với việc dự báo băng sông ở các miền vĩ độ cao : thời gian và độ dày lớp đóng băng. Ngoài ra cũng có thể điều hoà nhiệt cho ruộng lúa nước, chống ô nhiễm nhiệt...

3.1.3. Phân loại sông ngòi :

Trên bề mặt các lục địa, số lượng sông ngòi rất lớn đồng thời sông ngòi lại phụ thuộc chặt chẽ vào các điều kiện tự nhiên trong lưu vực nên cũng rất đa dạng. Do đó, việc phân loại sông ngòi là rất cần thiết, để công tác nghiên cứu được thuận lợi và khi sử dụng trong thực tiễn cũng hợp lý và dễ dàng hơn. Cho tới nay đã có nhiều tác giả tiến hành phân loại sông theo các phương pháp và chỉ tiêu khác nhau : tùy đặc điểm các dòng chảy : nước, bùn, cát, ion, nhiệt độ nước sông... Dưới đây là một số phương pháp cơ bản :

a) *Phân loại sông theo dòng nước* : Dòng nước là cơ bản và đặc trưng cho sông ngòi nên được nhiều tác giả lấy làm cơ sở để phân loại. Có thể nêu nên một số phương pháp quan trọng sau :

+ *Phân loại sông của Vôi-i-ê-kôp (Voiekov)* : Năm 1884, Vôi-i-ê-kôp (A.I.Voiekov) phân loại khí hậu bằng phân loại sông căn cứ vào nguồn cung cấp nước. Tuy nhiên, bảng phân loại này lại có giá trị về mặt sông ngòi nhiều hơn. Kết quả phân loại khá phức tạp và nay được hệ thống hoá như sau :

– *Sông ngòi có nguồn cung cấp nước là tuyết và băng tan* : Đây là sông ngòi thuộc các miền vĩ độ cao và cao độ lớn. Tuỳ nguồn nước cụ thể, loại sông này có thể phân loại thành các kiểu sau :

- *Sông hàn đới* : là sông ngòi được cung cấp nước chủ yếu từ băng tan ở đồng bằng hay các miền núi thấp hơn 1000m. Lũ xảy ra chủ yếu vào mùa xuân. Đó là trường hợp các sông : Pét-chô-ra (Petchora), Mắc-ken-zi (Makkenzi)...

- *Sông cực đới* : các sông này ở vào các vĩ độ cao hơn nên nguồn cung cấp nước là tuyết vĩnh cửu hay băng hà. Lũ xảy ra chậm hơn, sang đầu mùa hạ. Đó là các sông ở Ai-xo-len (Iceland), Grôn-len (Gronland).

- *Sông Trung Á* : là các sông thuộc vĩ độ trung bình song lại được cung cấp nước bởi băng hà núi cao. Đó là các sông : A-mu Đa-ri-a (Amu daria), Sua Đa-ri-a (Syr daria).

- *Sông ngòi được cung cấp nước bởi mưa* : Các sông ngòi này chủ yếu tồn tại trong các vĩ độ thấp và một phần ở vĩ độ trung bình. Tuỳ theo đặc điểm của mưa, loại này cũng chia thành các kiểu sau :

- *Sông Tây Âu* : là các sông thuộc miền ôn đới hải dương. Ở đây mưa xảy ra gần như quanh năm, nhưng về mùa hạ nhiệt độ cao và lượng bốc hơi lớn nên lượng nước có giảm đi, điển hình là các sông : Thêm (Thames), Sen (Seine)...

- *Sông Nam Âu* : Các sông này tồn tại trong các miền khí hậu Địa Trung hải. Ở đây, về mùa hạ nóng và khô ; còn về mùa đông lạnh và mưa nhiều, nên lũ lại xảy ra vào mùa đông. Đó là các sông : Ti-br (Tibre), Ac-det (Ardèche), Mơ-rây (Murray)...

- + *Sông nhiệt đới ẩm* : Các sông này chủ yếu ở vào miền vĩ độ thấp và ngay cả miền khí hậu gió mùa nên lượng nước rất phong phú. Đó là các sông A-ma-zòn (Amazon), Hằng (Gang), Hồng, Dương Tử...

- *Sông nhiệt đới khô* : Các sông này tồn tại ở các miền khí hậu khô hạn của các vùng bán hoang mạc và hoang mạc. Lượng mưa rất thấp mà bốc hơi lại lớn nên sông ngòi rất kém phát triển và thường là các u-et (ued), uz-boi (uzboi)... Có thể lấy ví dụ ở các sông : Sa-ri (Tchari) (ở Sa-ha-ra (Sahara)), O-rāng (Orange) (ở Ka-la-ha-ri (Kalahari))...

- *Sông có nguồn cung cấp nước hỗn hợp* : Đó là các sông thuộc các vĩ độ trung bình. Ở đây sông ngòi được cung cấp do mưa, tuyết và cả băng tan. Tuỳ theo nguồn gốc cung cấp nước loại này chia thành các kiểu sau :

- *Sông Đông Âu* : hay còn gọi là sông đồng bằng Nga. Kiểu sông này được cung cấp nước chủ yếu do tuyết tan và một phần do mưa ôn đới lục địa. Tuy vậy, lũ chủ yếu xảy ra vào mùa xuân, như các sông : Đni-ep (Dniepr), Đông (Don)...

- *Sông An-panh (Alpin)* là các sông trong miền núi An-p (Alpes). Nguồn cung cấp nước chủ yếu là băng hà núi cao và một phần do mưa. Đó là trường hợp các sông : Rôn (Rhône), Rai-n (Rhine)...

- + *Phân loại sông của Pác-dê (Pardé)* : năm 1955, Pác-dê (M.Pardé) lại dựa vào chế độ nước để phân loại sông ngòi. Tuỳ theo số mùa lũ cạn xảy ra trong năm thuỷ văn, tác giả đã chia sông ngòi thế giới thành các kiểu sau :

– *Sông có chế độ nước đơn giản* : đó là các sông có một mùa lũ và một mùa cạn trong năm thuỷ văn. Tuy nhiên, cũng tuỳ nguồn cung cấp nước, tác giả lại chia thành các kiểu sau :

- *Chế độ băng*, đó là các sông có nguồn cung cấp nước do băng tan và lũ xảy ra trong mùa hạ. Điển hình cho kiểu này là các sông : Mát-sa (Massa), Ôn-đen (Oldelv)...

- *Chế độ ôn đới hải dương*, tuy được mưa cung cấp gần như quanh năm, song mùa hạ bốc hơi mạnh nên lũ xảy ra về mùa đông. Điển hình là các sông : Thêm (Thames), Sen (Seine).

- *Chế độ mưa nhiệt đới*, mưa lớn và lũ xảy ra vào mùa nóng. Mùa cạn trùng với mùa đông lạnh và khô. Đó là các sông Hằng (Gang), Hồng...

- *Chế độ tuyết núi* : đó là sông ở các miền núi thấp hơn 3000 - 3500 m. Nguồn cung cấp nước chủ yếu là do tuyết tan. Đó là trường hợp các sông : Rót (Reusz), Frây-dơ (Frayser)...

- *Chế độ tuyết đồng băng*, đó là sông ở các vĩ độ trung bình và nhất là vĩ độ cao. Nguồn nước chính cũng là tuyết tan. Điển hình là các sông Đì-ni-ep (Dniepr), Pet-cho-ra (Petchora)....

– *Sông ngòi có chế độ nước phức tạp từ nguồn* : là các sông có nhiều nguồn cung cấp nước khác nhau : mưa, tuyết, băng tan... hay có khi chỉ có một nguồn cung cấp nhưng phức tạp. Do đó, các sông này đều có 2 mùa lũ và 2 mùa cạn xen kẽ nhau trong năm thuỷ văn... Tuy nhiên, trong loại này tác giả cũng chia thành 2 kiểu sau :

- *Chế độ tuyết chuyển tiếp* : sông ngòi thuộc kiểu này được cung cấp nước chủ yếu do mưa ; song lượng nước do tuyết tan cũng không kém phần quan trọng : Đó là các sông : Cao-lit (Cowlitz), Tet-sanh (Tessin)...

- *Chế độ tuyết tan và mưa* : ngược với kiểu trên, kiểu này lại có nguồn cung cấp nước chủ yếu là tuyết tan và phần khác do mưa. Do đó, lũ xảy ra vào mùa xuân và cuối thu đầu đông. Đó là trường hợp các sông : Fi-e (Fier), Véc-đông (Verdon)...

- *Chế độ mưa xích đạo* : mưa xảy ra vào 2 thời điểm khi mặt trời qua thiên đỉnh ở xích đạo. Đó là trường hợp các sông Công-gô (Congo), Sô-lô (Solo)...

- *Chế độ mưa nhiều đỉnh*, trong lưu vực các sông này xảy ra nhiều kiểu mưa hay một kiểu mưa kéo dài trong suốt năm. Đó là trường hợp các sông Ni-giê (Niger), A-sa-hi (Asahi), Sô-chi (Sochi).

– *Sông có chế độ nước phức tạp thay đổi* : là những sông có chế độ phức tạp nhưng chủ yếu là ở hạ lưu. Ở thượng lưu, sông chỉ nhận được một nguồn cung cấp nước : mưa, tuyết hoặc băng tan... với chế độ nước đơn giản. Nhưng, càng về phía hạ lưu do nhận thêm nước của các phụ lưu nên chế độ nước trở nên phức tạp. Đó thường là các sông lớn, chảy qua nhiều miền khí hậu khác nhau. Loại sông này cũng tuỳ nguồn nước cụ thể, có thể phân thành các kiểu sau :

- *Chế độ băng và mưa*, kiểu sông này có nguồn cung cấp nước ở thượng lưu là do băng tan, nhưng về trung lưu và hạ lưu lại được cung cấp nước bởi các nguồn mưa. Do đó, càng về hạ lưu chế độ nước sông càng trở nên phức tạp. Đó là trường hợp các sông Rai-n (Rhine)... và nhất là sông Rôn (Rhône)...

- *Chế độ mưa và tuyết*, ở thượng lưu các sông này được cung cấp bởi nước mưa, nhưng về hạ lưu lại được thêm các nguồn do tuyết và băng tan ; do đó chế độ nước càng trở nên phức tạp : đó là trường hợp sông Đa-nuyp (Danube, Dunai, Donau...)

b) *Phân loại sông theo các dòng chảy khác* : Do mục đích sử dụng trong thực tiễn sản xuất, nên các tác giả cũng có thể sử dụng các dòng chảy khác để phân loại sông.

+ *Phân loại sông theo dòng cát bùn* : Năm 1949, Sa-môp (G.I.Samov) đã dựa vào độ đục để phân loại. Kết quả là có các loại sông sau :

- *Sông rất ít phù sa*, với độ đục nhỏ hơn 50 g/m^3 . Đó là các sông : I-ê-nit-sây (Ienissei) ($18,8 \text{ g/m}^3$), Ô-bi (Ob) (34 g/m^3), Đni-ep (Dniepr) ($46,5 \text{ g/m}^3$)...

- *Sông ít phù sa* : với độ đục trong khoảng $50 - 250 \text{ g/m}^3$. Đó là các sông Nam, Búc (Bug) (162 g/m^3), Đông (Don) (234 g/m^3)...

- *Sông có lượng phù sa trung bình* : với độ đục khoảng $250 - 500 \text{ g/m}^3$. Đó là các sông U-ran (Ural) (292 g/m^3), Tây Giang (447 g/m^3)...

- *Sông có khá nhiều phù sa*, với độ đục khoảng $500-1000 \text{ g/m}^3$. Đó là trường hợp các sông : Ki-ôn (Kion) (640 g/m^3), Ku-ban (Kuban) (705 g/m^3)

- *Sông có nhiều phù sa*, với độ đục $1-5 \text{ kg/m}^3$. Đó là trường hợp các sông : Tê-réc (Terek) ($2,18 \text{ kg/m}^3$), A-mu Đa-ri-a (Amu daria) ($3,5 \text{ kg/m}^3$)

- *Sông có rất nhiều phù sa* : với độ đục lớn hơn 5 kg/m^3 . Đó là trường hợp các sông Ăc-sai (Aksai) ($11,7 \text{ kg/m}^3$), Gu-dec-met (Gudermes) ($21,3 \text{ kg/m}^3$), Hoàng (40 kg/m^3)...

+ *Phân loại sông theo dòng ion :*

Năm 1959, A-lê-kin (O.A.Alekin) đã dựa vào nồng độ ion (độ khoáng hoá) để phân loại sông. Theo tác giả, có các loại sông sau :

- *Sông có nồng độ ion thấp* : các sông này có nồng độ thấp hơn 200mg/l. Đó là trường hợp các sông Nê-va (Neva) (35mg/l), Pet-cho-ra (Petchora) (42mg/l)...
- *Sông có nồng độ ion trung bình*, là các sông có nồng độ ion khoáng 200 - 500 mg/l. Đó là trường hợp các sông U-ran (Ural) (302mg/l), A-mu Đa-ri-a (Amu daria) (432mg/l)...
- *Sông có nồng độ ion khá cao*, với nồng độ ion trong khoảng 500 - 1000 mg/l. Đó là các sông Ri-ô Grang-dê (Rio Grande) (650 mg/l), Cô-lô-ra-dô (Colorado) (684 mg/l)...
- *Sông có nồng độ ion cao*, các sông này có nồng độ ion lớn hơn 1000 mg/l. Đó là các sông I-chim (Ichim) (1212 mg/l), Em-ba (Emba) (1642 mg/l), Ka-la-ut (Kalaus) (7904 mg/l)...

Nói chung, các sông có độ đục và nồng độ ion thấp thường ở vào các vùng khí hậu ẩm ướt ; ngược lại, các sông có độ đục và nồng độ ion cao thường ở vào các miền khí hậu khô hạn.

3.2. Hồ đầm

- *Khái niệm hồ đầm.*
- *Nguồn gốc hồ đầm.*
- *Nước hồ và cân bằng nước hồ.*
- *Phân loại hồ.*

Trên bề mặt các lục địa, ngoài sông ngòi, còn một đối tượng thuỷ văn khá quan trọng nữa, đó là các hồ và đầm lầy. Hồ đầm có những đặc điểm về hình thái và thuỷ văn khác biệt với sông ngòi và tồn tại độc lập trong môi trường địa lí. Tuy vậy, hồ đầm cũng thường có quan hệ thuỷ văn với sông ngòi và đôi khi có tác dụng điều tiết quan trọng.

Hồ đầm trên toàn thế giới có diện tích là $6,2 \cdot 10^6 \text{ km}^2$ chiếm khoảng 4,4% diện tích các châu lục. Tổng lượng nước trong các hồ đầm là $187,8 \cdot 10^3 \text{ km}^3$ tức là chiếm khoảng 0,0136% tổng lượng nước của thuỷ quyển, trong đó phần nước ngọt là $102,4 \cdot 10^3 \text{ km}^3$ chiếm khoảng 0,0128% tổng nước ngọt. Ở đây mới chỉ trình bày về hồ.

3.2.1. Nguồn gốc hồ

Hồ đầm có nguồn gốc cũng khá phức tạp. Cụ thể là :

- Đứt gãy lớn, như các hồ Tăng-ga-ni-i-ka (Tanganyika), Bai-can (Baikal)...
- Hoạt động của núi lửa, như các hồ : Crây-tơ (Crater), T'nung...
- Sụt trần hang karst, như các hồ Sa-lê-kha (Salekhard), Ba Bé...
- Các bồn địa thấp, như các hồ Ây-r (Eyre), Sat (Tchad)...
- Bồi tụ do băng, như các hồ : Gấu lớn, Sai-ma (Saima), Ô-nê-ga (Onéga)...
- Bồi tụ do sông, như các hồ : Tây, Hoàn Kiếm...
- Do phù sa biển, như phá Tam Giang...
- Do gió, như : Lôp No (Lob Nor)...
- Nhân tạo, như Rư-bin (Rybin), Hoà Bình, Ya Li....

Dưới đây là một số hồ quan trọng trên thế giới :

Bảng 50 : Đặc điểm hình thái hồ.

Hồ	Diện tích (10³km²)	Độ cao mực nước so với mực nước biển (m)	Chiều sâu lớn nhất (m)
Vic-tô-ri-a (Victoria)	69,4	1.134	80
Bai-can (Baikal)	32,9	773	1435
Tăng-ga-ni-i-ka (Tanganyika)	30,5	455	1741
Gấu lớn	31,0	119	137
Đại Nô lê	30,3	150	140
La-dô-ga (Ladoga)	17,3	4	225
Ô-nê-ga (Onéga)	9,6	33	110
Ti-ti-ca-ca (Titicaca)	8,3	3812	304
Sat (Tchad)	11 – 22	240	4 – 7
Ây-r (Eyre)	8,2	-12	-

3.2.2. Mực nước hồ

Trong các đặc trưng thuỷ văn của hồ, mực nước là một đại lượng quan trọng vì có nhiều ảnh hưởng tới thành phần hoá học nước cũng như sự sống trong hồ. Chế độ mực nước cũng khá phức tạp và phụ thuộc vào cân bằng nước trong lưu vực.

a) Nguồn cung cấp và cân bằng nước hồ

Trong hồ, luôn tồn tại một lượng nước nhất định. Lượng nước này cũng thay đổi tùy theo điều kiện cung cấp nước. Trong lưu vực hồ, các nguồn này bao gồm : lượng nước rơi (X) (mưa, tuyết tan...), ngưng tụ trên mặt hồ (N) và các dòng chảy (mặt : Y_m, ngầm : Y_{ng})... Đồng thời hồ cũng tiêu hao nước qua các yếu tố : bốc thoát hơi (E), các dòng chảy (mặt : Y_m ; ngầm : Y_{ng})... Trong một khoảng thời gian nhất định, lượng nước trong hồ được biểu thị trong phương trình cân bằng nước sau :

$$(X + N \pm Y_m \pm Y_{ng}) - E = \pm \Delta w$$

Trong khoảng thời gian dài, $\Delta w = 0$, tức là thường không đổi. Tuy vậy, cũng có khi $\Delta w \neq 0$, do đó lượng nước cũng như diện tích hồ có thay đổi như hồ Ây-r (Eyre)... Cụ thể, cân bằng của nước hồ Tăng-ga-ni-i-ka (Tanganyika) với diện tích 32.960 km², như sau :

	Lượng nước			Lượng nước				
	Km ³ /năm	mm/năm	%	Km ³ /năm	mm/năm	%		
a) Thu :	Y đến	23,8	701	37	Y đi	3,4	107	5
	X	48,8	1241	63	Z	61,2	1835	95
Tổng cộng	64,6	1942	100	Tổng cộng	64,6	1942	100	

Y đến : dòng chảy đến

Y đi : dòng chảy đi

b) Chế độ mực nước hồ :

Tùy thuộc vào các thành phần cân bằng nước, lượng nước hồ và mực nước cũng có thay đổi. Sự thay đổi này thường xảy ra theo các chu kỳ nhất định, trong đó chu kỳ năm là quan trọng nhất. Dưới đây là chế độ mực nước trong năm của một số hồ sau :

Bảng 51

Hồ	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Δh (m)	H_0 (m)
Ô-nê-ga (Onéga)	0,12	0,13	0,14	0,18	0,45	0,60	0,55	0,46	0,34	0,24	0,15	0,1	0,5	0,3
Giơ-ne-v (Genève)	0,92	0,88	0,91	0,96	1,17	1,60	2,00	2,12	1,88	1,38	1,17	1,0	1,2	1,5

Trong bảng trên Δh là biên độ mực nước, H_0 là mực nước trung bình.

Trong chu kỳ dài : 36 - 37 năm (chu kỳ Bruc-ne (Brückner)), mực nước hồ cũng có thay đổi như ở hồ Ô-nê-ga (Onéga)... Đặc biệt, trong các miền khí hậu khô hạn, sự thay đổi này xảy ra rất mạnh mẽ, như trường hợp hồ Sát (Tchad) ở Sa-ha-ra (Sahara). Theo Ti-lô (Tilho) hồ này có 3 trạng thái : vào khoảng năm 1860, hồ này rất rộng và sâu gọi là Sát (Tchad) lớn ; năm 1914 lượng nước hồ có giảm đi gọi là Sát (Tchad) trung bình và khoảng năm 1908, lượng nước hồ giảm mạnh, hồ thu hẹp và nông gọi là Sát (Tchad) nhỏ.

3.2.3. Thành phần hóa học của hồ

Nước hồ nói chung là ngọt, tức là nồng độ ion thấp. Tuy nhiên, trong những trường hợp đặc biệt có thể trở thành hồ mặn với nồng độ muối rất cao, ảnh hưởng lớn tới sự sống trong hồ.

a) *Nhân tố hóa học của nước hồ* : Tính chất hóa học của nước hồ rất phức tạp, đó là do tác động của nhiều nhân tố cụ thể. Trước hết là nhân tố địa chất - thổ nhưỡng. Trong quá trình tiếp xúc với đất đá, nước thường hoà tan nhiều muối. Nói chung, thành phần cấu tạo đất đá phong phú, lượng các chất hoà tan sẽ tăng lên ; ngược lại, thành phần nghèo nàn, lượng các chất hoà tan sẽ giảm đi... Tuy vậy, nhóm nhân tố quan trọng vẫn là khí tượng - thuỷ văn. Biểu thị cho vai trò của nhóm này thể hiện cụ thể trong cân bằng nước trong lưu vực hồ. Về mặt thuỷ văn, nồng độ ion của nước hồ phụ thuộc nhiều vào quan hệ thuỷ văn giữa hồ với sông ngòi. Nói chung, các hồ có trao đổi nước với sông ngòi, nồng độ ion sẽ thấp ; ngược lại, hồ ít hay không quan hệ với sông ngòi, nồng độ ion sẽ tăng lên. Đặc biệt, về mặt khí hậu, ảnh hưởng càng mạnh. Trong các miền khí hậu ẩm ướt, nồng độ ion giảm thấp, còn ở các miền khí hậu khô khan, nồng độ sẽ tăng lên ; thậm chí có thể trở thành : Hồ Muối (Salt Lake), Biển Chết (Tử Hải)...

b) *Thành phần hóa học* : Thành phần hóa học nước hồ rất phức tạp. Trước hết là nồng độ ion. Nói chung, nồng độ ion nước hồ thấp, tức là nước ngọt, song có khi lại rất lớn, vượt cả độ muối của biển và đại dương, trở thành hồ mặn. Đồng thời, nồng độ ion lại có quan hệ mật thiết với thành phần của các ion hòa tan. Theo Kuốc-lôp (Kourlov), khi nồng độ ion thấp, thành phần muối chủ yếu là CO_3 , HCO_3 ... còn khi ở nồng độ cao, thành phần muối lại là SO_4 hay Cl ... Theo Trần Xuân Mâm, quan hệ này được thể hiện trong bảng sau :

Hồ	$\text{I}_e(\text{mg/l})$	Cation (%)			Anion (%)		
		Ca	Mg	Na K	HCO_3	SO_4	Cl
Bai-can (Baikal)	91,4	21,8	13	8,9	43,3	4,5	2,2
Giơ-ne-v (Genève)	142,6	41,4	5,4	3,5	33,3	22,6	0,4
Ban-kat (Balkatch)	294,5	7,9	16,9	2,2	8,6	18,8	22,6
Tăng-ga-ni-i-ka (Tanganyika)	2843,0	1,4	1,6	3,0	10,3	21,5	18,2
Muối (Saltlake)	265,5 (1)	0,3	6,2	43,5	-	4,1	45,9
Chết (Tử Hải)	261,9 (1)	8,3	33,2	6,5	-	0,1	49,9

(1) Đơn vị ở các hồ này là g/l.

3.2.4. Nhiệt độ nước hồ

Nước hồ bao giờ cũng chứa một lượng nhiệt nhất định. Nhiệt lượng này lớn hay nhỏ là do tác động của bức xạ Mặt Trời, độ trong suốt của khí quyển, địa hình và hình dạng lòng hồ. Nhiệt độ nước hồ có ảnh hưởng nhiều tới quá trình bốc hơi, các quá trình động lực của hồ và cả sinh vật trong hồ.

a) *Cân bằng nhiệt trong hồ* : Nhiệt độ trong hồ cũng phức tạp vì phụ thuộc vào các điều kiện thiên văn và địa lý. Quá trình này thể hiện qua các nguồn cung cấp cũng như tiêu hao nhiệt, tức là các điều kiện cân bằng nhiệt. Nguồn cung cấp nhiệt cho hồ chủ yếu là bức xạ Mặt Trời ; ngoài ra là nhiệt do nước mưa, nước sông ngòi đem tới và trao đổi nhiệt với không khí, với bến trên hay cả đáy hồ. Ngược lại, hồ cũng tiêu hao nhiệt, trước hết là do quá trình bốc hơi, bức xạ hưu hiệu và sông ngòi mang đi. Cụ thể, theo Sê-bô-ta-rép (A.I.Tchébotarev), cân bằng nhiệt của hồ Sévan được thể hiện như sau :

- Thu : Nhiệt bức xạ Mặt Trời :	120,9 kcal/cm ² - năm (100%).
- Chi :	
+ Bức xạ hữu hiệu :	42,0 kcal/cm ² - năm (34,7%).
+ Trao đổi với khí quyển :	31,5 kcal/cm ² - năm (26,0%).
+ Nhiệt bốc hơi :	47,4 kcal/cm ² - năm (39,3%).

b) *Chế độ nhiệt nước hồ* : Chế độ nhiệt của nước hồ cũng phức tạp vì phụ thuộc vào độ muối cũng như các tính chất vật lí khác của nước hồ. Quan trọng nhất là chế độ nhiệt trong năm.

+ *Đối với các hồ nước ngọt*, về mùa hạ do lượng bức xạ của Mặt Trời lớn, nên nhiệt độ nước hồ tăng cao. Do đó, phân bố nhiệt trong hồ có xu hướng giảm dần từ trên mặt xuống đáy. Hiện tượng này gọi là thuận nhiệt. Ngược lại, sang mùa đông và nhất là ở vùng ôn đới, lượng bức xạ mặt Trời giảm, nên nhiệt độ hạ thấp, thậm chí có thể đóng băng trên mặt. Do đó, phân bố nhiệt lại có xu thế tăng dần từ đáy lên mặt. Hiện tượng này gọi là nghịch nhiệt. Còn trong các mùa : xuân và thu, chế độ nhiệt phức tạp hơn. Về mùa thu, do bức xạ Mặt Trời giảm nên nhiệt độ nước hồ cũng giảm theo. Khi giảm tới 4°C, nước hồ đạt tới tỉ trọng cực đại và chìm xuống sâu đẩy các khối nước nóng và nhẹ hơn lên mặt. Quá trình này diễn ra cho đến khi nào tỉ trọng và nhiệt độ bằng nhau mới dừng lại. Còn về mùa xuân, do bức xạ tăng và nhiệt độ cũng tăng. Băng cũng tan và khi nhiệt độ nước đạt tới 4°C, nước hồ lại đạt tỉ trọng cực đại nên chìm xuống và đẩy nước nóng và nhẹ lên mặt cho tới khi bằng nhau. Hiện tượng này gọi là đẳng nhiệt hay đồng nhiệt.

+ *Đối với các hồ nước mặn*, quá trình này xảy ra khác hẳn. Do độ muối cao nên về mùa đông, nhiệt độ nước hồ có thể xuống tới -11°C hay thậm chí tới -30°C nước vẫn chưa đóng băng. Còn sang mùa hạ, nhiệt độ nước hồ có thể lên tới 27°C hay 30°C. Như vậy, biên độ nhiệt năm có thể tới 60 - 70°C như Vôi-i-ê-kôp (Voiekov) đã nhận xét. Đó là các hồ ở Trung Á và cả Tây Tạng nữa.

3.2.5. Phân loại hồ

Trên thế giới, số lượng hồ cũng nhiều và rất phức tạp. Để dễ nghiên cứu và sử dụng các tác giả cũng đã phân loại hồ theo các phương pháp khác nhau. Dưới đây là một số phương pháp cơ bản :

a. *Phân loại hồ theo Bô-gô-lôp-ski (Bogoslovsky)*: năm 1960, Bô-gô-lôp-ski (B.B. Bogoslovsky), đã dựa vào căn bằng nước để chia hồ thành các loại và kiểu sau :

+ *Hồ dòng chảy* : là những hồ có lượng dòng chảy sông ngòi lớn hơn lượng bốc hơi. Trong loại này lại dựa vào cân bằng lượng dòng chảy và lượng mưa để chia hồ thành các kiểu sau :

- *Hồ dòng chảy - phụ lưu*, là những hồ có lượng dòng chảy lớn hơn lượng mưa như hồ Bai-can (Baikal).

- *Hồ dòng chảy trung bình*, là những hồ có lượng dòng chảy bằng lượng mưa như hồ Trắng (ở Bi-lê-ô Rut-si (Belio Russie)).

- *Hồ dòng chảy - mưa*, là những hồ có lượng mưa lớn hơn lượng dòng chảy như hồ Michigan.

+ *Hồ bốc hơi* : là những hồ có lượng bốc hơi lớn hơn lượng dòng chảy. Các hồ này thường ở trong các miền khí hậu khô hạn. Cũng dựa vào cân bằng dòng chảy - mưa, loại này cũng chia ra các kiểu sau :

- *Hồ bốc hơi - phụ lưu*, là những hồ có lượng dòng chảy lớn hơn lượng mưa như hồ Ban-kát (Balkatch)...

- *Hồ bốc hơi trung bình*, là những hồ có lượng dòng chảy bằng lượng mưa như hồ Sát (Tchad).

- *Hồ bốc hơi - mưa*, là những hồ có lượng mưa lớn hơn lượng dòng chảy như hồ Sác-lăng (Sartlan)...

b. *Phân loại hồ theo Fo-ren (Forel)* : năm 1912, Fo-ren (F.Forel) đã dựa vào nhiệt độ để phân loại hồ. Tác giả đã dựa vào các nhiệt độ cực đại và cực tiểu để phân chia hồ thành các loại sau :

- *Hồ nóng*, là những hồ có nhiệt độ cao, nhiệt độ cực tiểu cũng ít khi xuống tới 4°C như hồ Guác-đa (Guarda).

- *Hồ ấm*, là những hồ có nhiệt độ không cao lắm. Nhiệt độ cực đại lớn hơn 4°C, nhưng nhiệt độ cực tiểu lại nhỏ hơn 4°C.

- *Hồ lạnh*, là những hồ có nhiệt độ thấp, ngay cả nhiệt độ cực đại cũng ít khi tới 4°C.

3.3. Nước ngầm

Mục tiêu :

- *Khái niệm nước ngầm*.

- *Nguồn gốc nước ngầm*.

- *Đặc tính lí hoá của nước ngầm.*
- *Chế độ nước ngầm.*
- *Phân loại nước ngầm.*

Trong vỏ Trái Đất cũng tồn tại một lượng nước khá lớn. Đó là nước dưới đất (Subsoil water). Theo Vô-krê-sen-ski (Voskersensky), Đa-vu-đôp (A.I.Davydov)... (1974) lượng nước này vào khoảng $23,7165 \cdot 10^6 \text{ km}^3$, tức là chiếm khoảng 1,7111% tổng lượng nước chung. Nước dưới đất cũng khá phức tạp và tồn tại ở nhiều trạng thái khác nhau : hơi, nước bão hoà và rắn. Hơi nước trong đất đá có liên quan trực tiếp với hơi nước ngoài khí quyển. Nước ở thể lỏng, có thể là nước màng mỏng, nước mao dẫn và nhất là trọng lực. Nước mao dẫn và nước màng mỏng là thành phần quan trọng của nước thô nhuộm. Còn nước bão hoà trọng lực có thể là nước áp lực (artesien), nước kẽ nứt, nước karst và quan trọng là nước ngầm... Nghiên cứu về các loại nước này là ngành Địa chất thuỷ văn (Hidrogeology).

3.3.1. Khái niệm về nước ngầm :

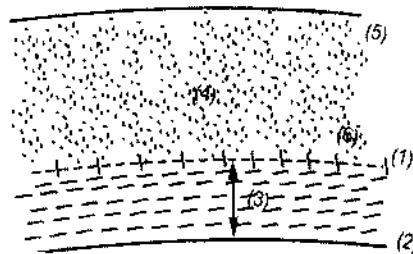
- *Định nghĩa :* Nước ngầm (Water subterranean), theo Ni-ki-tin (S.N.Nikitin) (1900) là “Nước trọng lực ở trạng thái tự do, hoàn toàn bão hoà và tồn tại thường xuyên trong lớp chứa nước đầu tiên tính từ mặt đất xuống”. Trong nước dưới đất, nước ngầm chiếm tới gần $21 \cdot 10^6 \text{ km}^3$, tức là khoảng 88,6% của nước dưới đất. Nước ngầm có liên quan mật thiết với nước trên mặt nên Sa-va-ren-ski (E.N.Savarensky) đã nhận định : “không thể không nghiên cứu nước dưới đất, nhất là các lớp nước phía trên vì có liên quan trực tiếp với nước mặt”. Đồng thời, đây cũng là kho nước ngọt quan trọng nhất cho sinh hoạt và sản xuất của con người.

- Nguồn gốc nước ngầm :

Về nguồn gốc nước ngầm, cho đến nay đã có nhiều lí thuyết khác nhau, song quan trọng chỉ có các lí thuyết : thẩm thấu, ngưng tụ và tổng hợp. Lí thuyết thẩm thấu được đề xuất từ các tác giả : Pa-li-si (B.Palisy) (1580), Ma-ri-ốt (E.Mariotte) (1684)... và nhất là Lê-mô-nốt-sôp (M.V.Lomonossov) (1711-1765). Theo lí thuyết này “Nước ngầm hoàn toàn do nước trên mặt đất ngấm xuống”. Ngược lại, lí thuyết ngưng tụ, được chứng minh do Vôn-ghe (O.Folger) (1877) lại cho rằng : “Nước ngầm hoàn toàn là do sự ngưng tụ hơi nước trong đất đá”. Cho tới năm 1919, Lê-bê-đep (A.F.Lebedev), sau 12 năm thực nghiệm. mới đưa ra lí thuyết tổng hợp tức là nguồn gốc của nước ngầm phải bao gồm cả ngưng tụ và thẩm thấu, trên cơ sở khoa học cụ thể. Theo kết quả này, nước ngầm vùng Ô-det-sa (Odessa) do ngưng tụ là 15-20%, thẩm thấu là 80-85% và một phần rất nhỏ là từ manti lên.

3.3.2. Mực nước ngầm :

Nước ngầm tồn tại thường xuyên trong tầng chứa nước. Tầng này có thể phát triển trong các loại đất đá khác nhau, song thường trong lớp vỏ phong hoá trẻ có tuổi Đệ Tứ. Trong tầng chứa nước, bề mặt trên gọi là mực nước hay gương nước ngầm ; còn bề mặt dưới nơi tiếp xúc với tầng đất đá không thấm gọi là đáy cách thuỷ. Khoảng cách thẳng đứng giữa mặt nước ngầm và đáy gọi là chiều dày tầng nước ngầm. Bên trên tầng nước ngầm là tầng đất đá vụn bở không chứa nước thường xuyên, gọi là tầng thông khí. Do đó nước ngầm không có áp lực thuỷ tĩnh. Ngay trên bề mặt nước ngầm thường phát triển lớp nước mao dẫn gọi là viền mao dẫn.



Hình 64 : Sơ đồ nước ngầm

- | | |
|---------------------|-------------------|
| 1 - Gương nước ngầm | 4 - Đối thông khí |
| 2 - Đáy cách thuỷ | 5 - Mặt đất |
| 3 - Tầng nước ngầm | 6 - Viền mao dẫn |

a) *Nhân tố nước ngầm* : mực nước ngầm cũng luôn thay đổi phụ thuộc vào lượng nước chứa trong tầng ngầm. Sự thay đổi của lượng nước này lại phụ thuộc vào nhiều nhân tố, nhất là điều kiện địa lí tự nhiên. Trong điều kiện tự nhiên này, nhóm nhân tố khí tượng thuỷ văn là quan trọng nhất. Tác dụng của nhóm này, trước hết là sự cung cấp nước : nước rơi khí quyển, hơi nước trong không khí, nước sông ngòi thấm xuống... Ngược lại, nhóm này cũng có thể làm giảm nước ngầm do bốc hơi, nhiệt độ không khí và độ khô hạn cũng làm tăng quá trình bốc hơi. Trong nhóm bề mặt đệm : đối thông khí và nhất là rừng cây cũng có tác động đến quá trình thấm hay bốc hơi. Ngoài ra, con người cũng có tác dụng nhất định tới mực nước ngầm qua việc khoan giếng lấy nước phục vụ đời sống và sản xuất. Ngay cả việc trồng hay phá rừng cũng ảnh hưởng lớn tới mực nước ngầm.

b) *Chế độ nước* : Có nhiều loại dao động của mực nước ngầm, trong đó chu kì năm là quan trọng. Trong chu kì này, Kô-ni-ô (Konér) chia làm 2 kiểu dao động sau : kiểu dao động biển, hay kiểu đơn giản là trong 1 năm có một lần dâng cao và một lần hạ thấp. Còn kiểu dao động lục địa, hay kiểu dao động phức tạp là trong

một năm có 2 lần dâng lên và 2 lần hạ thấp. Có thể chứng minh đặc điểm này qua bảng số liệu sau :

Bảng 53 (đơn vị : m)

Địa điểm	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Frai-bua (Frídeburg)	2,05	2,07	2,12	2,40	2,51	3,02	3,35	3,30	3,25	3,07	2,90	2,35
Mô-lô-za (Moloza)	3,65	3,70	3,40	2,40	2,65	2,75	3,20	3,10	3,60	3,70	3,50	3,35

3.3.3. Thành phần hóa học của nước ngầm :

Nước ngầm tồn tại và phát triển trong đất đá. Trong quá trình tiếp xúc, nước ngầm thường hòa tan rất nhiều chất. Sự tồn tại của các chất hòa tan này làm cho nước ngầm mang nhiều đặc tính khác nhau. Đặc biệt, nước ngầm đôi khi do hàm chứa một lượng các chất có hoạt tính hóa học cao và có tác dụng tốt tới cơ thể con người, được gọi là *nước khoáng*.

a) Các nhân tố hình thành : Trong nhân tố hình thành lượng khoáng hoá, địa chất và thổ nhưỡng đóng vai trò quan trọng. Nói chung, thành phần nham thạch của đất đá phong phú, lượng các chất hòa tan sẽ tăng lên ; ngược lại sẽ giảm đi. Các quá trình kiến tạo cũng có ảnh hưởng lớn tới nồng độ ion : như đọc theo các đứt gãy lớn trên đất nước ta. Tiếp theo, là nhóm nhân tố khí tượng thuỷ văn cũng có ảnh hưởng khá lớn, thông qua cân bằng nước. Nói chung, những nơi có khí hậu khô hạn, tức là cân bằng nước âm (-), nồng độ ion sẽ tăng ; ngược lại, trong các miền khí hậu ẩm ướt, tức là cân bằng nước dương (+), nồng độ lại giảm đi. Ngoài ra, thế giới sinh vật trong quá trình tồn tại và phát triển cũng có ảnh hưởng nhất định tới các chất hòa tan.

b) Các chất hòa tan : Thành phần các chất hòa tan cũng phong phú, bao gồm các chất khí : (O_2 ; CO_2 ; H_2S), các chất hữu cơ : (NH_3 ; NH_4^+ ...) và chủ yếu là các chất khoáng. Trong các chất khoáng cũng có các chất hòa tan nhiều như : Ca, Mg, Na, K, HCO_3^- ; SO_4^{2-} ; Cl... đồng thời cũng có những chất hòa tan ít hơn như : Fe, Al, I, Br... và có chất hòa tan rất ít gọi là các chất vi lượng như : Li, Rb, Mo... Các chất hòa tan thường mang điện tích khác nhau, tức là ở dạng ion. Các ion mang điện tích dương (+) gọi là các cation như : Na^+ , K^+ , Ca^{++} , Mg^{++} ; còn các ion mang điện tích âm (-), gọi là các anion như : HCO_3^- , SO_4^{2-} ... Các ion lại thường tạo thành cặp

nhất định : Ca-Mg, Na-K... Trong cặp Na-K, Na thường có số lượng lớn, có khi lên tới trên 100 mg/l ; ngược lại, K lại chiếm tỉ lệ rất nhỏ. Ngoài ra, nồng độ ion và các anion chủ yếu cũng có mối quan hệ nhất định. Với nồng độ khoáng hoá thấp, anion chủ yếu là CO_3^- ; HCO_3^- ; còn với nồng độ ion lớn, anion chủ yếu là SO_4^{2-} và nhât là Cl^- . Quan hệ này được thể hiện qua công thức Kuốc-lôp (Kourlov) như sau : Theo Cao Thế Dũng, nước suối Mớ Đá với nồng độ ion 480mg/l, anion chủ yếu là HCO_3^- tới 73% ; còn Cl^- chỉ chiếm 2%. Còn theo Cao Sơn Xuyên, nước suối Kênh Gà có nồng độ ion là 9.276 mg/l, anion chủ yếu là Cl^- tới 92,5% còn HCO_3^- chỉ là 3%.

3.3.4. Phân loại nước ngầm

Nước ngầm cũng rất đa dạng nên người ta cũng đã phân loại theo các phương pháp khác nhau. Dưới đây là một số phương pháp cơ bản.

a) *Phân loại nước ngầm theo Ka-men-ski (Kamensky)* : Một số tác giả, đặc biệt Ka-men-ski (G.N. Kamensky) đã dựa vào nguồn gốc phát sinh để phân loại nước ngầm. Theo phương pháp này nước ngầm được chia làm 3 loại sau :

- *Nước lục địa* : Là nước ngầm có nguồn cung cấp chủ yếu là nước trên mặt thấm xuống như : nước mưa, tuyết tan, nước sông ngòi và hồ đầm, nên thường là nước ngọt với nồng độ ion thấp.
- *Nước biển* : là nước ngầm được chủ yếu cung cấp do nước biển thấm vào, hoặc tàn dư của biển. Nước này thường có độ khoáng khá cao, thậm chí là nước mặn.
- *Nước biển chất* : Là nước ngầm có liên quan tới tác dụng biến chất của nham thạch, hay các quá trình magma, nhất là hoạt động của hoả sơn. Loại nước này khá phức tạp và thường liên quan tới nước khoáng.

b) *Phân loại nước ngầm theo Alê-kin (Alékin)* : Một số tác giả khác, đặc biệt là Alê-kin (O.A.Alekin) lại dựa vào nồng độ ion để phân loại nước ngầm. Kết quả của phương pháp này là đã chia nước ngầm thành các loại sau :

- *Nước rất ngọt*, có nồng độ khoáng hoá thấp hơn 200 mg/l, như Te To : 100 mg/l.
- *Nước ngọt*, có nồng độ ion là 200–1000 mg/l, như Tà Lai : 550 mg/l.
- *Nước hơi mặn*, với nồng độ ion là 1 - 3g/l, như Lũng Lô : 2,480 g/l.
- *Nước mặn*, với nồng độ ion là 3 - 10 g/l, như Cù Mi : 4g/l.

- *Nước quá mặn*, với nồng độ ion lớn hơn 10g/l : Tam Hợp $21,8 \text{ g/l}^{(1)}$.

3.4. Câu hỏi và bài tập

1. Nêu lại tất cả các định nghĩa về sông ngòi qua các giai đoạn lịch sử.
2. Vẽ sơ đồ một hệ thống sông có đầy đủ các yếu tố : sông chính ; phụ lưu cấp 1, 2, 3 ; chi lưu cấp 1, 2 ; diện tích lưu vực ; đường phân thuỷ, định nghĩa các yếu tố đó. Xác định vị trí trạm thuỷ văn cấp 1, 2.
3. Bạn tự chọn trên bản đồ Tự nhiên Việt nam 3 sông ở miền Bắc, miền Trung và Nam Bộ để tính hệ số uốn khúc của chúng, nhận xét kết quả vừa tính được.
4. Dùng lưu lượng m^3/s đã đo được ở trạm Tuyên Quang có diện tích lưu vực là 29.600 km^2 trên sông Lô dưới đây để :

Tháng	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Tuyên Quang	255	213	196	271	424	1.157	1.778	1.929	1.011	724	599	336

- Vẽ đồ thị biến trình năm của lưu lượng. Từ đồ thị vẽ được, xác định các ngày chuyển tiếp từ mùa cạn sang mùa lũ và từ mùa lũ sang mùa cạn. Số tháng trong mùa cạn là.... tháng, từ.....đến....

Trị số cực tiểu là..... m^3/s

Trị số cực đại là..... m^3/s

- Tính được : Modul dòng chảy là..... lít/s-km^2 .

Tổng lượng nước năm là..... $\text{km}^3/\text{năm}$

Lớp dòng chảy là..... mm/năm .

5. Cân cứ vào định nghĩa về lưu lượng dòng chảy, các bạn hãy tổ chức thành từng nhóm để suy nghĩ thảo luận với nhau vạch kế hoạch đo lưu lượng dòng chảy nào đó gần trường. Các bạn hãy cho lưu lượng tức thời đo được đó bằng lưu lượng trung bình nhiều năm và tính tổng lượng nước năm của dòng chảy đó.

6. Hình dạng lưu vực sông có.....dạng là..... ; bạn hãy vẽ lại các hình dạng các lưu vực đó đúng như tên gọi của chúng.

⁽¹⁾ Các địa danh đã được thay bằng địa điểm ở Việt Nam vì tác giả không đưa số liệu cụ thể.

7. Một công nhân khai thác cát cho biết, dọc các sông cát thay đổi cả về số lượng và kích thước hạt từ thượng nguồn đến hạ lưu. Bạn cho biết chúng thay đổi như thế nào khi khoảng cách đến thượng nguồn càng xa.
8. Quan điểm và kết quả phân loại sông của Voiekov.
9. Quan điểm và kết quả phân loại sông của Pacdé.
10. Bạn có nhận xét gì về quan điểm và kết quả phân loại sông của Voiekov và Pacdé. Các quan điểm này có ứng dụng vào Việt Nam được không ?
11. Các bạn thử xác định một quan điểm để phân loại sông ở Việt Nam nhằm phục vụ cho các hoạt động kinh tế xã hội được tốt nhất.
12. Hồ là gì ? nguyên nhân hình thành hồ.
13. Nguồn gốc nước hồ, phương trình cân bằng hồ.
14. Chế độ nhiệt của hồ.
15. Quan điểm và kết quả phân loại hồ của Bogoslovsky.
16. Nước ngầm là gì ? nguồn gốc của nước ngầm.
17. Các chất hoà tan trong nước ngầm.
18. Quan điểm và kết quả phân loại nước ngầm theo Kamensky và của Alékin.

Kết luận :

Thuỷ quyển là một thành phần rất quan trọng của lớp vỏ địa lí ; đồng thời lại là một trong các điều kiện cơ bản của môi trường sống. Khối lượng nước rất lớn lại trải ra tới 76% bề mặt hành tinh ; do đó, đã có tác giả gọi Trái Đất của chúng ta là một “thuỷ cầu” hay “hành tinh biển”. Tuy nhiên, lượng nước ngọt lại không lớn lắm, chỉ hơn 35.10^6 km^3 , chiếm khoảng 2,5% tổng lượng nước chung, mà trong đó 69% lại tồn tại trong băng ở các địa cực hay trên các đỉnh núi cao. Dân số thế giới tăng nhanh và nhu cầu về nước ngọt lại càng nhiều. Hiện nay, tiêu chuẩn nước ngọt cho ăn uống và sinh hoạt là 700 l/người/ngày và nếu cho cả sản xuất có thể lên tới 4.200 l/người/ngày đêm. Do đó, vấn đề nước ngọt đã trở nên vô cùng nan giải vì nhiều nơi đã thiếu nước, thậm chí có quốc gia đã phải nhập khẩu nước ngọt. Để giải quyết vấn đề này, nhiều hội nghị lớn đã được tổ chức : Hội nghị Vac-za-va (Varzawa) (1963) của các nước trong phe XHCN, Hội nghị 10 năm nước ngọt toàn

thế giới (1981 - 1990) và sau đó là Hội nghị Mac-den Pla-ta (Macdel Plata) (1997) bao gồm gần 150 nước trên thế giới... Vừa qua, tại Hội nghị môi trường thế giới ở Nam Phi và nhất là hội nghị Ki-ô-tô (Kioto) ở Nhật Bản (3/2003) vẫn đề nước sạch lại được nêu lên thật cấp bách...

Trong khi đó một hiện tượng rất đáng buồn là chính con người lại sử dụng bùa bái và làm ô nhiễm các nguồn nước ngọt này một cách có hoặc không có ý thức. Sự ô nhiễm này có thể xảy ra ở mọi nơi : sông ngòi, hồ ao, biển và đại dương. Nguyên nhân gây ô nhiễm nước là do : nước thải sinh hoạt, nước thải công nghiệp và cả từ đồng ruộng nữa. Tình trạng ô nhiễm rất phức tạp và nguy hiểm do các vi trùng gây bệnh, các chất độc hoá học... Do vậy, nhiệm vụ chống ô nhiễm các nguồn nước và bảo vệ môi trường sống đã trở nên vô cùng cấp thiết. Việc sử dụng các nguồn thuỷ lợi cũng cần có kế hoạch hợp lí, tránh những sai lầm đáng tiếc ; đồng thời lại phải cải tạo và khắc phục những thuỷ hại gây ra cho con người.

Cuối cùng, cũng rất cần thiết phải xây dựng những bộ Luật về nước dựa trên cơ sở khoa học để sử dụng tối ưu nguồn tài nguyên vô giá này ; trong đó, việc tiết kiệm nước ngọt cần thực hiện triệt để đối với thế giới hiện nay cũng như trong tương lai.

Chương 3

PHƯƠNG PHÁP GIẢNG DẠY

PHÂN KHÍ QUYẾN VÀ THUỶ QUYẾN

Môn Địa lí nói chung, học phân Khí quyển - Thuỷ quyển nói riêng là một khoa học thực nghiệm mang nặng tính địa phương nên giáo trình và dạy học phải đổi mới theo tinh thần đó. Nghĩa là giảng viên thông qua các hiện tượng địa lí, các kết quả thí nghiệm, quan sát đo đạc được tổ chức tình huống học, định hướng hoạt động học để hướng dẫn giúp đỡ SV tự lực tìm ra kiến thức : phát hiện vấn đề, tìm cách để giải quyết vấn đề, thảo luận tìm ra kiến thức, hiểu sâu sắc và vận dụng sáng tạo kiến thức mới. Như vậy, giảng viên thực hiện hoạt động dạy không chỉ là người có quyền truyền thụ kiến thức mà tốt hơn phải là người chỉ đạo hoạt động học, tư vấn hoạt động học của SV. Thực hiện hoạt động học, SV sẽ phát hiện và phát triển chính bản thân mình, không những chỉ chiếm lĩnh được tri thức mà còn từ học làm đến biết làm, muốn làm và cuối cùng muốn tồn tại và phát triển nhân cách một con người lao động, tự chủ năng động và sáng tạo.

§1. THIẾT KẾ TIẾN TRÌNH HOẠT ĐỘNG DẠY HỌC (GIÁO ÁN) THEO YÊU CẦU ĐỔI MỚI

Phương pháp dạy học muốn đổi mới, cần phải có bản thiết kế tiến trình hoạt động dạy học đổi mới phù hợp với PPDH mới để phát huy thành quả dạy học, nâng cao chất lượng đào tạo. Bản thiết kế tiến trình hoạt động dạy học đổi mới nên thể hiện được các mục tiêu sau đây :

- Thể hiện rõ ý định của GV trong việc tổ chức, kiểm tra, định hướng hành động học của học sinh trong quá trình dạy học. Chuyển trọng tâm từ thiết kế các hoạt động của GV sang thiết kế các hoạt động của HS.
- Thể hiện rõ ràng hoạt động dạy học của GV và hoạt động học của HS, thể hiện rõ ý đồ thực hiện các khâu cơ bản theo logic của quá trình dạy học ; theo logic của tiến trình nhận thức, phát huy đến mức cao nhất có thể được về hoạt động tích cực, tự chủ sáng tạo của người học trong vai trò cá nhân và tương tác tập thể.
- Cấu trúc của bản thiết kế thể hiện được nội dung kiến thức cần dạy học, đồ dùng cần có để dạy học, các bước thực hiện trong quá trình dạy học, kiểm tra kết

quả dạy học theo tinh thần đổi mới, có thể tham khảo dàn ý bản thiết kế tiến trình hoạt động dạy học đổi mới dưới đây :

Tên bài học (nội dung kiến thức dạy học)

I. Mục tiêu :

- Kiến thức
- Kỹ năng
- Thái độ.

II. Đồ dùng cần để dạy học.

III. Hoạt động dạy học :

- a. Khởi động (vào bài - đặt vấn đề).
- b. Hoạt động dạy học (giải quyết vấn đề).

- + *Bước 1*
- + *Bước 2*
- +
- + *Bước n.*

- c. Kết luận.

IV. Phụ lục (chuẩn bị dạy học - phân công : cá nhân, nhóm).

§2. THỰC HÀNH THIẾT KẾ TIẾN TRÌNH HOẠT ĐỘNG DẠY HỌC (GIÁO ÁN)

2.1. Nhiệt độ

2.1.1. Mục tiêu :

- a. Kiến thức : Phát hiện quy luật thay đổi của nhiệt độ theo thời gian và không gian. Tại sao theo quy luật đó.

- b. Kỹ năng : Quan sát ngoài tự nhiên, trên các bảng biểu, bản đồ trong sách báo, thông tin đại chúng phát hiện được sự thay đổi của nhiệt độ, nắm được phương pháp thiết lập các bảng biểu bản đồ...

- c. Thái độ : Trung thực, kiên trì, bình tĩnh khiêm tốn, tự tin.

2.1.2. Đồ dùng dạy học : Các bảng số : 4 ,5, 6 và (7, 8).

Các hình : 8, 9, 10, 11, 12, 13, 39 trong giáo trình. Đồ dùng dạy học phải phân công cho SV chuẩn bị (phóng to) để treo tường, vào cuối giờ học bài trước và GV kiểm tra vào trước ngày học bài này.

2.1.3. Hoạt động dạy học :

Phương pháp thực hiện	Nội dung
GV nói : Nhiệt là một trong ba nhân tố hình thành khí hậu, nó luôn thay đổi. Chúng ta lần lượt xem nó thay đổi như thế nào ? Tại sao ?	Khởi động.
GV cho SV quan sát bảng 4 rồi hỏi nhiệt độ thay đổi như thế nào từ 1- 24 giờ trong ngày ? ai biết ?	ND 1 : Biến trình ngày của nhiệt độ.
- GV chỉ định 1 SV trả lời..... ; 1 SV khác nhận xét bổ sung.....	
- GV đánh giá..... và ghi bảng : trong ngày nhiệt độ nhỏ trước lúc Mặt Trời mọc, lớn sau 12 giờ trưa. GV hỏi luôn tại sao ? ai biết ? 1 SV trả lời..... GV đánh giá và ghi bảng vì : sau một đêm mất nhiệt do bức xạ nhiệt của mặt đất nên nhiệt độ xuống thấp nhất. 12 giờ trưa góc nhập xạ lớn nhất nên có tổng xạ lớn, mặt đất hấp thụ được nhiều năng lượng và biến thành nhiệt nên nhiệt độ cao.	
(dựa theo công thức : $B = Q(1 - A) - E_n$).	
- GV hỏi biên độ dao động của nhiệt độ trong ngày thay đổi như thế nào theo vĩ độ địa lý ? ai biết ?	
- GV chỉ định 1 SV trả lời..... ; 1 SV khác nhận xét bổ sung.....	
- GV đánh giá và ghi bảng : Biên độ nhiệt độ ngày giảm khi vĩ độ địa lý tăng. GV hỏi tiếp tại sao ? ai biết ? 1 SV trả lời..... Ai có ý kiến khác ? 1 SV bổ sung..... ; GV đánh giá..... và ghi bảng : Biên độ	

<p>nhiệt độ ngày giảm khi vĩ độ địa lí tăng. GV hỏi tiếp tại sao ? ai biết ? 1 SV trả lời..... GV đánh giá.....và ghi bảng vì : Vĩ độ địa lí càng tăng thì sự chênh lệch góc nhập xạ trong ngày càng giảm.</p>	
<p>- GV cho SV quan sát bảng 5 và hỏi nhiệt độ thay đổi như thế nào từ tháng này qua tháng khác trong năm ? ai biết? 1 SV trả lời..... ; 1 SV khác nhận xét và bổ sung.</p>	<p>ND 2 : Biến trình năm của nhiệt độ.</p>
<p>- GV đánh giá và ghi bảng : Nhiệt độ biến thiên liên tục các tháng trong năm, lớn vào các tháng mùa hè, lớn nhất vào tháng..... nhở vào các tháng mùa đông, nhở nhất vào tháng..... tại sao ? ai biết ? 1 SV giải thích..... 1 SV khác nhận xét và bổ sung GV hỏi ai có ý kiến khác, cả lớp trả lời "không", đồng ý với hai bạn đã giải thích.</p>	
<p>- GV đánh giá và ghi bảng vì : Mùa hè có góc nhập xạ lớn hơn mùa đông nên tổng xạ mùa hè dồn xuống nhiều hơn mùa đông.</p>	
<p>- GV hỏi biến độ năm của nhiệt độ thay đổi như thế nào theo vĩ độ địa lí ? ai biết ?</p>	
<p>GV chỉ định 1 SV trả lời..... ai có ý kiến khác, 1 SV nhận xét và bổ sung.....</p>	
<p>- GV đánh giá và ghi bảng : Biến độ năm tăng khi vĩ độ địa lí tăng. Tại sao ? ai biết ? 1 SV giải thích..... 1 SV khác nhận xét, bổ sung.....</p>	
<p>- GV đánh giá và ghi bảng vì : Không chỉ nhiệt độ giảm theo vĩ độ địa lí mà hè giảm chậm, mùa đông giảm nhanh mà còn ở các vĩ độ cao tính chất mệt đệm thay đổi mạnh theo mùa (mùa đông có tuyết anhêđô lớn).</p>	

- GV cho SV quan sát bảng 6 và hỏi nhiệt độ đất thay đổi theo chiều sâu như thế nào ?

- Sau khi gợi ý GV cho SV thảo luận theo nhóm, các nhóm cử đại diện lên trả lời và tranh luận bổ sung cho nhau tìm ra kiến thức. Cuộc trao đổi giữa các nhóm chấm dứt, GV tổng kết đánh giá và ghi bảng theo từng vấn đề : GV vừa chỉ vào bảng vừa nói :

- Theo hàng ta thấy mỗi hàng đều có 1 trị số nhỏ và một trị số lớn, vậy ta kết luận và ghi là : Chu kì năm biến thiên của nhiệt độ không thay đổi theo độ sâu. Ta còn thấy gì nữa? GV chỉ bảng và nói luôn : đó là trị số nhỏ nhất cũng như lớn nhất không xuất hiện vào cùng thời gian mà càng xuống sâu càng muộn. Vậy ta kết luận và ghi : Các giá trị cực trị chậm dần theo độ sâu vì sự truyền dẫn của nhiệt trong đất cần thời gian.

- Theo cột ta thấy gì ? GV chỉ vào hướng của mũi tên và nói : các tháng mùa hè (từ tháng đến) nhiệt độ giảm dần theo chiều sâu (Vì mặt đất nhận được nhiệt nhiều nóng...). Các tháng mùa đông (từ tháng đến) nhiệt tăng theo chiều sâu (vì mặt đất mất nhiệt bị lạnh trước.....). Tháng chuyển tiếp từ đông sang hè (tháng 4) giảm sau tăng. Tháng chuyển tiếp từ hè sang đông (tháng 10) tăng sau giảm.

- Cột biên độ năm ta thấy gì nào ? ai biết ? 1 SV trả lời.....GV đánh giá : tốt. Ta ghi : Biên độ năm của nhiệt độ giảm theo chiều sâu. Từ đặc điểm này ta có thể

ND 3 : Biên trình năm của nhiệt độ đất ở các độ sâu khác nhau.

(GV gợi ý cho SV :

- Quan sát từng hàng và gạch chân những trị số nhỏ nhất và lớn nhất trong hàng, xong 5 hàng chuyển sang cột.

- Quan sát từng cột và ghi mũi tên (\downarrow) theo hướng giảm nhiệt độ vào tất cả các cột có trong bảng).

suy ra điều gì? ai biết ? 1 SV trả lời..... GV nói "đúng". Ta ghi vào : đến độ sâu khoảng 10m ở xích đạo và khoảng 30m ở vùng cực, biên độ năm bằng không. Ở miền khí hậu phía bắc Việt Nam, Hoàng Ngọc Oanh đã tính được là 11,11m.

- GV kết luận : Những quy luật ta vừa tìm được từ bảng 6 đó cũng chính là những quy luật mà Phure đã tổng kết cho toàn thế giới.

GV cho SV quan sát hình 8 và thảo luận trao đổi tự do với nhau khoảng 2 phút và nói "bạn nào có thể mô tả giải thích ngắn gọn, rõ ràng những gì bạn đã thấy được ở hình 8".

GV gọi 1 SV lên bảng chỉ vào hình 8 đã phóng to treo trên tường để giới thiệu và mô tả các chi tiết được thể hiện trên hình cho cả lớp nghe.

- Giới thiệu :

+ Hình 8 minh họa mối quan hệ giữa nhiệt độ với chiều cao trong lớp vỏ địa lí. Trục hoành là nhiệt độ ($t^{\circ}\text{C}$). Trục tung là chiều cao (zkm).

+ Các đường a,b,c thể hiện mối quan hệ giữa $t^{\circ}\text{C}$ và zkm.

- Mô tả mối quan hệ :

+ Từ độ cao 16 - 17 km trở xuống tương quan tỉ lệ nghịch (nhiệt độ giảm theo chiều cao), từ độ cao 16 - 17 km trở lên tương quan tỉ lệ thuận (nhiệt độ tăng theo chiều cao). Ở các vĩ độ thấp (đường a) nhiệt độ giảm, tăng nhanh hơn so với ở các vĩ độ cao (đường b ; c).

ND 4 : Sự phân bố của nhiệt độ theo chiều cao trong lớp vỏ địa lí.

+ Ba đường a ; b ; c cắt nhau ở độ cao 11,5 km có nhiệt độ là -50°C, như vậy có nghĩa là ở độ cao này có mặt đẳng nhiệt -50°C bao bọc toàn bộ Trái Đất.

1 SV khác lên nhận xét và bổ sung vào kết quả trình bày của bạn

GV tổng kết đánh giá và ghi bảng

.....

GV cho SV kê bảng 7 và 8 vào giấy nháp sau đó theo nhóm tính G_d ghi vào bảng 7 và tính G_{ng} ghi vào bảng 8 theo tinh thần của bài tập 3. Các nhóm nộp kết quả tính được của nhóm mình cho GV hoặc trao đổi giữa các nhóm để so sánh với kết quả của GV đã tính sẵn (khi GV thu xong bảng 7, 8 của các nhóm thì treo ngay bảng 7, 8 của mình đã tính và phóng to lên tường để so sánh và đánh giá công khai độ chính xác của mỗi nhóm). Khi so sánh (chấm) xong trả lại cho SV để họ điều chỉnh những sai sót (cho điểm 10 nếu sai 1 lỗi trừ 0,5 điểm).

GV cho SV quan sát hình 8 cùng với bảng 7 và chọn các từ thích hợp điền vào chỗ trống để hoàn thiện về quy luật phân bố của G_d trong lớp vỏ địa lí.

Ở lớp không khí từ 0 - 17km, G_d giảm dần từ vĩ độ..... qua vĩ độ..... đến vĩ độ..... có giá trị tương ứng là : độ/km và giá trị trung bình chung là..... độ/km.

Ở lớp không khí từ 17- 24 km, G_d giảm dần từ vĩ độ..... qua vĩ độ..... đến vĩ độ..... có giá trị tương ứng là..... độ/km.

Dấu của G_d ở hai lớp không khí trên khác nhau (\pm) nới lên lớp dưới (0 - 17 km) là.....vì nó chịu ảnh hưởng của.....lớp trên (17 - 24km) là.....vì nó chịu ảnh hưởng của.....ở phía trên.

GV cho SV quan sát hình 8 cùng với bảng 8 và chọn các từ thích hợp điền vào chỗ trống để hoàn thiện quy luật phân bố của G_{ng} trong lớp vỏ địa lí :

G_{ng}dần từ độ cao..... km, km,

.....km đến.....km có các trị số tương ứng là :..... độ/vĩ tuyến,..... độ/VT..... độ/VT..... độ/VT sau đó lại..... dần từkm qua.....km rồi lại..... có các trị số tương ứng là..... độ/VT,..... độ/VT độ/VT..... độ/VT.

Ở lớp dưới (0 - 11,5km), G_{ng} mang dấu..... thể hiện nhiệt độ giảm dần từ..... đến.....

Ở lớp trên (11,5 - 20 km) G_{ng} mang dấu..... thể hiện nhiệt độ giảm dần từ..... đến..... Vậy ta khẳng định rằng : Trong tầng đối lưu ở xích đạo phần dưới có nhiệt độ cao, phần trên có nhiệt độ thấp. Ở cực ngược lại phần dưới có nhiệt độ thấp, phần trên có nhiệt độ cao. Ranh giới đổi hướng của G_{ng} ở độ cao khoảng 11- 12 km.

a- Nêu vấn đề.

GV : - Yêu cầu 1 SV đọc mục 3.4.3 trong giáo trình.

ND 5 : Đoạn nhiệt.

- Cho các nhóm SV thảo luận tự đặt ra các câu hỏi phù hợp với vấn đề đang nghiên cứu.

SV : - Đại diện các nhóm trình bày các câu hỏi của nhóm mình đã chuẩn bị được.

GV : - Câu hỏi của các nhóm đưa ra có thể rất nhiều và rất khác nhau nên GV phải hướng dẫn bổ sung, chọn lọc, lấy ít nhất là 3 câu có ý nghĩa lí luận là nêu vấn đề và 1 câu có ý nghĩa ứng dụng tìm hiểu các hiện tượng đoan nhiệt xảy ra ở địa phương mình.

b- Giải quyết vấn đề :

GV hướng dẫn tổ chức cho sinh viên trả lời lần lượt từng câu hỏi, xong mỗi câu phải tổng kết nhận xét và cho ghi lên bảng để SV chép. Khi trả lời hết tất cả các câu hỏi mang tính lí luận, cuối cùng là câu hỏi ứng dụng thực tế.

Trả lời câu hỏi ứng dụng nên theo nhóm và trình bày ngay trên lớp hoặc cho SV đưa về nhà thảo luận viết thành văn bản nộp cho GV và tổ chức tổng kết đánh giá vào đầu giờ học sau.

Nêu vấn đề chung.

GV đọc định nghĩa về nghịch nhiệt và nói "theo nguồn gốc phát sinh thì có nhiều kiểu nghịch nhiệt, chúng ta lần lượt nghiên cứu từng kiểu".

Kiểu 1 : + Nghịch nhiệt bức xạ.

GV : - Yêu cầu 1 SV đọc mục 3.5.1. trong giáo trình.

- Đặt câu hỏi : nghịch nhiệt bức xạ có xuất hiện ở quê hương bạn không ? vào thời

ND 6 : Nghịch nhiệt

Kiểu 1.

gian nào trong năm, trong ngày. Bạn không đo nhiệt độ làm sao biết được đó là nghịch nhiệt bức xạ.

SV : - Về nhà thảo luận theo nhóm và trả lời câu hỏi bằng văn bản, cử đại diện báo cáo trước lớp vào giờ học sau.

- Đại diện các nhóm báo cáo kết quả.

GV : - Tổng hợp, bổ sung, kết luận - ghi bảng.

Kiểu 2 : + Nghịch nhiệt bình lưu.

(Dàn ý như bước 1).

Kiểu 3. + Nghịch nhiệt frông.

Chuẩn bị : - Phóng to hình 9 trong giáo trình (GT) để treo tường.

- Cắt 15 - 20 mũi tên (→) bằng giấy mầu và 15 - 20 kim găm.

GV : - Yêu cầu 1 SV (khá, giỏi) lên bảng để :

Giới thiệu hình 9 và đọc mục 3.5.3 trong GT, đọc thong thả, mạch lạc, vừa đọc vừa chỉ các chi tiết trên hình 9 treo tường, tất cả sinh viên nghe và quan sát theo, có thể hỏi hoặc tranh luận làm sáng tỏ thêm.

GV cho câu hỏi, bài tập :

- Nghịch nhiệt frông là gì ?

- Găm mũi tên vào đúng vị trí trên hình 9 theo hướng giảm nhiệt độ theo chiều cao thẳng đứng và nằm ngang.

SV nghiên cứu câu hỏi, bài tập tại bàn khoảng 2 phút.

1 SV xung phong lên bảng trả lời câu hỏi và găm mũi tên.

Kiểu 2.

Kiểu 3.

<p>Tùy 1 - 2 SV khác nhận xét bổ sung.</p> <p>GV tổng kết đánh giá.....ghi bảng.....</p> <p>Kiểu 4. Nghịch nhiệt động lực. (Dàn ý như bước 3).</p> <p>Kiểu 5. Nghịch nhiệt CO. (Dàn ý như bước 3 ; 4).</p> <p>Tổng kết đánh giá chung phần nghịch nhiệt.</p> <p>GV : Yêu cầu SV trả lời câu hỏi 4 mục 3.4.4 trong GT.</p>	<p>Kiểu 4.</p> <p>Kiểu 5.</p>
<p>Chuẩn bị : Phóng to hình 12,13,39 để treo tường.</p> <p>Nêu vấn đề.</p> <p>GV nói : Nhiệt độ không khí trên toàn thế giới đã quy về mặt nước biển, được thể hiện bằng các đường đẳng nhiệt trên bản đồ tháng I và tháng VII. Nghiên cứu 2 bản đồ này ta biết được nhiệt độ thay đổi theo thời gian (mùa) và không gian (lục địa - đại dương - bờ đông - bờ tây. Vĩ độ.....).</p> <p>GV cho SV quan sát hình 12,13,39.</p> <p>GV đặt câu hỏi :</p> <ul style="list-style-type: none"> - Nhiệt độ cao nhất, thấp nhất thấy ở đâu vào mùa nào ? tại sao ? - Biên độ dao động năm của nhiệt độ ở đại dương và lục địa ở đâu lớn, tại sao ? - Nhiệt độ thay đổi như thế nào theo vĩ độ địa lý, mùa nào thay đổi nhanh hơn, tại sao ? - Tại sao có sự khác nhau về nhiệt độ giữa bờ đông và bờ tây lục địa từ 0- 40°B và từ 40- 80°B. 	<p>ND 7 :</p> <p>Phân bố nhiệt độ không khí trên Trái Đất.</p>

GV yêu cầu SV lên bảng chỉ vào hình 12,13 để trả lời câu hỏi và nhìn vào hình 39 để giải thích tại sao ?

Nên giải quyết từng câu. Mỗi câu gọi 1 SV lên bảng trả lời, sau đó gọi 1 hoặc 2 SV khác lên bổ sung, khi nào GV thấy đã thoả mãn tính khoa học nhưng chưa tốt về mặt ngôn từ, cách diễn đạt thì GV có thể kết luận, nếu chưa tốt lắm về mặt khoa học thì GV gợi ý tiếp để SV khác lên trả lời. Xong mỗi câu GV kết luận đánh giá và ghi bảng.

2.2. Sông ngòi

2.2.1. Mục tiêu :

- Kiến thức : Các khái niệm về sông ngòi (hệ thống, lưu vực, lòng, mặt cắt ngang, dòng chảy, các đại lượng đặc trưng cho dòng chảy...).
- Kỹ năng : Quan sát thực tế ngoài tự nhiên, các bảng biểu, mô hình trong sách... biết đo, vẽ, tính toán các đại lượng dòng chảy...
- Thái độ : Trung thực, kiên trì, khiêm tốn, tự tin.

2.2.2. Đồ dùng dạy học : Các hình 58, 59, 60, 61 ; 5 compa, 5m chỉ khâu, 5 thước dài 30m.

2.2.3. Hoạt động dạy học

Phương pháp thực hiện	Nội dung
GV yêu cầu 1 SV đọc các định nghĩa về sông ngòi mục 3. Chương II trong giáo trình (GT) và nhấn mạnh định nghĩa cuối cùng. "Sông ngòi là tổng thể của các dòng chảy thường xuyên".	Khởi động
GV đặt câu hỏi : Các dòng chảy đó là gì ? và trả lời luôn, đó là dòng chảy nước, dòng chảy rắn, dòng chảy nhiệt, dòng chảy ion...	

<p>nhưng dòng chảy nước là quan trọng nhất vì nó quyết định sự tồn tại của các dòng chảy khác.</p>	
<p>GV hỏi : Nước từ đâu mà có ? Ai biết ?</p>	<p>ND 1 :</p>
<p>1 SV trả lời : Từ mưa khí quyển</p>	<p>Dòng chảy nước.</p>
<p>GV nói : đúng nhưng chưa đủ. Khi không mưa thì sao ? từ đâu nữa ? Ai biết ?</p>	
<p>1 SV khác bổ sung. Từ nước dưới đất nữa.</p>	
<p>GV nói khá lầm - kết luận - ghi bảng.....</p>	
<p>GV hỏi dòng chảy được hình thành như thế nào ?</p>	<p>Quá trình hình thành dòng chảy nước.</p>
<p>1 SV trả lời... 1 SV khác bổ sung.</p>	
<p>GV nhận xét. Cho ghi bảng.</p>	
<p>GV hỏi : Các dòng chảy nhỏ, lớn trong một khu vực liên kết với nhau như thế nào ?</p>	<p>Hệ thống sông.</p>
<p>1 SV quan sát hình 58 rồi trả lời..... 1 SV khác bổ sung.....</p>	
<p>GV nhận xét kết luận - ghi bảng : Trong một khu vực, trên thượng và trung lưu dòng chảy nhỏ chảy vào dòng lớn hơn cuối cùng vào dòng lớn nhất gọi là phụ lưu. Dưới hạ lưu nước từ dòng lớn nhất chảy ra dòng nhỏ rồi nhỏ hơn nữa để chảy ra bồn thu nước gọi là chi lưu, chúng liên kết với nhau thành một hệ thống sông.</p>	
<p>GV nói : Các bạn hãy quan sát bản đồ Địa lý tự nhiên thế giới treo trên tường và cho biết : lượng sông ngòi ở Bắc Phi nhiều hay ít hơn so với khu vực Đông Nam Á ?</p>	<p>Mật độ sông.</p>
<p>1 SV trả lời : Ít hơn. GV : Đúng rồi nhưng đó chỉ mới ước lượng định tính. Vậy muốn định lượng ta phải làm gì ? 1 SV trả lời :</p>	

Cộng chiều dài của tất cả con sông lại. GV đúng rồi, nhưng chưa đủ, cần làm gì nữa. 1 SV bổ sung, chia cho diện tích khu vực phân bố của các con sông đó.

GV đánh giá - đúng rồi - ghi bảng : Σ :
F. GV nói : thương số này người ta gọi là mật độ sông ngòi. Ở Việt Nam mật độ sông ngòi trung bình là $1\text{km}/\text{km}^2$.

1 SV hỏi : F có phải là diện tích tập trung nước để nuôi sông không ?

GV : Đúng rồi. Người ta còn gọi nó là lưu vực sông đấy, chu vi của nó được xác định bằng đường phân thuỷ hay là đường chia nước, khi mưa rơi tới đất chảy ra 2 phía, chảy vào diện tích F và chảy ra ngoài vào lưu vực kề bên.

1 SV lại hỏi : Người ta xác định đường phân thuỷ như thế nào ?

GV nói : Ta có bản đồ địa hình đây rồi (GV treo bản đồ địa hình lên tường) các nhóm quan sát đi rồi thảo luận tìm cách vạch đường phân thuỷ.

Đại diện 1 nhóm xin lên bảng trình bày phương pháp vạch đường phân thuỷ của nhóm mình.

GV : Còn nhóm nào có ý kiến nữa không? Thế là các bạn đã nắm được phương pháp vạch đường phân thuỷ rồi.

1 SV hỏi : Chiều dài đường phân thuỷ có thay đổi không ?

GV nói : Đây là câu rất hay, rất thông minh và thực tế. Ai có thể trả lời được ?

Lưu vực sông.

Đường phân thuỷ

GV gợi ý và đặt thêm câu hỏi.

Các bạn đã có nhiều kiến thức thực tế cũng như trong lí luận mới học được ở phần địa hình bờ mặt lục địa. Khi một con sông xâm thực giật lùi được kéo dài thêm ra, cắt đứt đường phân thuỷ tiếp tục xâm thực giật lùi, hiện tượng cướp dòng của lưu vực kề bên xảy ra thì :

- Diện tích lưu vực, tổng chiều dài sông, chiều dài đường phân thuỷ, tổng lượng nước của hai lưu vực đó thay đổi như thế nào ? bên nào tăng bên nào giảm ?

- Khi tổng lượng nước tăng lên làm cho mực nước sông vượt quá bậc thêm 1, hiện tượng gì sẽ xảy ra ở những đoạn sông uốn khúc (GV treo hình 60 lên bảng và giải thích).

- Tính hệ số uốn khúc của đoạn AB trên sông Đà theo hình 58 trong GT.

GV nói : Các bạn về nhà đọc thêm sách tham khảo, ôn lại những kiến thức đã học, liên hệ với thực tế, thảo luận theo nhóm trả lời 3 câu hỏi trên bằng văn bản nộp cho tôi vào thứ 2 tuần sau và giải đáp vào buổi học tiếp theo.

Đặt vấn đề :

Nên dạy học các đại lượng đặc trưng cho dòng chảy sông ngòi như thế nào ?

Nếu dạy học chỉ để trả lời được câu hỏi :
Viết công thức và đơn vị tính các đại lượng đặc trưng cho dòng chảy sông ngòi thì không khó.

Khó là dạy thế nào để người học ý thức được vấn đề (học để làm gì), hiểu sâu, biết

Uốn khúc và quá trình hình thành hồ móng ngựa

Hệ số uốn khúc

ND 2 :

Các đại lượng đặc trưng cho dòng chảy sông ngòi

vận dụng linh hoạt vào thực tế để tìm ra những yếu tố thuỷ văn khác mà xã hội yêu cầu. Cố gắng tránh những sai sót có thể xảy ra. Để làm được các yêu cầu trên, chúng ta nên ôn lại :

- Trị số tức thời là gì ?
- Tính các trị số : Trung bình ngày, trung bình tháng, trung bình năm và trung bình nhiều năm của chúng (xem mục 1.8 - a trong GT).
- Đổi thời gian : giờ (60 phút) ngày (24 giờ) tháng (28, 30, 31 ngày) năm (365 ngày) ra giây.
- Đổi km ra các đơn vị nhỏ hơn và ngược lại.
- Đổi km^2 ra các đơn vị nhỏ hơn và ngược lại.
- Đổi km^3 ra các đơn vị nhỏ hơn và ngược lại.
- Đổi m^3 ra lít.

(Xem lại kiến thức toán ở phổ thông).

Nêu vấn đề :

GV yêu cầu 1 SV đọc định nghĩa lưu lượng và viết công thức $Q = SV \text{ m}^3/\text{s}$ lên bảng, gọi tên các kí hiệu trong công thức (cả lớp nghe và quan sát).

GV đặt câu hỏi : Công thức trên bảng có đúng với quy tắc trong toán học không ? Tại sao ? ai biết ? 1 SV trả lời đúng là vì trong toán học muốn tìm thể tích, lấy diện tích đáy nhân với chiều cao, ở đây S chính là đáy còn V chính là chiều cao. GV nói : Tốt, đúng rồi.

GV nói : Dựa vào định nghĩa (lý thuyết) lưu lượng người ta đã thành lập các trạm thuỷ văn sông để đo lưu lượng rồi trên cơ sở lưu lượng người ta tính được các đại lượng

ND 1 :

Lưu lượng (Q).

đặc trưng khác. Chúng ta đã biết S và v luôn luôn thay đổi theo thời gian nên mỗi lần đo, phải đo lại diện tích S và tốc độ dòng chảy v. Lấy tích của chúng ta được Q, đây chính là lưu lượng tức thời đã đo được vào.....giờ ngày.....tháng.....năm..... còn muốn có trị số trung bình các loại ta áp dụng phương pháp ở mục 1.8- a.

Nêu vấn đề:

GV yêu cầu 1 SV đọc định nghĩa tổng lượng nước và ghi công thức $W = QT$ ($m^3/năm$), lên bảng, gọi tên các kí hiệu trong công thức (cả lớp nghe và quan sát).

GV đặt câu hỏi : Công thức trên bảng dùng để tính tổng lượng nước năm trung bình nhiều năm. Vậy muốn có tổng lượng nước trung bình ngày, tháng nhiều năm phải dùng công thức nào ? Ai biết ?

- 1 SV trả lời cũng dùng công thức trên nhưng thời gian T là của ngày, tháng cần tìm tính bằng giây.

GV nói : đúng nhưng chưa đủ. Ai có thể bổ sung ?

- 1 SV khác xin được bổ sung nói : Tôi đồng ý với bạn vừa trả lời và xin bổ sung thêm là, lưu lượng Q phải là lưu lượng trung bình nhiều năm của ngày, tháng cần tìm.

GV nói : tốt lắm, hai bạn đã trả lời đủ ý, chúng ta ghi vào vở...

Nêu vấn đề.

GV yêu cầu SV đọc định nghĩa Modul dòng chảy và ghi công thức $M_0 = Q : F$ ($m^3/s \cdot km^2$) hoặc $M = 1000 Q : F$ ($lít/s \cdot km^2$)

ND 2 :

Tổng lượng nước (W).

ND 3 :

Modul dòng chảy (M_0)

lên bảng gọi tên các kí hiệu trong công thức, cả lớp nghe và quan sát.

GV hỏi : Các bạn đã hiểu hết chưa ? Có gì cần hỏi không ?

- 1 SV hỏi : Định nghĩa và công thức đã rõ, em xin hỏi thêm là Modul dòng chảy có thay đổi theo thời gian và không gian không ? nếu có thì tính theo công thức nào ?

GV nói : Ai trả lời được câu hỏi này ?

- 1 SV xin nói : Thưa thầy định nghĩa và công thức đó mới chỉ là lí thuyết vật lí và toán học, chưa có ý nghĩa địa lí nếu không nói đến sự thay đổi theo thời gian và không gian của nó. Ở đây ta chưa nói đến không gian vì ta đang nghiên cứu ở một trạm. Muốn có Modul dòng chảy trung bình ngày, tháng, năm ta chỉ việc đưa trị số trung bình ngày, tháng, năm nhiều năm vào công thức trên là được.

GV nói đúng rồi ta ghi vào.....

Nêu vấn đề.

GV yêu cầu SV đọc định nghĩa lớp dòng chảy và ghi công thức $Y = W : F$ (mm/tháng, năm) lên bảng, gọi tên các kí hiệu trong công thức để cả lớp nghe và quan sát.

GV hỏi : Các bạn hiểu được chứ ? có gì cần hỏi không ? Cả lớp im lặng, họ đã hiểu.

GV nói các bạn đã hiểu nhưng tôi cũng xin lưu ý 2 vấn đề : - Khi tính Y ở tháng nào phải lấy W trung bình nhiều năm đúng của tháng ấy.

- Khi tính Y phải dùng đơn vị đo thống nhất. Ví dụ khi W là km^3 thì F là km^2 và tính

ND 4 :

Lớp dòng chảy (Y) người ta còn gọi là lớp dòng chảy toàn phần vì nó gồm cả dòng trên mặt và dòng dưới đất.

được Y là km, đổi km ra mm. Khi W là m^3 thì F là m^2 và tính được Y là m đổi m ra mm.

Cân ôn lại : 1 km =m = mm

$$1 \text{ km}^2 = \dots \text{m}^2 = \dots \text{mm}^2$$

$$1 \text{ km}^3 = \dots \text{m}^3 = \dots \text{mm}^3$$

GV đặt câu hỏi : Trong nghiên cứu khoa học, khi đã tính được lớp dòng chảy (Y) và dùng thêm một yếu tố thứ hai đã đo được để tính yếu tố thứ ba vì yếu tố này chưa có khí cụ để đo. Nó là yếu tố gì ? áp dụng công thức nào để tính nó. (Dùng 1 phút trao đổi nhóm nếu không tìm được thì đọc mục 1.4.3. chương II trong giáo trình). Đại diện nhóm báo cáo kết quả của nhóm mình vào đầu giờ học sau.

Nêu vấn đề.

GV yêu cầu 1 SV lên bảng đọc định nghĩa hệ số dòng chảy và ghi công thức $\alpha = Y : M$ lên bảng gọi tên các kí hiệu trong công thức cho cả lớp nghe, quan sát để trả lời câu hỏi sau.

GV đặt câu hỏi : Bạn hãy tìm một hệ số α , nào đó trong cùng lưu vực có hệ số dòng chảy α để tổng hai hệ số đó ($\alpha_1 + \alpha$) = 1.

GV nói : Về nhà thảo luận nhóm để trả lời câu hỏi, cứ đại diện báo cáo kết quả của nhóm mình vào đầu giờ học sau và tiếp sang bài : Chế độ dòng chảy.

ND 5 :

Hệ số dòng chảy (α)

Bảng kí hiệu

- A- Anbedô
- Ao- Lượng nhiệt truyền dẫn trong đất
- Ac- Mây trung tính
- As- Mây trung tầng
- B- Cân bằng bức xạ mặt đệm
- Ci- Mây ti
- Cc- Mây ti tích
- Cs- Mây ti tầng
- Cu- Mây tích
- Cb- Mây vũ tích
- Eo- Cường độ phát xạ của Mặt Trời
- Ed- Cường độ phát xạ của mặt đất
- Ek- Bức xạ nghịch của khí quyển
- Eh- Bức xạ hiệu dụng
- E- Lượng nước bốc hơi
- E(mmHg, mb) - Sức trương hơi nước bão hòa
- C(mmHg, mb) - Sức trương hơi nước
- Gng-Gradien . . . nằm ngang
- Gđ- Gradien . . . thẳng đứng
- h_o- Góc nhập xạ (độ cao Mặt Trời)
- h- Bậc thang khí áp
- k- Hệ số uốn khúc
- I₀- Cường độ bức xạ Mặt Trời trực tiếp trên mặt phẳng vuông góc với tia nắng lượng (đáy trực xạ kế)
- I- Cường độ bức xạ trực tiếp trên mặt đất
- i- Cường độ bức xạ khuếch tán trên mặt đất
- Y- Lớp dòng chảy sông (dòng chảy toàn phần)
- l- Chiều dài sông
- M- Lượng
- m- Khối lượng quang học

- Ns- Mây vũ tầng
 Pđ- Lượng nhiệt trao đổi loạn lưu
 P- Áp suất không khí (khí áp)
 F- Hằng số Mặt Trời
 F_t - Lực tạo triều
 Ft- Frông nhiệt đới
 Fp- Frông cực (frông ôn đới)
 F_A - Frông bắc (nam) cực
 Fs- Diện tích lưu vực
 Q- Bức xạ Mặt Trời tổng cộng (tổng xạ)
 q- Bức xạ Mặt Trời phản hồi
 Q_K - Trọng lượng cột không khí
 Q_l - Lưu lượng
 r%- Độ ẩm tương đối
 r- Bán kính Mặt Trời
 R- Khoảng cách từ tâm Mặt Trời đến giới hạn trên của khí quyển
 Fs- Diện tích lưu vực
 Ss- Diện tích ngang sông
 Se- Mây tầng tích
 St- Mây tầng
 So- Diện tích mặt phẳng vuông góc với tia Mặt Trời (diện tích đáy trực xạ kẽ).
 S- Diện tích mặt phẳng nằm ngang (hình chiếu của So)
 T- Nhiệt độ
 t- Thời gian
 Vh- Tốc độ dòng biển
 V- Tốc độ gió
 Z- Chiều sâu trong nước, đất
 ρ - Mật độ (tỉ trọng) không khí
 δ - Xích vĩ
 $\delta(8,2 \cdot 10^{-11})$ - Hằng số Stêphan-Bônsman.

Bảng viết tắt

CBBX-	Cân bằng bức xạ mặt đệm
CBN-	Cân bằng nhiệt của mặt đệm
BCB-	Bán cầu bắc
BCN-	Bán cầu nam
B-	Hướng bắc, vĩ độ bắc
N-	Hướng nam, vĩ độ nam
D-	Hướng đông, kinh độ đông
T-	Hướng tây, kinh độ tây
ĐB-	Hướng đông bắc
ĐN-	Hướng đông nam
TB-	Hướng tây bắc
TN-	Hướng tây nam
BDB-	Hướng bắc đông bắc
ĐĐB-	Hướng đông đông bắc
ĐĐN-	Hướng đông đông nam
NDN-	Hướng nam đông nam
NTN-	Hướng nam tây nam
TTN-	Hướng tây tây nam
TTB-	Hướng tây tây bắc
BTB-	Hướng bắc tây bắc
BNTĐ-	Bán nhật triều đều
BNTKĐ-	Bán nhật triều không đều
NTKĐ-	Nhật triều không đều
NTĐ-	Nhật triều đều.

Tài liệu tham khảo

1. Hoàng Ngọc Oanh : Cơ sở địa lí tự nhiên (phần Khí quyển) ĐHSP Hà Nội 1980.
2. Hoàng Ngọc Oanh - Nguyễn Văn Âu : Khí quyển và Thuỷ quyển, NXBGD 2000.
3. Đỗ Hưng Thành - Nguyễn Văn Âu - Nguyễn Trọng Hiếu - Hoàng Ngọc Oanh : Thực hành cơ sở địa lí tự nhiên, ĐHSP Hà Nội 1988.
4. Lê Bá Thảo - Trịnh Nghĩa Uông : Cơ sở địa lí tự nhiên - tập I, NXBGD 1988.
5. Yêu Thẩm Sinh : Nguyên lí khí hậu học. Vũ Minh . . . dịch. NXB Khí tượng 1963.
6. David Halliday và . . . Cơ sở vật lí - tập V, NXBGD 1998 - Người dịch : Đàm Trung Đôn...
7. David Halliday và . . . Cơ sở vật lí - tập 2, NXBGD 19986- Người dịch : Ngô Quốc Quynh ...
8. Hoàng Ngọc Oanh : Công thức tính cân bằng bức xạ ở miền bắc Việt Nam. TBKH-ĐHSP Hà Nội 1984.
9. Hoàng Ngọc Oanh : Bức xạ Mặt Trời tổng cộng ở miền bắc Việt Nam. Tập san KHTK- Tổng cục KTTV 5/1986.
10. Hoàng Ngọc Oanh : Cân bằng bức xạ mặt đệm ở miền bắc Việt Nam. TBKH-ĐHSP Hà Nội 1996.
11. Hoàng Ngọc Oanh : Bốc hơi trên đất liền miền bắc Việt Nam. TBKH-ĐHSP Hà Nội 5/1987.
12. Hoàng Ngọc Oanh : Khái quát về cân bằng nhiệt ở Đông Dương. TBKH-ĐHSP Hà Nội 1991.
13. Hoàng Ngọc Oanh : Công thức tính khả năng bốc hơi ở miền bắc Việt Nam. Tập san các trường Đại học 2/1992.
14. Hoàng Ngọc Oanh : Cân bằng nhiệt ở miền bắc Việt Nam. TBKH-ĐHSP Hà Nội 5/1994.
15. Hoàng Ngọc Oanh : Bức xạ Mặt Trời tổng cộng trên lãnh thổ Việt Nam. TBKH-ĐHSP- ĐHQG Hà Nội 4/1996.
16. Hoàng Ngọc Oanh : Nghiên cứu cân bằng bức xạ bề mặt đệm. TBKH-ĐHSP-ĐHQG Hà Nội 4/1998.
17. Hoàng Ngọc Oanh : Phản ứng thời tiết. Thông tin khoa học. ĐHSP Hồng Đức số 9, tháng 5/2003.
18. Yurkov G. K. và Safonova L. N: Nước - Ngọc Hữu dịch NXB Giáo dục - Hà Nội 1963.
19. Lê Duy: Nước quanh ta. KHTK Hà Nội 1976.
20. Jarlan H: Nước (tiếng Pháp) Universitaire Paris 1947.
21. Derfgolts V.F: Thế giới nước (tiếng Nga) Khoáng sản Leningrad 1979.
22. Opsinharov.A.M: Địa chất Thuỷ văn đại cương. Nguyễn Kim Cương & Nguyễn Thượng Hùng... dịch T₁ và T₂, GD. Hà Nội 1964.

23. Lê Huy Hoàng và Vũ Ngọc Kỳ : Nước dưới đất với con người - KHKT Hà Nội 1979.
24. Klementov P.P: Địa chất Thuỷ văn đại cương (tiếng Nga) - Cao đẳng Moskva 1962.
25. Kartsev A.A. và Vagin S.B: Đại dương không nhìn thấy (tiếng Nga) - Khoáng sản Moskva 1978.
26. Apollov B.A: Chuyên khảo về sông ngòi (tiếng Nga) - DHTH Moskva 1963.
27. Vajnov.A.N : Thuỷ văn sông (tiếng Nga) - DHTH Moskva 1976.
28. Pardé M: Sông ngòi (tiếng Pháp) A.C. Paris 1955.
29. Bogoslovsky B.B: Hồ học (tiếng Nga) - DHTH Moskva 1960.
30. Jukov L.A : Hải dương học Đại cương (tiếng Nga) - KTTV Leningrad. 1976.
31. Gembel A.V: Địa lí đại cương đại dương thế giới (tiếng Nga) - Cao đẳng. Moskva.
32. N.Gorsky : Những bí mật của Đại dương (Đại dương kêu gọi) - Thuỷ Dương và Dương Trung dịch. Thanh niên, Hà Nội 1977.
33. Tehebotarev A.L: Thuỷ văn đại cương - Phạm Quang Hạnh dịch - KHKT Hà Nội 1975.
34. Nguyễn Văn Âu : Thuỷ quyển- DHSP Hà Nội 1982.
35. Sabaev I.. P: Địa lí Tự nhiên Đại cương T3. Đào Trọng Nâng dịch – GD Hà Nội. 1982.

Phụ lục

I. Các công thức đáng nhớ.

1.1. Qui luật phát xạ của các vật thể:

$$E_a = a\delta T^4.$$

1.2. Cân bằng bức xạ mặt đất:

$$B = Q(1 - A) + E_K - E_d.$$

$$B = Q(1 - A) - E_n.$$

1.3. Cân bằng nhiệt mặt đất:

$$\pm B = \mp LE \mp P_d \mp A_0.$$

1.4. Cường độ bức xạ trực tiếp đến tới mặt đất:

$$I = I_0 \sin h_0.$$

$$\sin h_0 = \sin \varphi \sin \delta + \cos \varphi \cos \delta \cos t.$$

1.5. Bậc thang khí áp:

$$h = \frac{800}{P} (1 + \alpha t)$$

1.6. Góc nhập xạ lúc 12 giờ trưa:

$$\text{Chung: } h_0 = 90^\circ - \varphi \pm \delta.$$

Ở bán cầu mùa hè:

$$h_0 = 90^\circ - \varphi + \delta.$$

Trường hợp $\delta > \varphi$:

$$h_0 = 90^\circ + \varphi - \delta.$$

Trong khu vực nội chí tuyến, mỗi năm có hai lần Mặt Trời lên thiên đỉnh ($h_0 = 90^\circ$) vào các ngày có $\delta = \varphi$. (Xem phụ lục II).

Ở bán cầu mùa đông:

$$h_0 \approx 90^\circ - \varphi - \delta.$$

II. Các bảng, hình cần tham khảo:

2.1. Bảng dùng tra cứu xích vĩ (δ) và các ngày Mặt Trời lên thiên đỉnh.

2.2. Hình 38: Gió xoáy trên đại dương và dòng biển.

Bảng 4: Xích wí (δ độ, phút) và Mật Trời lên thiên đỉnh vào ngày từ 21/III -> 23/IX (ở BCB)

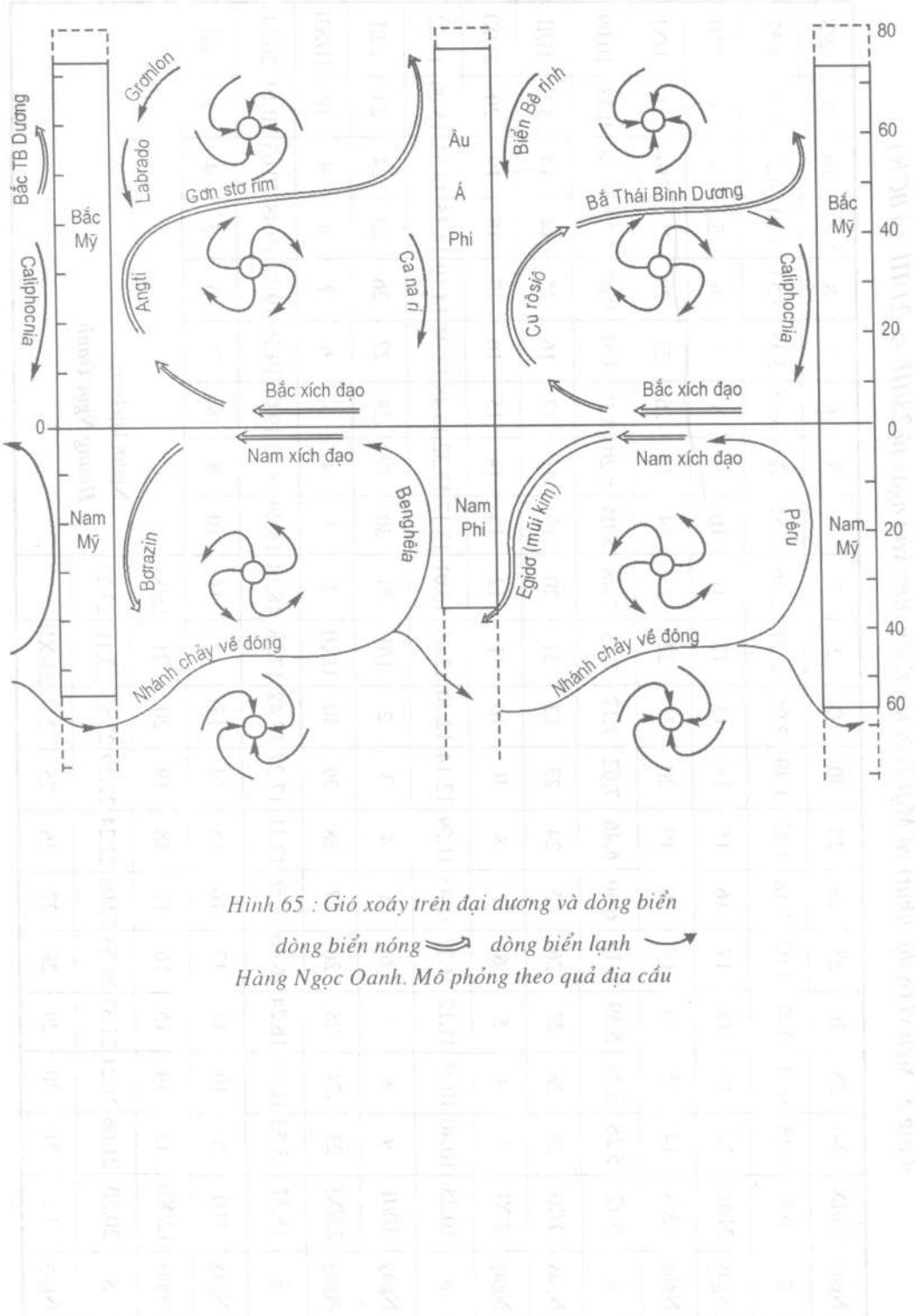
Ngày	21/III	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	1/IV	2	3	4	5	6	7	8	9/IV
δ	0.0	0°15'	0°30'	0.45	1°00'	1.15	1.30	1.46	2.01	2.16	2.31	2.46	3.01	3.16	3.31	3.47	4.02	4.17	4.32	4.47
Ngày	23/IV	22	21	20	19	18	17	16	15	14	13	12	11	10	9	8	7	6	5	4/V
Ngày	10/V	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29/V
δ	5.02	5.17	5.32	5.48	6.03	6.18	6.33	6.48	7.03	7.18	7.34	7.49	8.04	8.19	8.34	8.49	9.04	9.19	9.34	9.50
Ngày	3/IX	2	1/IX	31	30	29	28	27	26	25	24	23	22	21	20	19	18	17	16	15/VIII
Ngày	30/V	1/V	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19/V
δ	10.05	10.20	10.35	10.50	11.05	11.20	11.35	11.51	12.06	12.21	12.36	12.51	13.06	13.21	13.37	13.52	14.07	14.22	14.37	14.52
Ngày	14/VIII	13	12	11	10	9	8	7	6	5	4	3	2	1/VIII	31	30	29	28	27	26/VII
Ngày	20/V	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	1/VII	2	3	4	5	6	7	8/VI
δ	17.07	15.23	15.38	15.53	16.08	16.23	16.38	16.53	17.08	17.24	17.39	17.54	18.09	18.24	18.39	18.54	19.09	19.24	19.40	19.55
Ngày	25/VIII	24	23	22	21	20	19	18	17	16	15	14	13	12	11	10	9	8	7	6/VII
Ngày	9/VII	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22/VII						
δ	20.10	20.25	20.40	20.55	21.10	21.26	21.41	21.56	22.11	22.26	22.41	22.56	23.12	23.27						
Ngày	5/VII	4	3	2	1/VII	30	29	28	27	26	25	24	23/VII							

Người lập bảng:

Hoàng Ngọc Oanh

Bảng 5: Xích vĩ (độ, phút) và Mật Trời lên thiên đỉnh vào ngày từ 23/III -> 21/IV (ở BCN)

Ngày	23/III	24	25	26	27	28	29	30	1/X	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12/X
δ	0,0	0,15	0,31	0,47	1,02	1,18	1,33	1,49	2,05	2,20	2,36	2,52	3,07	3,13	3,38	3,54	4,10	4,25	4,41	4,57
Ngày	21/III	20	19	18	17	16	15	14	13	12	11	10	9	8	7	6	5	4	3	2/XI
Ngày	13/X	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	1/XI
δ	5,12	5,28	5,43	5,59	6,15	6,30	6,46	7,02	7,17	7,33	7,48	8,04	8,20	8,35	8,51	9,07	9,22	9,38	9,53	10,09
Ngày	1/XI	29	28	27	26	25	24	23	22	21	20	19	18,	17	16	15	14	13	12	11/XI
Ngày	2/XI	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21/XI
δ	10,25	10,40	10,56	11,12	11,27	11,43	11,59	12,14	12,30	12,45	13,01	13,17	13,32	13,48	14,04	14,19	14,35	14,51	15,06	15,22
Ngày	10/XI	9	8	7	6	5	4	3	2	1/XI	31	30	29	28	27	26	25	24	23	22/XI
Ngày	22/XI	23	24	25	26	27	28	29	30	1/XII	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11/XII
δ	15,37	15,53	16,09	16,24	16,40	16,56	17,11	17,27	17,42	17,58	18,14	18,29	18,45	19,01	19,16	19,32	19,48	20,03	20,19	20,34
Ngày	21/XII	20	19	18	17	16	15	14	13	12	11	10	9	8	7	6	5	4	3	27
Ngày	12/XII	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22/XII	Người lập bảng:								
δ	20,50	21,06	21,21	21,37	21,53	22,08	22,24	22,39	22,55	23,11	23,27	<i>Hoàng Ngọc Oanh</i>								
Ngày	1/X	31	30	29	28	27	26	25	24	23/XII										



Hình 65 : Gió xoáy trên đại dương và dòng biển

dòng biển nóng \rightsquigarrow dòng biển lạnh \rightarrow
Hàng Ngọc Oanh. Mô phỏng theo quả địa cầu

MỤC LỤC

Mở đầu	3
Chương I: KHÍ QUYỀN	5
§1. Các khái niệm chung	5
1.1. Khí quyển	5
1.2. Không khí	6
1.3. Cấu trúc của khí quyển	7
1.4. Cấu trúc ngang - khối khí	8
1.5. Thời tiết	9
1.6. Khí hậu	9
1.7. Quan trắc khí tượng, khí hậu	9
1.8. Tính các yếu tố khí hậu	10
1.9. Câu hỏi và bài tập	11
§2. Năng lượng của mặt đất và khí quyển	12
2.1. Các khái niệm chung	12
2.2. Cường độ phát xạ	12
2.3. Bức xạ Mặt Trời	13
2.4. Năng lượng bức xạ mặt đất	22
2.5. Bức xạ nghịch của khí quyển	22
2.6. Bức xạ hiệu dụng	23
2.7. Cân bằng bức xạ của mặt đất	23
2.8. Cân bằng nhiệt của mặt đất	26
2.9. Câu hỏi và bài tập	31
§3. Chế độ nhiệt của khí quyển	32
3.1. Khái niệm chung	32
3.2. Biến trình ngày của nhiệt độ	32
3.3. Biến trình năm của nhiệt độ	34
3.4. Sự thay đổi nhiệt độ theo chiều thẳng đứng	35
3.5. Nghịch nhiệt	39
3.6. Phân bố nhiệt độ không khí trên mặt đất	42
3.7. Câu hỏi và bài tập	45
§4. Nước trong khí quyển	45
4.1. Khái niệm chung	45
4.2. Các đại lượng đặc trưng của hơi nước	46
4.3. Sự bốc hơi nước	49
4.4. Hạt nhân ngưng kết	50
4.5. Các sản phẩm ngưng kết	50
4.6. Mưa khí quyển	53
4.7. Câu hỏi và bài tập	56
§5. Khí áp và gió	57
5.1. Khí áp	57
5.2. Gió	62

5.3. Các frông	68
5.4. Hoàn lưu khí quyển	73
5.5. Câu hỏi và bài tập	82
§6. Khí hậu	84
6.1. Các nhân tố hình thành khí hậu	84
6.2. Các nhân tố địa lý ảnh hưởng đến khí hậu	85
6.3. Phân loại và phân đới khí hậu	85
6.4. Các đới và các kiểu khí hậu	88
6.5. Một số vấn đề bảo vệ bầu khí quyển	106
6.6. Câu hỏi và bài tập	108
Chương 2: THỦY QUYỀN	110
§1. Khái niệm về thủy quyển	110
1.1. Thành phần của thủy quyển	110
1.2. Một số đặc tính lí hóa cơ bản	113
1.3. Sự phân bố nước trong thiên nhiên	117
1.4. Tuần hoàn nước	121
1.5. Vai trò của nước trong tự nhiên và xã hội	124
1.6. Câu hỏi và bài tập	126
§2. Biển - đại dương	127
2.1. Đại dương thế giới và các bộ phận	127
2.2. Thành phần hóa học của nước biển	132
2.3. Nhiệt độ nước biển	136
2.4. Sóng biển	142
2.5. Thủy triều	149
2.6. Hải lưu	159
2.7. Câu hỏi và bài tập	164
§3. Nước trên lục địa	165
3.1. Sông ngòi	165
3.2. Hồ đầm	190
3.3. Nước ngầm	196
3.4. Câu hỏi và bài tập	201
Kết luận	202
Chương 3: PHƯƠNG PHÁP GIÀNG DẠY PHẦN KHÍ QUYỀN VÀ THỦY QUYỀN	204
1. Thiết kế tiến trình hoạt động dạy học (giáo án) theo yêu cầu đổi mới	204
2. Thực hành thiết kế tiến trình hoạt động dạy học (Giáo án)	205
2.1. Nhiệt độ	205
2.2. Sông ngòi	215
Bảng kí hiệu	223
Bảng viết tắt	225
Tài liệu tham khảo	226
Phụ lục	228

Chịu trách nhiệm xuất bản:

Giám đốc ĐINH NGỌC BẢO
Tổng biên tập LÊ A

Người nhận xét:

PGS.TS ĐẶNG DUY LỢI
PGS.TS VŨ VĂN TUẤN
TS NGUYỄN CAN

Biên tập nội dung:

NGUYỄN VIỆT HƯNG

Biên tập tái bản:

NGUYỄN THỊ NGỌC HÀ

Trình bày bìa:

PHẠM VIỆT QUANG

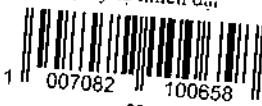
ĐỊA LÍ TỰ NHIÊN ĐẠI CƯƠNG 2

KHÍ QUYẾN VÀ THỦY QUYẾN

In 1500 cuốn, khổ 17x24cm tại Xưởng in Tổng cục Công Nghiệp Quốc Phòng
Số đăng kí KHXB: 598-2006/CXB/13-56/ĐHSP kí ngày 7/8/06

In xong và nộp lưu chiểu tháng 10 năm 2006

Đã xác định là sách cũ



1 007082 100658
36.000 VND



TUẤN ANH

Giá: 36.000 đ