
একক 1 □ বায়ুমণ্ডল : প্রকৃতি, গঠন, স্তরবিন্যাস, ওজোন স্তরের গুরুত্ব, গ্রীন হাউস এফেক্ট বা কাঁচঘর প্রভাব

গঠন

1.1 প্রস্তাবনা

উদ্দেশ্য

1.2 বায়ুমণ্ডল — প্রকৃতি ও উৎপত্তি

2.3 বায়ুমণ্ডলের গঠন

1.3.1 গ্যাসসমূহ

1.3.2 জলীয় বাষ্প

1.3.3 সূক্ষ্মাতিসূক্ষ্ম বস্তুসমূহ

1.4 বায়ুমণ্ডলের স্তরবিন্যাস

1.4.1 উপাদানগত পার্থক্য অনুসারে বায়ুমণ্ডলের স্তরবিন্যাস

1.4.2 তাপমাত্রার তারতম্যের ভিত্তিতে বায়ুমণ্ডলের স্তরবিন্যাস

1.5 ওজোন স্তরের গুরুত্ব।

1.5.1 সংজ্ঞা, গঠন ও প্রকৃতি

1.5.2 ওজোন স্তরের গুরুত্ব

1.5.3 ওজোন স্তরের ক্ষয় — একটি অন্যতম পরিবেশসংক্রান্ত বিষয়

1.5.4 ওজোন স্তরের ক্ষয় বা ধ্বংসের কারণ

1.5.5 ওজোন স্তরের ক্ষয় ও ধ্বংসের সম্ভাব্য ফল

1.6 গ্রীন হাউস এফেক্ট বা কাঁচঘর প্রভাব

1.6.1 কাঁচঘর কি?

1.6.2 'কাঁচঘর প্রভাব' বিষয়টি তাৎপর্য

1.6.3 গ্রীন হাউস গ্যাসগুলোর উৎস

1.6.4 কাঁচঘর প্রভাবের গুরুত্ব

1.6.5 গ্রীন হাউস এফেক্ট — সমস্যাটির সমাধানের উপায়

1.7 সারাংশ

1.8 সর্বশেষ প্রশ্নাবলী

1.9 উত্তরমালা

1.10 গ্রন্থপঞ্জী

1.1 প্রস্তাবনা

বায়ুমণ্ডল জীবজগতের কাছে অতি গু(হের বিষয়। ভূপৃষ্ঠের উপরে এক প্রশস্ত বায়বীয় আবরণ হলো এই বায়ুমণ্ডল। বায়ুমণ্ডলের প্রকৃতি ও গঠন বৈচিত্র্যময় এবং এর বিভিন্ন স্তরে ভিন্ন ভিন্ন বৈশিষ্ট্য ল(্য করা যায়। এই গঠনবৈচিত্র্য ও স্তরবিন্যাস ভৌগোলিক বৈশিষ্ট্যগুলিকে অনেকটা প্রভাবিত করে। বর্তমানে ওজোন স্তরের (য় এবং কাঁচঘর প্রভাব পরিবেশ বিজ্ঞানের অন্যতম দুটি বিষয়। ভূগোল বিষয়ক পাঠের (ে ত্রে বায়ুমণ্ডলের উত্ত(বিষয়গুলির গু(ত্র অপরিসীম। পরবর্তী অংশে বায়ুমণ্ডল সম্পর্কিত উপরিউত্ত(বিষয়গুলি আলোচিত হবে।

উদ্দেশ্য

এই এককটি পড়ার পর আপনি জানতে পারবেন

- বায়ুমণ্ডল ও তার প্রকৃতি সম্পর্কে
- বায়ুমণ্ডলের গঠন সম্পর্কে
- বায়ুমণ্ডলের স্তরবিন্যাস সম্পর্কে
- ওজোন স্তর ও তার গু(হের বিষয়ে
- কাঁচঘর ও তার প্রভাব সম্পর্কে

1.2 বায়ুমণ্ডল — প্রকৃতি ও উৎপত্তি

আমাদের গ্রহ পৃথিবীকে অনেকটা কক্ষলের মত সবদিক থেকে ঢেকে রেখেছে কয়েক হাজার কিলোমিটার চওড়া একটি গ্যাসীয় আবরণ। বিভিন্ন গ্যাস, জলকণা, ধুলো প্রভৃতিকে নিয়ে গঠিত এই আবরণ মহাকর্ষের টানে ভূপৃষ্ঠের সাথে যুক্ত(হয়ে আছে। এই গ্যাসীয় আবরণটি বায়ুমণ্ডল নামে পরিচিত। শিলামণ্ডল ও বারিমণ্ডলের মত বায়ুমণ্ডল পৃথিবীর একটি অখণ্ড অংশ। আমাদের গ্রহটির ব্যাসার্ধের সাথে তুলনা করলে বায়ুমণ্ডলকে কেবলমাত্র একটি পাতলা গ্যাসীয় স্তরের মত দেখায়। প্রকৃতপ(ে আমাদের প্রাকৃতিক পরিবেশ এককভাবে শিলা, জল বা বায়ুর দ্বারা প্রভাবিত নয়, বরং উত্ত(উপাদানগুলির মিলিত ও পারস্পরিক ত্রি(য়ায় গঠিত। বায়ুর এই ‘সমুদ্র’ বা বায়ুমণ্ডলের নীচে রয়েছে ভূপৃষ্ঠ। ফলে বায়বীয় এই

সালোকসংশ্লেষ ও জীবমণ্ডল থেকে পাওয়া বস্তুগুলি বিবর্তনের ফলে এগুলি গঠিত। কিছু তথ্য প্রমাণের মাধ্যমে জানা যায় যে, প্রায় ৬০০ মিলিয়ন বছর আগে ক্যামব্রিয়ান যুগে বর্তমান অবস্থায় বায়ুমণ্ডলের সুস্থিতি ঘটেছে।

সৃষ্টির আদিকালে পৃথিবী ছিল একটি জ্বলন্ত আগুনের পিণ্ড (৪০০০° সেঃ এর বেশি) যা দীর্ঘকাল ধরে ত্রিমশ শীতল ও কঠিন হয়েছে। সেসময়ে পৃথিবীর বায়ুমণ্ডলে ছিল জলীয় বাষ্প (৬০% - ৭০%) কার্বন ডাই অক্সাইড (১০% - ১৫%) ও নাইট্রোজেন (৪% - ১০%) যা গলিত শিলাপিণ্ড থেকে গ্যাস মোচনের মাধ্যমে পাওয়া যায়। তাপ বিকিরণের ফলে ধীরে ধীরে শীতল হবার ফলে বায়ুমণ্ডলের জলীয় বাষ্প শীতল হবার ফলে বায়ুমণ্ডলের জলীয় বাষ্প শীতল ও ঘনীভূত হয়ে মেঘের সৃষ্টি হয় এবং মেঘ থেকে বৃষ্টির সৃষ্টি হয়। তবে ভূপৃষ্ঠ উত্তপ্ত থাকায় অনেক সময় বৃষ্টির জল ভূপৃষ্ঠে পৌঁছানোর আগেই বাষ্পীভূত হয়ে যায়। এভাবে পরপর ঘনীভবন, বৃষ্টিপাত ও বাষ্পীভবনের প্রক্রিয়াগুলি চক্রে মত চলতে থাকে।

মনে করা হয় যে, প্রায় কয়েক হাজার বছর ধরে বায়ুমণ্ডলে ঘন মেঘের আবরণ ছিল। ভূপৃষ্ঠ যথেষ্ট ঠাণ্ডা হলে একসময় ঘনীভবন প্রক্রিয়া বেশি গুণত্বপূর্ণ হয়ে ওঠে এবং দীর্ঘকাল ধরে প্রবল বর্ষণ শুরু হয়। ভূপৃষ্ঠে জল অবনমিত অংশগুলিতে জমে গিয়ে সাগর, মহাসাগর প্রভৃতির সৃষ্টি হয়। এই বৃষ্টিপাত একাদিক্রমে সম্ভবত প্রায় ৪০,০০০ বছর স্থায়ী হয়েছিল। অত্যধিক বৃষ্টিপাত কেবলমাত্র যে বায়ুমণ্ডল থেকে জলীয় বাষ্প কমিয়ে দেয় তাই নয়, এই জল প্রচুর CO_2 বহন করে এনে ভূপৃষ্ঠে কার্বনের শিলার জন্ম দেয়। সেসময় বায়ুমণ্ডলে অক্সিজেন না থাকায় পৃথিবীতে প্রাণের অস্তিত্ব ছিল না। সর্বপ্রথম প্রাণের সঞ্চার হয় জলভাগে, পরে স্থলভাগে উদ্ভিদ জন্ম নেয়। এরপর উদ্ভিদ ত্রিমশ বায়ুমণ্ডলে অক্সিজেন সংযোজিত করে এবং উদ্ভিদসংখ্যা বাড়ার সাথে সাথে বায়ুমণ্ডলে CO_2 -এর পরিমাণ কমতে থাকে। CO_2 দ্রবীভূত হয়ে জলভাগে চূনজাতীয় পদার্থ সঞ্চিত হয়। বহু লক্ষ বছর ধরে এই অবস্থা চলতে থেকে প্রায় ৩৫ কোটি বছর আগে বায়ুমণ্ডল বর্তমান অবস্থায় পৌঁছেছে।

বায়ুমণ্ডলের উৎপত্তি সংক্রান্ত উপরিউক্ত ধারণাটি মেনে নিলেও বর্তমান বায়ুমণ্ডলে মুক্ত অক্সিজেনের সমস্যাটির সমাধান হয় না। প্রকৃতপক্ষে অক্সিজেন আসে বায়ুমণ্ডল সৃষ্টির পরবর্তী পর্যায়ে। একটি ধারণা অনুসারে সম্ভবত পরিচলন প্রক্রিয়ার বায়ুমণ্ডলের উঁচু স্তরে ওঠা জলীয় বাষ্প সূর্যের অতিবেগুনী রশ্মির প্রভাবে ভেঙে গিয়ে হাইড্রোজেন ও অক্সিজেন পরিণত হয়। হাইড্রোজেন হালকা গ্যাস বলে তা পরিব্যাপ্ত হয়ে বায়ুমণ্ডল থেকে বেরিয়ে যায়। আর অক্সিজেন পরমাণুগুলি ভারী বলে পড়ে থাকে এবং মিলিত হয়ে আণবিক অক্সিজেন গঠন করে। মুক্ত অক্সিজেনের কিছু অংশ এই উপায়ে গঠিত হলেও, এই ধীর প্রক্রিয়াটির মাধ্যমে বর্তমান পরিমাণের অক্সিজেন তৈরি হওয়া কখনই সম্ভব নয়। অন্য একটি ধারণায় বায়ুমণ্ডলের অক্সিজেনের সবচেয়ে গুণত্বপূর্ণ উৎস হলো উদ্ভিদকুল। উদ্ভিদ সালোকসংশ্লেষ প্রক্রিয়ায় সূর্যালোককে ব্যবহার করে জল ও CO_2 কে জৈব পদার্থে পরিণত করার সময় অক্সিজেনের জন্ম দেয়। কিন্তু এতেও বায়ুমণ্ডলে অক্সিজেনের উৎপত্তির আগেই পৃথিবীতে প্রাণের সঞ্চার হওয়া প্রয়োজন। বিজ্ঞানীদের মতে বিধে সর্বপ্রথম

কিছু ব্যাকটেরিয়া জন্ম নেয়, যাদের পক্ষে অক্সিজেন ছাড়াও বাঁচা সম্ভব। এরপর কিছু আদি সবুজ গাছের জন্ম হয় যারা বায়ুমণ্ডলে অক্সিজেনের যোগান বাড়াতে থাকে।

উপরিউক্ত উপায় প্যালিওজোয়িক যুগের শুরুতে (প্রায় 600 মিলিয়ন বছর আগে) সমুদ্রে অক্সিজেন গ্রহণকারী জীবের প্রাধান্য বেড়ে যায়। ডেভোনিয়ান যুগে স্থলজ প্রাণীদের বিস্তার হয় এবং এভাবে ত্রিমশ প্রাণীদের বিবর্তনের মধ্য দিয়ে বায়ু জলের বর্তমান গঠনে (Composition) উদ্ভব হয়। বর্তমানে স্থল, জল, বায়ু ও বিভিন্ন জীবের পরস্পরিক ত্রি(য়া) বায়ুমণ্ডলকে যেমন সবসময় ব্যবহার করে, তেমনি আবার এর পুন(জ্জীবনে) সাহায্য করে। উদাহরণ হিসাবে আবহবিকার, জ্বালানীর দহন, গাছের পচন এবং জীবের শ্বাসকার্য অক্সিজেন ও কার্বন ডাই অক্সাইডের রাসায়নিক বিনিময় ঘটায়। মাটিতে ব্যাকটেরিয়ার কাজ, জীবের কোষের গঠন (য়কারী জৈব প্রক্রিয়াগুলি এবং বায়ুমণ্ডলে পুনরাগমন প্রভৃতির মাধ্যমে নাইট্রোজেন একটি জটিল প্রক্রিয়াকে অনুসরণ করে। মাটিতে ও জলে উদ্ভিদ, জীবজন্তু, ব্যাকটেরিয়া, বিভিন্ন রাসায়নিক বিক্রিয়া প্রভৃতি উপাদানগুলি স্থল, জল, বায়ু ও জীবের মধ্যে একটি জটিল ভারসাম্য বা সমতা রক্ষা করে চলেছে।

অনুশীলনী-1

1. বায়ুমণ্ডলস্থ বায়ুর নিজস্ব কয়েকটি বৈশিষ্ট্যের উল্লেখ ক(ন)।
2. বায়ুমণ্ডলে মুক্ত অক্সিজেন কিভাবে এসেছে বলে মনে করেন?

1.3 বায়ুমণ্ডলের গঠন

বায়ুমণ্ডল অনেকগুলি গ্যাসের মিশ্রণে গঠিত। উপরন্তু বায়ুমণ্ডলের মধ্যে অসংখ্য কঠিন ও তরল পদার্থ আছে যাদের একত্রে এয়ারোসল (aerosol) বলে। একসময় গ্রীকেরা মনে করতেন যে, বায়ুমণ্ডল একটিমাত্র উপাদান নিয়ে গঠিত। কিন্তু অষ্টাদশ শতকের শেষভাগ থেকে বিজ্ঞানীরা বায়ুমণ্ডলে বিভিন্ন গ্যাসের অবস্থান নির্ণয় করছেন। বিভিন্ন গ্যাসের মাধ্যমে গঠিত হলেও ভূপৃষ্ঠ ও তার সংলগ্ন বায়ুস্তরে গ্যাসগুলির আনুপাতিক হার প্রায় সমানই থাকে। স্থান ও কালভেদে এর সামান্য পার্থক্য দেখা যায়। ভূপৃষ্ঠ থেকে প্রায় 120 - 125 কিমি উচ্চতা পর্যন্ত বায়ুমণ্ডলের রাসায়নিক গঠন (প্রধানত গ্যাসীয় মিশ্রণের অংশ) একই ধরনের হয় এবং এই কারণে 0 - 100 কিমি উচ্চতা পর্যন্ত বায়ুমণ্ডলীয় স্তরটিকে হোমোস্ফিয়ার এবং এর উপরের স্তরকে হেটেরোস্ফিয়ার বলে। হেটেরোস্ফিয়ারে গ্যাসীয় মিশ্রণের অণুপাত একই রকমের থাকে না।

বায়ুমণ্ডলের উপাদানগুলিকে তাদের গাঠনিক বৈশিষ্ট্য অনু(ণে) তিনটি বিভাগে ভাগ করা যায়। যথা :-

1.3.1 গ্যাসসমূহ

বায়ুমণ্ডলের মধ্যে কিছু গ্যাসকে স্থায়ী বায়ুমণ্ডলীয় উপাদান বলা চলে যেগুলি মোট গ্যাসের মধ্যে নির্দিষ্ট পরিমাণে থাকে। অন্যান্য গ্যাসগুলি স্থান কালভেদে পরিবর্তিত হয়। আমরা যদি এই গ্যাসগুলিকে,

জলীয় বাষ্পকে এবং ভাসমান বস্তুগুলিকে বায়ুমণ্ডল থেকে বিচ্ছিন্ন করে দিই, তাহলে প্রায় 80 - 100 কিমি উচ্চতা পর্যন্ত শুষ্ক ও নিশ্চল বায়ু পাওয়া যেতে পারে। নীচের সারণীর দিকে তাকালে বোঝা যায় যে, গ্যাসগুলির মধ্যে নাইট্রোজেনের পরিমাণ সবচেয়ে বেশি (78.08%), তার পরেই অক্সিজেনের স্থান (20.94%)। অর্থাৎ স্বচ্ছ, শুষ্ক বায়ুর প্রায় 99% হলো নাইট্রোজেন ও অক্সিজেন। বাকি গ্যাসগুলির (1%) অধিকাংশ হলো নিষ্ক্রিয় বা জড় (inert), তবে এদের পরিমাণ খুবই কম। এগুলি স্থল, জল বা বায়ুর অন্যান্য উপাদানগুলির সাথে রাসায়নিক প্রক্রিয়ায় মিলিত হয় না।

সারণী : নিম্ন বায়ুমণ্ডলে শুষ্ক বাতাসে অবস্থানকারী প্রধান প্রধান গ্যাসমূহ

| গ্যাস | শতকরা পরিমাণ | গ্যাস | শতকরা পরিমাণ |
|---------------------------------------|--------------|------------------------------|---------------------|
| নাইট্রোজেন (N ₂) | 78.08 | ওজোন (O ₃) | 0.00006 |
| অক্সিজেন (O ₂) | 20.94 | হাইড্রোজেন (H ₂) | 0.00005 |
| আর্গন (Ar) | 0.93 | ক্রিপটন (Kr) | অতি সামান্য (Trace) |
| কার্বন ডাই অক্সাইড (CO ₂) | 0.03 | জেনন (X ₂) | অতি সামান্য |
| নিওন (Ne) | 0.0018 | মিথেন (Me) | অতি সামান্য |
| হিলিয়াম (He) | 0.0005 | | |

জীবজগতের প্রাণধারণের জন্য সবচেয়ে গুরুত্বপূর্ণ গ্যাস হলো অক্সিজেন, কারণ বিভিন্ন প্রাণীর ধ্বংসের জন্য এই গ্যাসটির প্রয়োজন হয়। অক্সিজেন প্রাণীদেহ তাপ বা শক্তি বৃদ্ধিতে সাহায্য করে। প্রাণী বায়ুমণ্ডল থেকে অক্সিজেন নেয়, আর উদ্ভিদ বায়ুতে অক্সিজেনের যোগান দেয়। অক্সিজেন অন্যান্য উপাদানগুলির সাথে মিশ্রিত হয়ে বিভিন্ন যৌগ গঠন করে। কোন বস্তুর দহনের সময় অক্সিজেন ব্যবহৃত হয়।

নাইট্রোজেন সরাসরি অন্য গ্যাসের সাথে যুক্ত হতে পারে না, অর্থাৎ এটি একটি নিষ্ক্রিয় গ্যাস। বিভিন্ন জৈব যৌগের মধ্যে নাইট্রোজেন বর্তমান থাকে। এই গ্যাস জীবের প্রাণ সৃষ্টির জন্য প্রয়োজনীয় অ্যামিনো অ্যাসিড তৈরি করে। নাইট্রোজেন বায়ুমণ্ডলে অক্সিজেনকে মৃদু করে দেয় ও দহনকে পরো(ভাবে নিয়ন্ত্রণ করে। নাইট্রোজেন গ্যাস প্রধানত মিশ্রণকারী হিসাবে কাজ করে।

বায়ুমণ্ডলে তৃতীয় গুরুত্বপূর্ণ গ্যাস হলো কার্বন ডাই অক্সাইড, যা দহনের ফলে গঠিত হয় এবং শুষ্ক বায়ুতে যার পরিমাণ থাকে মাত্র 0.03%। কয়লা, কাঠ, ডিজেল প্রভৃতি দহনের ফলে এই গ্যাস বায়ুমণ্ডলে প্রচুর পরিমাণে যুক্ত হয়। CO₂ ভূপৃষ্ঠ থেকে বিকিরিত তাপ শোষণ করে এবং পুনরায় বিকিরণের মাধ্যমে ভূপৃষ্ঠ সংলগ্ন বায়ুস্তরের উষ্ণতাকে বাড়িয়ে দেয়। এর আর একটি ধর্ম হলো দীর্ঘ তরঙ্গের বিকিরণকে ধরে

রাখার (মতা, যা বায়ুমণ্ডলকে উত্তপ্ত করে। ত্র(মাগত CO₂-এর পরিমাণ বৃদ্ধির ফলে সম্প্রতি বায়ুর উষ্(তা দ্রুত বৃদ্ধি পাচ্ছে। শীতল সমুদ্র CO₂ গ্রহণ করে বলে মে(অঞ্চলের বায়ুতে এই গ্যাসের পরিমাণ হয় খুব কম। উষ্(তা বৃদ্ধিকারী CO₂ ‘গ্রীন হাউস গ্যাস’ নামে পরিচিত।

ওজেন (O₂) গ্যাসটি বায়ুমণ্ডলে খুব কম পরিমাণে থাকলেও এটি জীবকুলের কাছে খুবই গু(ত্বপূর্ণ। উর্ধ্বাকাশে ওজেন গ্যাস সূর্যের অতিবেগুনী র(মিকে শোষণ করে এবং এর (তিকর প্রভাব থেকে আমাদের র(া করে। বর্তমানে মানুষের বিভিন্ন অবিবেচনা প্রসূত কাজকর্মের মাধ্যমে আমাদের এই উপকারী গ্যাসটির অস্তিত্ব বিপন্ন হয়ে পড়ছে। CFC₁₁, CFC₁₂, নাইট্রোজেন অক্সাইড প্রভৃতি গ্যাসগুলির নিগর্মন বৃদ্ধির ফলে রাসায়নিক বিক্রিয়ার ওজেন গ্যাসের ঘনত্ব ত্র(মশ কমে যাচ্ছে।

বায়ুমণ্ডলে অন্যান্য গ্যাসগুলির মধ্যে আর্গন, নিওন, হিলিয়াম, ত্রি(পটন ও জেনন নিষ্(িয় গ্যাসরূপে পরিচিত। বায়ুতে যেসব গ্যাসের পরিমাণের বিশেষ পরিবর্তন হয় না বা স্থির থাকে, তাদের মধ্যে সামান্য পরিমাণ হাইড্রোজেন, মিথেন ও নাইট্রাস অক্সাইড উল্লেখযোগ্য। আবার শহরের কলকারখানা থেকে নির্গত সালফার ডাই অক্সাইড, নাইট্রোজেন ডাই অক্সাইড, কার্বন মনোক্সাইড, হাইড্রোকার্বন ও অ্যামোনিয়া বায়ুমণ্ডলের নীচের স্তরে ভেসে বেড়ায় এবং দূষণকারী উপাদান হিসাবে জলবায়ুর প্রভূত পরিবর্তন সাধন করে।

1.3.2 জলীয় বাষ্প

বায়ুমণ্ডলে মোট জলীয় বাষ্পের পরিমাণ সাধারণত থাকে 0 – 5 শতাংশ। বায়ুমণ্ডলে কম পরিমাণে থাকলেও জলবায়ুবিদ্যার (েত্রে জলীয় বাষ্পের স্থান-কালভেদে পরিবর্তনশীলতা একটি অতি গু(ত্বপূর্ণ বিষয়। নাইট্রোজেন বা অক্সিজেনের অণুগুলির মত বায়ুতে জলীয় বাষ্পের অণুগুলি ঘুরে বেড়ায়। সাগর, মহাসাগর, হ্রদ, পুকুর, নদীনালা প্রভৃতি জলভাগ, মাটি, উদ্ভিদদেহ প্রভৃতি থেকে বাষ্পীভবনের ফলে জলীয় বাষ্পের সৃষ্টি হয়। জলীয় বাষ্পের পরিমাণ প্রধানত তাপমাত্রার উপর নির্ভরশীল এবং এই কারণে তা নির(ীয় অঞ্চল থেকে মে(অঞ্চলের দিকে হ্রাস পায়। আর্দ্র ত্র(াষ্টীয় অঞ্চলে জলীয় বাষ্পের পরিমাণ হয় প্রায় 2.6 শতাংশ, কিন্তু 50° ও 70° অ(াংশে এই পরিমাণ কমে দাঁড়ায় যথাত্র(মে 0.9 ও 0.2 শতাংশে। আবার ভূপৃষ্ঠ থেকে যত উপরে ওঠা যায়, তত জলীয় বাষ্পের পরিমাণ কমেতে থাকে। দেখা যায় যে, মোট জলীয় বাষ্পের প্রায় 90 শতাংশ থাকে সমুদ্রপৃষ্ঠ থেকে 5 কিমি উচ্চতার মধ্যে, আর মাত্র 1 শতাংশ থাকে 10 কিমি উচ্চতার উর্ধ্ব। বায়ুমণ্ডলের সব জলীয় বাষ্প একসাথে ঘনীভূত হয়ে গেলে পৃথিবীর সর্বত্র মাত্র এক ইঞ্চি গভীরতাবিশিষ্ট জলস্তরের সৃষ্টি হবে। মেঘ, কুয়াশা, শিশির, বৃষ্টি, শিলাবৃষ্টি, তুহিন, তুষার প্রভৃতি ঘনীভবন ও অধঃ(েপনের বিভিন্ন রূপগুলি বায়ুমণ্ডলস্থিত জলীয় বাষ্পের মাধ্যমেই তৈরি হয়। আগত (ুদ্র তরঙ্গের সৌরর(মি জলীয় বাষ্পের মধ্য দিয়ে সহজে প্রবেশ করতে পারে অর্থাৎ এ(ে ত্রে জলীয় বাষ্প সহজে আলোকভেদ্য। ফলে ইলেকট্রোম্যাগনেটিক বা তড়িৎ-চৌম্বক বিকিরক তরঙ্গগুলি বিশেষ কোন বাধা ছাড়াই ভূপৃষ্ঠে পৌঁছতে পারে। কিন্তু ভূপৃষ্ঠ থেকে বিকিরিত তাপের (েত্রে জলীয় বাষ্প কিছু বাধার সৃষ্টি করে,

অর্থাৎ এতে জলীয় বাষ্প সহজেই আলোকভেদ্য নয়। এভাবে তাপশোষণের মাধ্যমে জলীয় বাষ্প পরোক্ষ ভূপৃষ্ঠকে এবং বায়ুমণ্ডলের নীচের স্তরকে উত্তপ্ত করে। এমনকি সূর্য থেকে আগত রশ্মির অংশবিশেষ জলীয় বাষ্পের দ্বারা শোষিত হয়, এবং জলীয় বাষ্পের ঘনীভবনের সময়ে লীনতাপ (Latent heat) রূপে প্রচুর তাপ বায়ুমণ্ডলে যুক্ত হয়। বায়ুমণ্ডলে তাপের স্থানান্তর বা পরিবহনের ক্ষেত্রে জলীয় বাষ্প একটি অন্যতম নিয়ন্ত্রক।

কোন নির্দিষ্ট তাপমাত্রা ও বায়ুচাপে বায়ু সর্বোচ্চ পরিমাণ জলীয় বাষ্প ধারণ করলে তাকে সম্পৃক্ত বায়ু বলে। বায়ুর তাপমাত্রা যত বৃদ্ধি পায়, তার জলীয় বাষ্প ধারণের ক্ষমতা তত বৃদ্ধি পায়। (সারণী)।

সারণী : বিভিন্ন তাপমাত্রায় প্রতি কিউবিক মিটার সম্পৃক্ত বায়ুতে জলীয় বাষ্পের পরিমাণ

| তাপমাত্রা (°সে) | জলীয় বাষ্পের পরিমাণ (গ্রাম) |
|-----------------|------------------------------|
| —5° | 3.261 |
| 0° | 4.847 |
| 5° | 6.797 |
| 10° | 9.401 |
| 15° | 12.832 |
| 20° | 17.300 |
| 25° | 23.049 |
| 30° | 39.371 |

1.3.3 সূক্ষ্মাতিসূক্ষ্ম বস্তুসমূহ

বায়ুমণ্ডলের নীচের স্তরগুলিতে অসংখ্য ধূলিকণা ভেসে বেড়ায়। ধূলিকণা ছাড়াও এই অংশে রয়েছে লবণের কণা, ধোঁয়ার কণা, ব্যাকটেরিয়া, উল্কা-ভঙ্গ, আগ্নেয় কণা, পরাগ রেণু, শিল্পের দূষণজনিত ধূলিকণা ও ধোঁয়ার কণা ইত্যাদি। এই কণাগুলি বায়ুবাহিত হয়ে বায়ুমণ্ডলে মেশে। তবে বায়ুমণ্ডলের সর্বত্র ধূলিকণাগুলির পরিমাণ সমান নয়। এমনকি সমুদ্রের উপরেও প্রতি কিউবিক সেন্টিমিটার বায়ুতে শতসহস্র ধূলিকণা ভাসতে থাকে। কণাগুলির মধ্যে কিছু আবার খালি চোখে দৃষ্টিগোচর হয় না অর্থাৎ এগুলি আণুবীক্ষণিক।

সাধারণত এই ধূলিকণাগুলিতে আশ্রয় করেই জলীয় বাষ্প ভেসে বেড়ায় এবং জলীয় বাষ্প ঘনীভূত হয়ে

মেঘ, কুয়াশা, বৃষ্টি প্রভৃতির সৃষ্টি হয়। কণাগুলি খুব সূক্ষ্ম হলেও এই বায়বীয় অণুগুলি আগত সৌররশ্মি বিশেষত (দ্র তরঙ্গদৈর্ঘ্যের নীল আলোককে প্রতিফলিত ও বিচ্ছুরিত করে এবং ভূপৃষ্ঠের তাপকে নিয়ন্ত্রণ করে। সূর্যের বিকিরিত শক্তিরে কিছু অংশ এই কঠিন পদার্থগুলিতে বাধা পেয়ে ফিরে যায়। সূর্যোদয় ও সূর্যাস্তের সময় প্রতিফলন প্রতিরায়ার মাধ্যমে ধূলিকণাগুলি লাল, কমলা প্রভৃতি রঙের সৃষ্টি করে। ধূলিকণা দ্বারা বিশেষ ধরনের বিচ্ছুরণের ফলে আমরা আকাশে নীল রঙের সৃষ্টি হতে দেখি। শুষ্ক বাতাসে ধূলিকণার পরিমাণ আর্দ্র বাতাসের তুলনায় অনেক বেশি থাকে। আবার ভূপৃষ্ঠ থেকে উপরের দিকে এই সূক্ষ্ম কণাগুলির সংখ্যা কমতে থাকে। সাধারণত কয়েক কিমি উচ্চতা পর্যন্ত কণাগুলিকে দেখা গেলেও আর্দ্র ভাস্ম ও পারমাণবিক বর্জ্য পদার্থগুলিকে অনেক বেশি উচ্চতায় দীর্ঘকাল পর্যন্ত থাকতে দেখা যায়। উল্কাভস্মের একটি বড় অংশ বায়ুমণ্ডলের সীমার বাইরে ভেসে বেড়ায়। কিছু ধূলিকণা বিশেষত লবণের কণাগুলি বায়ু থেকে জল শোষণ করে নেয় এবং ফলে সেগুলি ঘনীভবনের কেন্দ্র (Hygroscopic nuclei) হিসাবে কাজ করে। ফলে মেঘ, কুয়াশা, বৃষ্টি প্রভৃতি সৃষ্টিতে ধূলিকণার বিশেষ ভূমিকা আছে। এমনকি ভোর ও গোপুলির দৈর্ঘ্য ও ঘনত্ব কঠিন কণাগুলির উপর নির্ভরশীল। বায়ুমণ্ডলের কঠিন কণাগুলি বৃষ্টির জলে ধুয়ে ভূপৃষ্ঠে নেমে এলেও একসময় বায়ুমণ্ডল আবার কণাসমূহে পূর্ণ হয়ে ওঠে।

অনুশীলনী-2

1. বায়ুমণ্ডলস্থ প্রধান প্রধান গ্যাসগুলির উল্লেখ ক(ন)।
2. বায়ুমণ্ডলের নিষ্টি(য় গ্যাস কোনগুলি?
3. বায়ুমণ্ডলে জলীয় বাষ্পের ভূমিকা কি কি?

1.4 বায়ুমণ্ডলের স্তরবিন্যাস

বায়ুমণ্ডল সম্পর্কে আধুনিক জ্ঞান প্রধানত রকেট, বেলুন, র্যাডার, বেতার-তরঙ্গ, উপগ্রহ প্রভৃতির মাধ্যমে পর্যবে(ণের ফল। বায়ুমণ্ডলের কার্যকরী উচ্চতা সমুদ্রপৃষ্ঠ থেকে 16 - 29 হাজার কিমি হলেও প্রায় 800 কিমি পর্যন্ত অংশটি খুব গু(ত্বপূর্ণ। মোট বায়ুমণ্ডলের প্রায় 50% রয়েছে 5.6 কিমি উচ্চতার নীচে এবং প্রায় 97% রয়েছে 29 কিমি উচ্চতা পর্যন্ত। বায়ুমণ্ডলের উচ্চতম সীমা প্রায় অজ্ঞাত হলেও সাধারণভাবে এই সীমাকে 10,000 কিমি পর্যন্ত ধরা হয়, যার পরে রয়েছে অসীম মহাশূন্য।

1.4.1 উপাদানগত পার্থক্য অনুসারে বায়ুমণ্ডলের স্তরবিন্যাস

উপাদানের ভিত্তিতে বায়ুমণ্ডলকে দুটি প্রধান শ্রেণীতে বিভক্ত করা যায়। যথা i) হোমোস্ফিয়ার বা সমমণ্ডল ও ii) হেটেরোস্ফিয়ার বা বিষম মণ্ডল। নীচে স্তর দুটির গঠন সম্পর্কে সং(িপ্ত বিবরণ দেওয়া হল।

i) হোমোস্ফিয়ার বা সমমণ্ডল : ভূপৃষ্ঠ থেকে প্রায় 100 কিমি উচ্চতা পর্যন্ত অংশটিতে বায়ুমণ্ডলের রাসায়নিক গঠন বা সংযুক্তি, প্রধানত গ্যাসগুলির অনুপাত প্রায় একই রকমের থাকে। এই কারণে বায়ুর এই স্তরটিকে হোমোস্ফিয়ার বলে।

হোমোস্ফিয়ার কয়েকটি গ্যাসের সংমিশ্রণে গঠিত। এছাড়া বায়ুর এই স্তরে রয়েছে জলীয় বাষ্প ও ধূলিকণা। স্তরটির নীচের দিকে মেঘ, কুয়াশা, কুঞ্জাটিকা প্রভৃতি ভেসে বেড়াতে থাকে। বিভিন্ন গ্যাসগুলির মধ্যে এখানে নাইট্রোজেনের প্রাধান্য সবচেয়ে বেশি, তার পরেই অক্সিজেনের স্থান। এছাড়া রয়েছে আরও নয়টি গ্যাস, যাদের মধ্যে আর্গনের পরিমাণ অপেক্ষিত বেশি থাকে। নিওন, হিলিয়াম, ট্রি(পটন, জেনন প্রভৃতি হলো এই স্তরের অন্তর্গত কয়েকটি নিষ্ক্রিয় গ্যাস। সামান্য হলেও কার্বন ডান অক্সাইড পৃথিবীর আবহাওয়া ও জলবায়ু নিয়ন্ত্রণে গুরুত্বপূর্ণ ভূমিকা পালন করে। হোমোস্ফিয়ারে হাইড্রোজেন, মিথেন, নাইট্রাস অক্সাইড প্রভৃতি গ্যাসগুলিও সামান্য পরিমাণে রয়েছে। ওজোন গ্যাসটির পরিমাণ খুব সামান্য হলেও জীবজগতের পক্ষে এটি গুরুত্বপূর্ণ। কলকারখানা অধ্যুষিত অঞ্চলে বায়ুমণ্ডলের নীচের স্তরে অ্যামোনিয়া, সালফার ডাই অক্সাইড ইত্যাদি ভেসে বেড়ায়।

এই স্তরের অন্য গুরুত্বপূর্ণ উপাদানটি হলো জলীয় বাষ্প, যা গ্যাসীয় অণুগুলির মতই বায়ুতে ঘুরে বেড়ায়। ঘনীভবন ও অধঃপতনে নিয়ন্ত্রণ করার মাধ্যমে জলীয় বাষ্প উদকচক্রকে প্রভাবিত করে।

এছাড়াও হোমোস্ফিয়ারে ভাসতে থাকে অসংখ্য ধূলিকণা, ধোঁয়ার কণা, লবণকণা প্রভৃতি অসংখ্য সূক্ষ্ম কণা। ঘনীভবন ও অধঃপতনে প্রভাবিত করা ছাড়াও তাপমাত্রাকে নিয়ন্ত্রণ করার ক্ষেত্রে কণাগুলির ভূমিকা আছে। হোমোস্ফিয়ারে উচ্চতা বাড়ার সাথে সাথে জলীয় বাষ্প ও কণাগুলির সংখ্যা ত্রুণ কমতে থাকে।

ii) হেটেরোস্ফিয়ার বা বিষম মণ্ডল : হোমোস্ফিয়ারের উপরে অর্থাৎ 100 কিমির বেশি উচ্চতায় বায়ুমণ্ডলের যে স্তরটি আছে তাকে বলে হেটেরোস্ফিয়ার বা বিষম মণ্ডল। উষ্ণতা বাড়তে থাকে বলে স্তরটিকে ‘উষ্ণমণ্ডল’ও বলে। এই স্তরে বিভিন্ন গ্যাসের পরিমাণ একই রকমের থাকে না। চারটি সম্পূর্ণ ভিন্ন ভৌত ও রাসায়নিক ধর্মের স্তরকে নিয়ে হেটেরোস্ফিয়ার গঠিত। এদের মধ্যে সবচেয়ে নীচের স্তরটি প্রধানত নাইট্রোজেন অণু দিয়ে গঠিত বলে এর নাম ‘আণবিক নাইট্রোজেন স্তর’, যা প্রায় 200 কিমি উচ্চতা পর্যন্ত অবস্থিত। 200 থেকে প্রায় 1120 কিমি রয়েছে অক্সিজেন সমৃদ্ধ স্তর, যাকে ‘পারমাণবিক অক্সিজেন স্তর’ বলে। 1120 কিমি থেকে প্রায় 3520 কিমি পর্যন্ত রয়েছে আয়নিত হিলিয়াম সমৃদ্ধ ‘হিলিয়াম স্তর’। এর উপরে আছে আয়নিক হাইড্রোজেন অণু সমৃদ্ধ ‘হাইড্রোজেন স্তর’, যা বায়ুমণ্ডলের বহিঃসীমা পর্যন্ত বিস্তৃত। গ্যাসগুলির ওজন অনুসারে এই গ্যাসীয় স্তরগুলি পরপর সজ্জিত হয়েছে। নাইট্রোজেন সবচেয়ে ভারী বলে নীচের দিকে এবং হাইড্রোজেন হাল্কা বলে সবচেয়ে উঁচুতে অবস্থিত।

1.4.2 তাপমাত্রার তারতম্যের ভিত্তিতে বায়ুমণ্ডলের শ্রেণীবিন্যাস

একসময় মানুষ কেবলমাত্র বায়ুমণ্ডলের নীচের অংশ সম্পর্কে জানার ব্যাপারে উৎসাহী ছিল। কিন্তু বিংশ শতাব্দীর শুরুতে এরোপে-ন ও রেডিও আবিষ্কারের পর বায়ুমণ্ডলের উপরের অংশ সম্পর্কে জানার প্রয়োজন বেড়ে যায়। বেলুন, এরোপে-ন, রকেট, শব্দ-তরঙ্গ, স্পুটনিক, উপগ্রহ প্রভৃতির সাহায্যে উর্ধ্বাকাশ সম্পর্কে অনেক তথ্য জানা সম্ভব হয়। আন্তর্জাতিক জিওফিজিক্যাল বর্ষে (1957 - 62) বিভিন্ন গবেষণার মাধ্যমে বায়ুমণ্ডল সম্পর্কিত নানা গুণত্বপূর্ণ ও নতুন তথ্য ধরা পড়ে। Teisserene de Bort, Sir Napier Shaw, Picardy, Kennelly, Heaviside, Ferrel প্রভৃতি খ্যাতনামা আবহ বিজ্ঞানীরা বায়ুমণ্ডলের গুণ বিষয়গুলি সম্পর্কে অনেক গুণত্বপূর্ণ তথ্য প্রকাশ করেছেন।

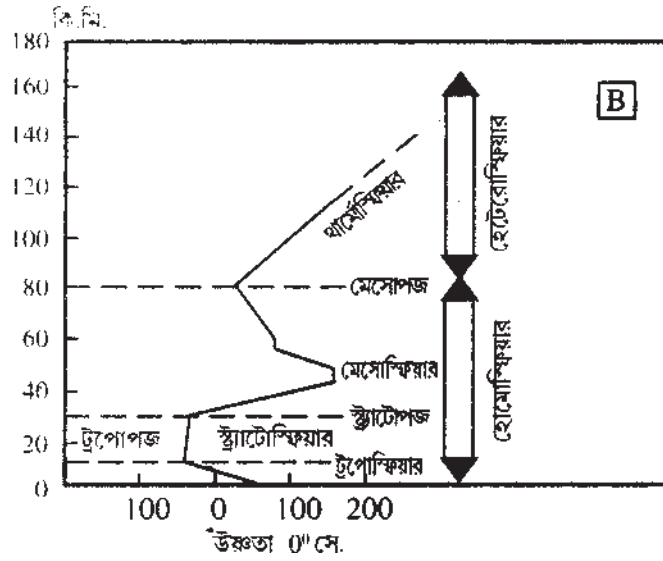
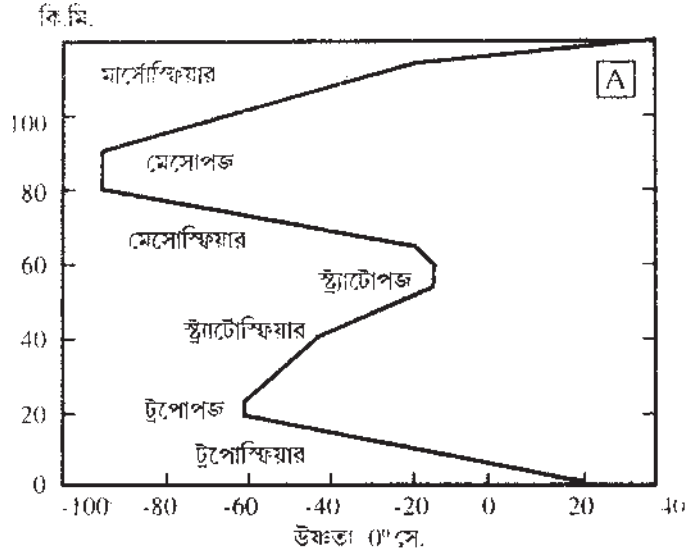
পৃথিবীর বায়ুমণ্ডল অনেকটা গোলাকার খোলসের মত কয়েকটি স্তরে বিভক্ত। প্রতিটি স্তরে কিছু নির্দিষ্ট বৈশিষ্ট্য দেখা যায়। স্তরগুলি পরস্পর বিচ্ছিন্ন নয় এবং এক স্তর থেকে অন্যস্তরে এদের বৈশিষ্ট্য ধীরে ধীরে পরিবর্তিত হয়।

জলবায়ুবিদ Petterson বায়ুমণ্ডলে পাঁচটি প্রধান স্তরে বিভক্ত করেছেন। যথা — i) ট্রোপোস্ফিয়ার(ii) স্ট্র্যাটোস্ফিয়ার(iii) ওজনোস্ফিয়ার(iv) আয়নোস্ফিয়ার ও v) এক্সোস্ফিয়ার।

প্রধানত তাপমাত্রা ও বায়ুচাপের তারতম্য অনুসারে বায়ুমণ্ডলকে উল্লম্বভাবে ছয়টি স্তরে বিভক্ত করা যায়। যথা i) ট্রোপোস্ফিয়ার, ii) স্ট্র্যাটোস্ফিয়ার, iii) মেসোস্ফিয়ার, iv) থার্মোস্ফিয়ার (আয়নোস্ফিয়ার) v) এক্সোস্ফিয়ার ও vi) ম্যাগনেটোস্ফিয়ার। এদের মধ্যে প্রথম তিনটি নিম্ন বায়ুমণ্ডলের ও পরের দুটি উচ্চ বায়ুমণ্ডলের অন্তর্ভুক্ত। স্তরগুলির কিছু বৈশিষ্ট্য উল্লেখ করা হলো।

i) ট্রোপোস্ফিয়ার :— ভূপৃষ্ঠের কাছে বায়ুমণ্ডলের সবচেয়ে নীচের স্তরটি ট্রোপোস্ফিয়ার নামে পরিচিত।

‘ট্রোপো’ (Tropo) কথাটির অর্থ পরিবর্তনশীল, আর ‘স্ফিয়ার’ (Sphere) কথাটির অর্থ মণ্ডল। অর্থাৎ ট্রোপোস্ফিয়ার বলতে ‘সদা পরিবর্তনশীল মণ্ডল’ বোঝায়। বায়ুর এই স্তরে কুয়াশা, মেঘ, বৃষ্টিপাত, ঝড় প্রভৃতির সৃষ্টি হয়। স্তরটির গড় উচ্চতা 14 কিমি হলেও নিরীক্ষণ অঞ্চলে এর উচ্চতা প্রায় 16 কিমি এবং দুই মে(প্রদেশে) প্রায় 6 - 8 কিমি। ট্রোপোস্ফিয়ারে উচ্চতা বৃদ্ধির সাথে সাথে উষ্ণতা কমে যায়। উষ্ণতা হ্রাসের এই হার প্রতি 1000 মিটারে প্রায় 6.4° সেঃ। মধ্য অ(ংশে) এই স্তরের উর্ধ্ব সীমানায় তাপমাত্রা হল প্রায় -57° সেঃ থেকে -60° সেঃ। স্তরটিতে বায়ুর ঘনত্বও খুব বেশি। বায়ুমণ্ডলের সব আবহাওয়া - প্রক্রিয়া, উর্ধ্বগামী বায়ুস্রোত, বায়ুর আলোড়ন, ঘূর্ণি, পরিচলন প্রক্রিয়া প্রভৃতির শেষ সীমা হলো ট্রোপোপজ। বায়ুমণ্ডলের প্রায় তিন চতুর্থাংশ গ্যাসীয় পদার্থ ও প্রায় সব এরোসল এই স্তরটিতে অবস্থান করে। সাধারণত শীতের চেয়ে গ্রীষ্ম ঋতুতে ট্রোপোস্ফিয়ারের উচ্চতা



চিত্র 1.1 - বায়ুমণ্ডলের স্তরবিন্যাস — A) বেরি ও চোরলে-এর মতানুসারে
B) এ. এন. স্ট্রলার-এর মতানুসারে

বৃদ্ধি পায়। অর্থাৎ এই স্তরের উচ্চতা অংশ ও ঋতুর ভিত্তিতে পরিবর্তিত হয়। এর জন্য একটি বৈশিষ্ট্য হলো এই যে, এখানে উচ্চতা বৃদ্ধির সাথে বায়ুর গতিবেগ বাড়ে এবং সর্বোচ্চ অংশে এর গতিবেগ হয় সবচেয়ে বেশি।

ট্রোপোপজ :— ট্রোপোস্ফিয়ারের যে সীমারেখা পর্যন্ত তাপমাত্রা সমধর্মী হয়, সেই সীমারেখাটিকে ট্রোপোপজ বলে অর্থাৎ ট্রোপোপজ হলো ট্রোপোস্ফিয়ারের উর্ধ্বসীমা। ট্রোপোপজ প্রায় 1.5 মি গভীর এবং

নির(রেখায় ও মে(প্রদেশ এর উচ্চতা যথাত্রমে 17 কিমি ও 9 - 10 কিমি। ট্রপোপজের উচ্চতার ঋতুভিত্তিক পার্থক্যও দেখা যায়। নির(রেখায় জানুয়ারি ও জুলাইয়ের উচ্চতা হয় 17 কিমি এবং তাপমাত্রা -70° সেঃ। কিন্তু 45° উঃ অ(ংশে জানুয়ারি ও জুলাই মাসে ট্রপোপজের উচ্চতা যথাত্রমে 12.5 কিমি (-58° সেঃ) এবং 15 কিমি (-60° সেঃ) হয়। মধ্য অ(ংশে জঙ্গী বাতাস (Jet stream) ট্রপোস্ফিয়ারের উর্ধ্ব ওঠে এবং ট্রপোপজের উচ্চতারও পার্থক্য ঘটে। ট্রপোপজ নির(রেখা থেকে মে(র দিকে ত্র(মশ ঢালু হয়। ত্র(স্তীয় অঞ্চল ট্রপোপজের অবস্থান স্বচ্ছ হলেও মে(প্রদেশ তা স্বচ্ছ নয়।

ii) স্ট্র্যাটোস্ফিয়ার:— ট্রপোপজের উপরে অবস্থিত এই স্তরটির উচ্চতা ও ঘনত্ব সম্পর্কে মতভেদ থাকলেও সাধারণভাবে বলা হয় যে, এটি 12 - 50 কিমি পর্যন্ত বিস্তৃত স্ট্র্যাটোস্ফিয়ারের নীচের দিকে তাপমাত্রা কিছুটা নিশ্চল থাকলেও উপরের দিকে (20 কিমির উর্ধ্ব) উচ্চতা বাড়ার সাথে উষ্(তা বাড়ে। প্রায় 50 কিমি উচ্চতায় তাপ হয় সর্বোচ্চ (প্রায় 0° সেঃ)। অনেক বিজ্ঞানী এই স্তরকে ‘সমতাপ অঞ্চল’ বলেছেন, কিন্তু অধিকাংশ বিজ্ঞানী এই মতকে সমর্থন করেননি।

স্ট্র্যাটোস্ফিয়ারে বায়ু হল পাতলা, স্বচ্ছ, শীতল ও শুষ্ক। এই স্তরে কোন প্রধান আবহাওয়া সংক্রান্ত বিষয় না থাকলেও স্তরটির নীচের দিকে দুর্বল বায়ুপ্রবাহ ও সিরাস মেঘ দেখতে পাওয়া যায়। বায়ুর ঘনত্ব কম থাকায় সামান্য তাপশোষণ ও এখানকার বায়ুকে উত্তপ্ত করে। স্তরটিতে তাপ বাড়ার অন্য কারণটি হলো ওজোন গ্যাস সমৃদ্ধ স্তরের অবস্থান। ওজোন সূর্যের অতিবেগুনী রশ্মিকে শোষণ করে ও বায়ুকে উত্তপ্ত করে। 15 থেকে 35 কিমি উচ্চতার মধ্যে ওজোন গ্যাস বেশি পরিমাণে কেন্দ্রীভূত হলেও প্রায় 80 কিমি উচ্চতা পর্যন্ত কিছু ওজোন পাওয়া যায়। ওজোন সমৃদ্ধ নিম্ন স্ট্র্যাটোস্ফিয়ারকে ‘ওজোন-মণ্ডল’ বলে। ওজোনের ঘনত্ব সবচেয়ে বেশি হয় 22 কিমি উচ্চতায়। গ্রীষ্মকালে স্ট্র্যাটোস্ফিয়ারের উষ্(তার বৃদ্ধি চলতে থাকে মে(অঞ্চল পর্যন্ত, কিন্তু শীতকালে এই স্তরের 50° - 60° অ(ংশের মধ্যকার অঞ্চলটি হলো উষ্(তম। 60° অ(ংশ থেকে মে(পর্যন্ত উষ্(তা আবার কমে যায়। এই সময় মধ্য স্ট্র্যাটোস্ফিয়ারে গড় তাপমাত্রা থাকে প্রায় -80° সেঃ। দুই মে(অঞ্চলে স্ট্র্যাটোস্ফিয়ারের গভীরতা হয় সবচেয়ে বেশি। ট্রপোস্ফিয়ার এর উচ্চতার উপর স্ট্র্যাটোস্ফিয়ার-এর উচ্চতা নির্ভর করে, কারণ মে(অঞ্চলের তুলনায় নির(ীয় অঞ্চলে ট্রপোস্ফিয়ারের উচ্চতা বেশি। স্ট্র্যাটোস্ফিয়ারে মে(অঞ্চলের তুলনায় নির(ীয় অঞ্চলে তাপমাত্রা কম হয়, যা ট্রপোস্ফিয়ারের ঠিক বিপরীত। অনেক সময় স্তরটির 25 কিমি উচ্চতায় মে(অঞ্চলের শীতকালে হঠাৎ তার বেড়ে -80° সেঃ থেকে -40° সেঃ হয়। এই ঘটনাকে উল্লপ বিস্ফোরণ (Explosive Warming) বলে।

বৃষ্টিপাত, ঝড়ঝঞ্ঝা, মেঘ প্রভৃতি না থাকায় শান্তমণ্ডলটি (স্ট্র্যাটোস্ফিয়ার) তীব্র গতি সম্পন্ন জেট বিমানের চলাচলের পক্ষে অত্যন্ত উপযুক্ত ও নিরাপদ।

স্ট্র্যাটোপজ :— স্ট্র্যাটোস্ফিয়ারের উর্ধ্বসীমানায় অবস্থিত প্রান্তিক স্তরের নাম স্ট্র্যাটোপজ। এর উপরে তাপমাত্রা দ্রুত কমতে থাকে।

iii) মেসোস্ফিয়ার :— স্ট্র্যাটোপজের পর থেকে শু(হয় মেসোস্ফিয়ার। এই স্তরটির বিস্তার 50 কিমি থেকে প্রায় 80 কিমি এবং স্তরটি উচ্চ বায়ুমণ্ডলের অন্তর্গত। এখানে তাপ কমতে কমতে 80 কিমি উচ্চতায় তাপমাত্রা হয় প্রায় -83° সেঃ। উচ্চতর বৃদ্ধির সাথে তাপমাত্রা কমে এবং স্তরটিতে কিছু জলীয় বাষ্পের অনুপ্রবেশ ঘটায় এখানে মেঘের সঞ্চয় হয়। উচ্চ অংশের মেসোস্ফিয়ারে গ্রীষ্মকালে 'নকটিলুসেন্ট' মেঘ দেখা যায়। বেশি উচ্চতায় উল্কাপিণ্ডজাত ধূলিকণা ও উর্ধ্বমুখী বায়ুর পরিচলন স্রোত মেঘ তৈরিতে সাহায্য করে। এই স্তরে বায়ুর চাপ খুবই কম হয়। 50 কিমি উচ্চতায় বায়ুচাপ। মিলিবার থেকে কমে গিয়ে 80 কিমি উচ্চতায় হয় মাত্র 0.01 মিলিবার।

মেসোস্ফিয়ারের নীচের অংশে কিছু ওজোন গ্যাসকে কেন্দ্রীভূত হতে দেখা যায়। মহাকাশ থেকে ধেয়ে আসা উল্কাপিণ্ডগুলি এই শীতল স্তরটিতে এসে নিভে ছাই হয়ে যায়। আয়নমণ্ডলের সর্বনিম্ন 'D' স্তরটি (60 - 99 কিমি) মেসোস্ফিয়ারের নীচের দিকে অবস্থান করে।

মেসোপজ :— মেসোস্ফিয়ারের সর্বোচ্চ অংশে যেখানে উষ(তা আর কমে না বা স্থির থাকে, সেখানে একটি প্রান্তিক স্তর দেখা যায়, যার নাম মেসোপজ। এর উপরে উষ(তা আবার বৃদ্ধি পায়। প্রকৃতপক্ষে এই মেসোপজই হলো হোমোস্ফিয়ার বা সমমণ্ডলের শেষ সীমা। এর পরেই শু(হয় হেটেরোস্ফিয়ার বা বিষমমণ্ডল।

iv) থার্মোস্ফিয়ার :— মেসোপজের উপরে বায়ুমণ্ডলের ঘনত্ব ত্র(মশ পাতলা হয়ে যায়। এই স্তরে উচ্চতা বৃদ্ধির সাথে তাপমাত্রা দ্রুত বাড়তে থাকে এবং প্রায় 200 কিমি উচ্চতায় তাপমাত্রা বেড়ে হয় 700° সেঃ। তাপমাত্রা বেশি বলে স্তরটির নাম থার্মোস্ফিয়ার (Thermo = উষ(তা, Sphere = মণ্ডল)। বায়ুমণ্ডলে এই স্তরের ব্যাপ্তি মেসোপজ থেকে 500 কিমি উচ্চতা পর্যন্ত হয়। সাধারণ থার্মোমিটার দিয়ে এই স্তরের তাপ পরিমাণ করা প্রায় অসম্ভব, কারণ কম ঘনত্ব বিশিষ্ট বলে এখানকার গ্যাসগুলি খুবই হালকা হয়ে যায়। অক্সিজেন পরমাণুগুলি সূর্যের অতিবেগুনী রশ্মিকে শোষণ করার ফলে উচ্চতা বৃদ্ধির সাথে উষ(তাও বেড়ে যায়। প্রায় 350 কিমি উচ্চতায় তাপমাত্রা বেড়ে হয় প্রায় 1000° সেঃ। স্তরটির উপরকার এই অংশে উষ(তার প্রাত্যহিক ও ঋতুভিত্তিক পরিবর্তন ঘটে থাকে। স্তরটির নীচের অংশটি নাইট্রোজেন অণু (N_2), অক্সিজেন পরমাণু (O) এবং অক্সিজেন অণু (O_2) দিয়ে গঠিত। অবশ্য 200 কিমি এর বেশি উচ্চতায় অক্সিজেন পরমাণুর প্রাধান্য দেখা যায়। প্রায় 100 কিমি উচ্চতায় এক্স রশ্মি (X-Ray) ও অতিবেগুনি রশ্মির (UV-Ray) প্রাধান্য রয়েছে। আয়নিকরণ প্রক্রিয়ায় অক্সিজেন পরমাণু ও নাইট্রোজেন অণু বিভাজিত হয়ে ইলেকট্রনে পরিণত হয়। দুই মে(অঞ্চলে 300 কিমি উচ্চতা

থেকে যখন ইলেকট্রনগুলি নীচে (৪০ কিমি) নেমে আসে তখন আলোপ্রভা সৃষ্টি করে। উচ্চ অংশে এই আলোকপ্রভা প্রায় ১০০০ কিমি উচ্চতা পর্যন্ত দেখা যায়। ৪০ কিমি থেকে প্রায় ১০০০ কিমি উচ্চতা পর্যন্ত অঞ্চলে ইলেকট্রন এবং ঋণাত্মক ও ধনাত্মক আয়নগুলির ঘনসন্নিবেশ নজরে আসে। তাই এই অঞ্চলকে ‘আয়নোস্ফিয়ার’ বলে। অনেকের মতে ১০০ থেকে ৩০০ কিমি পর্যন্ত, আবার কারো কারো মতে ৪০ থেকে ৬৪০ কিমি পর্যন্ত অঞ্চল আয়নোস্ফিয়ারের অন্তর্গত। আয়নমণ্ডল বিদ্যুতের সুপরিবাহী এবং বেতার প্রেরিত তরঙ্গের শব্দতরঙ্গ এই স্তরে বাধা পেয়ে ভূপৃষ্ঠে ফিরে আসে বলে বেতারে আমরা অনুষ্ঠান শুনতে পাই। আয়নমণ্ডল আবার ইলেকট্রনের ঘনত্বের ভিত্তিতে D, E, F, G ও H — এই পাঁচটি উপস্তরে বিভক্ত। সূর্য থেকে আগত এক্স ও অতিবেগুনী রশ্মিকে বাধা দিয়ে এই স্তর জীবকুলকে রক্ষা করে।

v) এক্সোস্ফিয়ার :— বায়ুমণ্ডলের এই স্তরটি ভূপৃষ্ঠ থেকে অনেক উচ্চতায় অবস্থিত। প্রকৃতপক্ষে স্তরটি সম্পর্কে আমরা খুবই কম জানতে পেরেছি। এখানকার বায়ুমণ্ডলে অণু, পরমাণুর ঘনত্ব ত্রিশ কমে যায় এবং তা খুব পাতলা হয়ে পড়ে। বায়ুমণ্ডলকে এখানে অনেকটা নীহারিকার মত মনে হয়। যে অংশ থেকে গ্যাসীয় অণু-পরমাণু মহাশূন্যে বিলীন হয় সেই অঞ্চলকে এক্সোস্ফিয়ার বলে। সঠিকভাবে সিদ্ধান্তে না আসা গেলেও এই স্তরের উচ্চতা সাধারণভাবে ৫০০ কিমি থেকে ১০০০ কিমি পর্যন্ত ভাবা হয়। গ্যাসীয় অণুগুলির অধিকাংশ এই অংশে আয়নিক অবস্থায় থাকে। নিরপেক্ষ হিলিয়াম, হাইড্রোজেন পরমাণু ও অক্সিজেন পরমাণু মহাশূন্যে চলে গেলে এখানে গ্যাসীয় অণুপরমাণুর ঘাটতি দেখা যায়। স্তরটির বাইরের অংশে তাপমাত্রা হয় প্রায় ৫৫৬৪° সেঃ। তবে এই তাপমাত্রা ভিন্ন ধরনের এবং কখনো তা অনুভূত হয় না।

vi) ম্যাগনেটোস্ফিয়ার :— এক্সোস্ফিয়ারের উপরে যে স্তরটি রয়েছে তার নাম ম্যাগনেটোস্ফিয়ার। এই অংশে এক্সোস্ফিয়ার এসে অসীম আন্তঃগ্রহের গ্যাসীয় মণ্ডলের সাথে মিশেছে। এর পরিসীমা মোটামুটি প্রায় দশটি পৃথিবীর ব্যাসার্ধের সমান (৬৪,০০০ কিমি)। এই স্তরের যে অংশে চুম্বকীয় কর্মকাণ্ড থেমে যায়, তাকে বলে ‘ম্যাগনেটোপজ’। তবে এই অংশটি সম্পর্কে খুব কমই জানা যায়। সূর্য থেকে ‘সৌর বায়ু’ রূপে আগত হাইড্রোজেন ও হিলিয়াম প্রায় সমসংখ্যক ইলেকট্রন ও প্রোটন সহ বাইরের দিকে ছুটে গিয়ে ম্যাগনেটোস্ফিয়ারে ধরা পড়ে। নিরপেক্ষ অঞ্চলে দুটি ঘন বলয়ে এগুলি অবস্থান করে। ভূপৃষ্ঠ থেকে ৩,০০০ – ১৬,০০০ কিমি উচ্চতায় থাকা এই দুটি বলয় ‘ভ্যান অ্যালেন বিকিরণ বলয়’ নামে পরিচিত। এদের আকৃতি ও অবস্থান পৃথিবীর চৌম্বক ত্রুণ্ড ও তার শক্তির সাথে সম্পর্কিত। পৃথিবী ও আন্তঃগ্রহমণ্ডলীয় মহাকাশের শেষ সীমা হলো ম্যাগনেটোপজ। পৃথিবীর আবহমণ্ডল প্রায় ৪০,০০০ কিমি উচ্চতায় সৌর আবহমণ্ডলে মিশে যায়।

অনুশীলনী-৩

১. বায়ুমণ্ডল সম্পর্কিত জ্ঞানলাভে আধুনিক প্রযুক্তির অবদান কি?
২. বায়ুমণ্ডলের স্তরবিন্যাস বলতে কি বোঝেন?

1.5 ওজোন (O₃) স্তরের গুরুত্ব

বর্তমানে পরিবেশের একটি গুরুত্বপূর্ণ সমস্যা হলো ওজোন স্তরের (য়। ফলে এই স্তরের গঠন, গু(ত্ব, (য়জনিত সমস্যা এবং সংর(ণের উপায় সম্পর্কে সম্যক জ্ঞান থাকা অত্যন্ত প্রয়োজন।

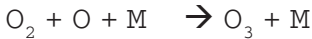
1.5.1 সংজ্ঞা, গঠন ও প্রকৃতি

প্রথমেই জানা যাক ‘ওজোন’ (O₂) কি? ‘ওজোন’ হলো অক্সিজেনের একটি তিন পরমাণুবিশিষ্ট আইসোটোপ অথবা কেবলমাত্র অক্সিজেনের একটি তিন পরমাণুবিশিষ্ট রূপ (O₃) যা একধরনের হাল্কা নীল ও তীব্র গন্ধযুক্ত, উত্তেজক গ্যাস। ওজোন একটি শক্তিশালী জারক, যা বেশি পরিমাণে থাকলে বিস্ফোরণের মাধ্যমে বিয়োজিত হয়ে থাকে। ওজোন গ্যাসের সৃষ্টি ও ধ্বংস একটি সুদীর্ঘ ভৌত ও রাসায়নিক প্রক্রিয়ার অঙ্গ বলে এই গ্যাসের পরিমাণ সব উচ্চতায় সমান নয়। বায়ুমণ্ডলে থাকা অক্সিজেনের পরমাণুর (O₂) সাথে একটি স্বতন্ত্র অক্সিজেন অণু যুক্ত(হলে ওজোন (O₂ + O = O₃) গঠিত হয়।

ট্রপোস্ফিয়ারের উর্ধ্বে অবস্থানকারী স্ট্রাটোস্ফিয়ারের মধ্যে (10 - 50 কিমি) রয়েছে ওজোন গ্যাসের একটি অতি পাতলা স্তর। তবে প্রধানত 12 - 35 কিমি উচ্চতার মধ্যে ওজোন গ্যাসের সবচেয়ে বেশি কেন্দ্রীভবন ঘটে দেখা যায় এবং এই কারণে এই অংশটিকে ‘ওজোনমণ্ডল’ বলে। অনেকে আবার 25 কিমি উচ্চতায় ওজোনের সর্বাধিক কেন্দ্রীভবনের কথা বলে থাকেন। ওজোনমণ্ডলের সর্বত্র আবার গ্যাসটির পরিমাণ সমান নয়, কারণ ওজোনের যেমন সৃষ্টি হয়, তেমনি তা ধ্বংস হয় বা ভেঙে যায় অর্থাৎ ওজোন গ্যাসের সৃষ্টি ও ধ্বংস হলো ধীর ও অবিরাম প্রাকৃতিক প্রক্রিয়া। অক্সিজেন অণুগুলি বায়ুমণ্ডলের 80 - 100 কিমি উচ্চতায় ভেঙে যায় যা বিচ্ছিন্ন হয় প্রধানত সূর্যের অতিবেগুনী রশ্মির দ্বারা অথবা অক্সিজেনের মধ্যে বৈদ্যুতিক শক্তির মিশ্রণের ফলে অথবা নিম্ন উপায়ে ট্রপোস্ফিয়ারে বজ্রবিদ্যুৎসহ ঝড়ের সময় O₂ → O + O

উপরিউক্ত উপায়ে অক্সিজেন (O₂) দুটি আলাদা অক্সিজেন পরমাণুতে পরিণত হয়। বিচ্ছিন্ন অক্সিজেন পরমাণু (O₂) পরে অক্সিজেন অণুর (O₂) সাথে যুক্ত(হয়ে O₃ বা ওজোন গঠিত হয়।

যথা - O₂ + O → O₃ (ওজোন)



যেখানে M বলতে অক্সিজেন অণুর (O₂) সাথে কোন স্বতন্ত্র অণু বা পরমাণুর সংঘর্ষে সৃষ্ট শক্তি(এবং গতির ভারসাম্যকে বোঝায়। বলা যেতে পারে যে, তিনটি পরমাণুর মধ্যে সংঘর্ষ অথবা অক্সিজেনের (O₂) সাথে কোন তৃতীয় পরমাণুর সংঘর্ষ 80 থেকে 100 কিমি উচ্চতায় প্রতিদিনকার নিয়মিত বা স্বাভাবিক প্রক্রিয়া নয় (যদিও O₂ মাঝে মধ্যে ভেঙে যায় এবং স্বতন্ত্র অণু বা পরমাণু গঠন করে) কারণ

বায়ুমণ্ডলের এই অংশে গ্যাসসমূহের ঘনত্ব খুবই কম এবং বায়ুমণ্ডলে এই ধরনের সংঘর্ষ বিশেষত 35 কিমি উচ্চতার নীচে খুব কম হয়। এর কারণ হলো এর চেয়ে বেশি উচ্চতায় সূর্যের অতিবেগুনী রশ্মির বেশির ভাগ অংশ শোষিত হয়ে যায়। ফলে সমুদ্রপৃষ্ঠ থেকে 30 - 60 কিমি উচ্চতায় তিনটি পরমাণুর সংঘর্ষের ফলে সূর্যলোকের Photochemical বা আলোক-রাসায়নিক বিক্রিয়ার মাধ্যমে O_3 গ্যাসের উৎপত্তি বেশি হয়। অন্য একটি গু(ত্বপূর্ণ বিষয় হলো এই যে, 35 কিমি উচ্চতায় 'ওজোন মিশ্রণ অণুপাত' (প্রতি একক শুষ্ক বায়ুর ভরে ওজোন গ্যাসের ভর) সর্বাধিক, কিন্তু 20 - 25 কিমি উচ্চতায় ওজোনের ঘনত্ব সবচেয়ে বেশি হয়। এর প্রধান কারণ হলো বায়ুমণ্ডলের উর্ধ্বাকাশের কিছু বায়ুপ্রবাহ ওজোন গ্যাসকে নীচের দিকে বহন করে নিয়ে 12 - 35 কিমি উচ্চতায় সঞ্চার করে।

ওজোন স্তর সম্পর্কে অন্য একটি গু(ত্বপূর্ণ বিষয় হলো এই যে, স্ট্র্যাটোস্ফিয়ারের বেশির ভাগ ওজোন উৎপাদিত হয় ত্রি(তীয় অঞ্চলে, যেখান থেকে কিছু পরিমাণ গ্যাস বায়ুর দ্বারা দুই মে(অঞ্চলে বাহিত হয়। ওজোন (O_3) অনেক সময় আবার এক স্বতন্ত্র পরমাণুর সাথে সংঘর্ষের ফলে অক্সিজেন অনুতে নিম্নলিখিত উপায়ে রূপান্তরিত হয় — $O_3 + O \rightarrow O_2 + O_2$

সূর্যালোকের দ্বারা Photochemical বা আলোক-রাসায়নিক প্রক্রিয়াসমূহের মাধ্যমেও ওজোন গ্যাস অক্সিজেনে রূপান্তরিত হয়।

স্ট্র্যাটোস্ফিয়ারের ওজোন সবসময়েই তৈরি বা বিনষ্ট হচ্ছে। অতিবেগুনী সৌররশ্মির বিশেষ অংশে (তরঙ্গ দৈর্ঘ্য 242 ন্যানোমিটারের কম) এখানকার অক্সিজেন অণুকে (O_2) ভেঙে দুটি অক্সিজেন পরমাণু ($O+O$) তৈরি করে এবং এই অতিক্রিয়াশীল অক্সিজেন পরমাণু (O) অন্য ত্রি(য়াশীল অক্সিজেন অণুর (O_2) সাথে যুক্ত হয়ে ওজোন অণু ($O+O_2 = O_3$) তৈরি করে। এই O_3 বা ওজোন আবার UV রশ্মির আর একটি অংশের (তরঙ্গ দৈর্ঘ্য 230 - 290 ন্যানোমিটার) প্রভাবে ভেঙে যায় এবং একটি ওজোন অণু (O_3) থেকে নির্গত হয় একটি অক্সিজেন অণু (O_2) ও একটি অক্সিজেন পরমাণু (O)। অর্থাৎ সবসময় স্ট্র্যাটোস্ফিয়ারে ওজোনের ভাঙাগড়া চলে এবং UV রশ্মি সমস্ত চক্র(টির (cycle) মধ্য দিয়ে শোষিত হয়। (Photochemical) বা আলোক রাসায়নিক প্রক্রিয়ার মাধ্যমে অবিরাম অক্সিজেন থেকে ওজোনে এবং ওজোন থেকে আবার অক্সিজেনে রূপান্তরের ফলে বায়ুমণ্ডলে ওজোন গ্যাসটির সমতা বা ভারসাম্য বজায় থাকে, যদি না মানুষের অবিবেচনা প্রসূতকাজকর্মের জন্য এই ভারসাম্য নষ্ট হয়।

1.5.2 ওজোন স্তরের গুরুত্ব

যদিও বায়ুমণ্ডলের মোট প্রায় 8 মিঃ গ্যাসীয় গভীরতার (সমুদ্র সমতলের তাপ ও চাপে সম্পূর্ণ বায়ুমণ্ডলকে চাপ দিয়ে সংকুচিত করলে) মধ্যে ওজোন স্তরের ঘনত্ব মাত্র 3 - 4 মিঃ। তবুও এই গ্যাসীয় স্তরটি জীবমণ্ডলে বসবাসকারী সমস্ত জীবের প্রাণর(কারী একটি আবরণ বা আচ্ছাদন হিসাবে কাজ করে। ওজোন স্তরটি সূর্য থেকে আগত অতিবেগুনী রশ্মির (UV-ray) পথে অবস্থান করে বাস্তুতন্ত্রের

মানুষ, জীবজন্তু, উদ্ভিদ ও সূক্ষ্মাতিসূক্ষ্ম প্রাণীগুলিকে তার (তিকর প্রভাব থেকে রক্ষা করে। তাই এই স্তরটি 'পৃথিবীর ছাতা' নামে পরিচিত।

বায়ুমণ্ডলে ওজোন (O_3) দু'রকমের ভূমিকা পালন করে। স্ট্র্যাটোস্ফিয়ারে এই উপস্থিতি (স্বাভাবিক মাত্রা — 1 p.p.m.)। গোটা প্রাণীজগতের কাছে খুব মঙ্গলজনক, কারণ এই গ্যাসটি মারাত্মক (তিকর UV-B রশ্মিকে বাধা দেয় ও শোষণ করে। আবার নিম্ন বায়ুমণ্ডলে ওজোনের মাত্রা খুব বেশি হলে তা প্রাণীদেহের (তিসাধন করে। এর স্বাভাবিক মাত্রা গড়ে 0.04 p.p.m. হলেও ভূপৃষ্ঠ সংলগ্ন দূষিত বাতাসে প্রায় 0.70 p.p.m. পর্যন্ত ওজোনের সন্ধান পাওয়া যায়।

বেশিমাত্রায় এই গ্যাসের অণুগুলি জীবদেহের শারীরবৃত্তীয় কাজে লিপ্ত হলে নানা জৈবিক অণুকে বিনষ্ট করে এবং দেহের রোগ প্রতিরোধ (মতা নষ্ট করে দেয়। বায়ুতে ওজোনের মাত্রা 0.14 হলে সুস্থ মানুষ অসুস্থ হয়ে যেতে পারেন। এর ফলে মনুষ্যদেহে গা-বমি, মাথাধরা প্রভৃতি এবং অন্যান্য প্রাণীদেহে রক্ত(রণ, গা ফোলা প্রভৃতি এবং উদ্ভিদ পত্র (ত প্রভৃতি উপসর্গগুলি দেখা দিতে পারে।

সূর্য থেকে আগত অতিবেগুনী রশ্মি মানবদেহে ক্যানসার, চর্মরোগ ও চুরোগের প্রকোপ বাড়ায়, রোগ-প্রতিরোধ (মতা কমায়, ডি.এন.এ অণুর কাজ ব্যাহত করে, প্রাণীদেহের স্বাভাবিক বিকাশ কমায়, গাছের সালোকসংশ্লেষের মাত্রা কমায় এবং এমনকি সমুদ্রজলে প-এংকটনের সংখ্যা কমায়। ফলে জীবকুলের (তিসাধক এই অতিবেগুনী রশ্মির (UV-B ray) পথে বাধা সৃষ্টিকারী ওজোন গ্যাস পৃথিবীর প্রতিটি জীবের কাছে একটি অতি গু(ত্বপূর্ণ উপাদান।

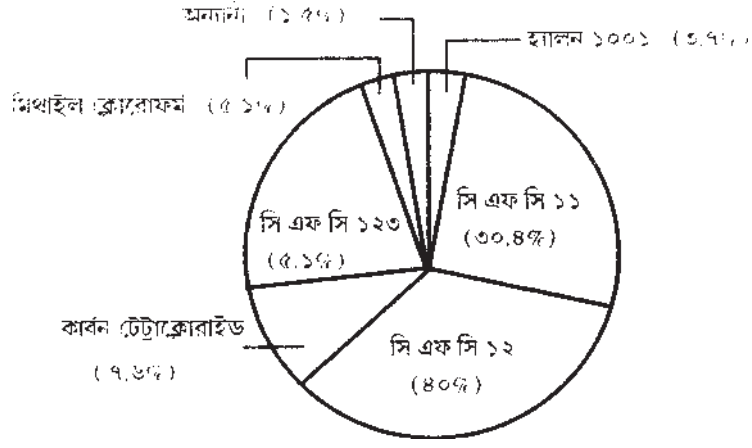
1.5.3 ওজোন স্তরের ক্ষয় — একটি অন্যতম পরিবেশ সংক্রান্ত বিষয়

সত্তরের দশকের গোড়ার থেকে পরিবেশ বিজ্ঞানীরা তাদের গবেষণাপত্রে ওজোন স্তরের (য়(তির বিষয়ে সুপারসোনিক জেট বিমান থেকে নির্গত নাইট্রোজেন অক্সাইড এবং রকেটের জ্বালানি থেকে নির্গত ক্লোরিনের ভূমিকা সম্পর্কে আলোকপাত করেন। পরে 1974 সালে এই স্তরের (তির ব্যাপারে ক্লোরোফ্লুরোকার্বন বা CFC র ভূমিকার কথা উল্লেখ করেন। অনেক গবেষণার পরে ওজোন বিনষ্ট হবার (েত্রে CFC₁₁ ও CFC₁₂ গ্যাস দুটিকে চিহ্নিত করা হয়। 1984 সালে উপগ্রহ চিত্রের মাধ্যমে কুমে(মহাদেশের উপরে ওজোনস্তরে একটি ছিদ্র বা ওজোনহীন অংশ আবিষ্কৃত হয়, যা 'ওজোন ছিদ্র' (Ozone Hole) নামে পরিচিত। এই ছিদ্রটি 1980 সাল থেকে 1986 সালের মধ্যে 300 ডবসন ইউনিট থেকে বৃদ্ধি পেয়ে প্রায় 490 ডবসন ইউনিটে পরিণত হয়েছে। একটি ব্রিটিশ সার্ভে দল (1985) ও একটি

আন্তর্জাতিক অনুসন্ধানকারী দলের (1987) রিপোর্টের ভিত্তিতে 1987 সালে সেপ্টেম্বর মাসে 35টি দেশের মধ্যে ওজোন (যে সম্পর্কিত ‘মন্ট্রিল চুক্তি’ স্বাক্ষরিত হয়। ‘ইউনাইটেড নেশনস্ এনভায়রনমেন্ট প্রোগ্রাম’-এর (UNEP) বিখ্যাত বিজ্ঞানীদের এবং বিভিন্ন উন্নত দেশগুলির চেম্বার ক্লোরোফ্লুরোকার্বনের (CFC) মত ওজোন (যাকারী রাসায়নিকের উৎপাদন ও ব্যবহার কমানোর বিষয়ে আন্তর্জাতিক চুক্তি সম্পাদিত হয়। প্রকৃতপক্ষে 1988 সালে ‘ওজোন ট্রেড প্যানেল’-এর (NASA OTP) অনুসন্ধান রিপোর্ট প্রকাশের আগে পর্যন্ত অনেকের ধারণা ছিল যে ওজোন (যে একটি স্বাভাবিক, স্থানীয় ও ঋতুগত বিষয়। কিন্তু প্রায় 10টি দেশের 100 জন বিজ্ঞানীদের তৈরি ঐ রিপোর্টে বলা হয় যে, কেবলমাত্র কুমে (মহাদেশে উপরে ওজোন (যে ধারণাটি সঠিক নয় এবং এটি সারা পৃথিবীর কাছে একটি অতি গুরুত্বপূর্ণ ও সার্বজনীন সমস্যা। সাম্প্রতিককালে 1989 সালের 5 - 7 মার্চ রাষ্ট্রসংঘের নির্দেশে প্রায় 150 টি দেশের মন্ত্রী, আমলা, শিল্পপতি, প্রধান বিজ্ঞান সংস্থাগুলির বিজ্ঞানী প্রভৃতি ব্যক্তি (যে একটি ত্রিদিবসীয় আলোচনাচক্র) যোগ দেন যার মূল বিষয় হলো ‘ওজোন স্তরকে রক্ষা করার বিভিন্ন উপায় খুঁজে বার করা।’ উন্নত দেশগুলির সাথে সাথে উন্নয়নশীল দেশগুলিতেও CFC সহ বিভিন্ন রাসায়নিকের উৎপাদন ও ব্যবহার কমানোর বিষয়টি সর্বাধিক গুরুত্ব পেয়েছে।

1.5.4 ওজোন স্তরের ক্ষয় বা ধ্বংসের কারণ

ওজোন স্তরের (যে বা ধ্বংসের (যে প্রধান অপরাধী হলো ক্লোরোফ্লুরোকার্বন (CFC) যা ক্লোরিন, ফ্লোরিন ও কার্বনের এক সরল যৌগ। এই কৃত্রিম রাসায়নিকগুলি মেশিন, এয়ার কন্ডিশনার, রেফ্রিজারেটর প্রভৃতিতে ব্যবহার করা হয়। বর্তমানে বিজ্ঞানীরা CFC₁₁ ও CFC₁₂ — গ্যাস দুটিকে ওজোন ধ্বংসের প্রধান কারণ হিসাবে চিহ্নিত করেছেন। ভূপৃষ্ঠ থেকে CFC গ্যাস স্ট্র্যাটোস্ফিয়ারে বাহিত হয়। CFC থেকে ক্লোরিনকে বিচ্ছিন্ন করা হলে তা জলের সাথে মিশে ওজোনকে (O₃) (যে করে এবং দুটি অংশে (O₂ ও O) ভেঙে দেয়। একটি ক্লোরিন পরমাণু প্রায় এক লক্ষ ওজোন পরমাণুকে ভেঙে ফেলতে সক্ষম বলে মনে করা হয়। ওজোন (যাকারী অন্য গুরুত্বপূর্ণ গ্যাসটি হলো নাইট্রোজেন অক্সাইড, যা প্রায় 18 থেকে 22 কিমি উচ্চতায় উড়তে থাকা সুপারসোনিক জেট বিমানের দেহ থেকে নির্গত হয়। দ্বিতীয় বিশ্বযুদ্ধে ট্যাক্স বিধ্বংসী আগ্নেয়াস্ত্র হ্যালোন (Halon) সমৃদ্ধ ব্রোমিন ব্যবহৃত হয়েছিল। বর্তমানেও আগ্নেয়াস্ত্র নির্মাণে প্রচুর হ্যালোন ব্যবহৃত হয়, যা ওজোন ধ্বংসের জন্য দায়ী আর একটি গ্যাস। মনে করা হয় যে, নব্বই এর দশক থেকে এ পর্যন্ত বায়ুমণ্ডলে CFC এর পরিমাণ বেড়েছে প্রায় 5 শতাংশ। ক্লোরোফ্লুরো কার্বনের মধ্যে সবচেয়ে গুরুত্বপূর্ণ হলো ট্রাইক্লোরোফ্লুরোমিথেন (বাণিজ্যিক নাম Freon 11) ও ডাইক্লোরোফ্লুরোমিথেন (বাণিজ্যিক নাম Freon 12)। কার্বন টেট্রাক্লোরাইড, মিথাইল ক্লোরোফর্ম ইত্যাদি হলো অন্যান্য কয়েকটি ওজোন ধ্বংসকারী গ্যাস।



চিত্র ১.২ ওজোন ধ্বংসকারী গ্যাসগুলির অনুপাত।

১.৫.৫ ওজোন স্তরের ক্ষয় বা ধ্বংসের সম্ভাব্য ফল

ওজোন স্তরের (যজনিত কারণে জীবজগতের উপরে যেসব (তিকর প্রভাবগুলি পড়তে পারে সেগুলি হলো নিম্নরূপ —

- i) ওজোন স্তরের (যের ফলে জীবদেহের পক্ষে হানিকর অতিবেগুনী (UV-B) রশ্মির ভূপৃষ্ঠে পৌঁছানোর সম্ভাবনা বেড়ে যায়।
- ii) UV-B রশ্মি দীর্ঘদিন ধরে চামড়ার উপরে পড়তে থাকলে চামড়ার বিভিন্ন রোগ এমনকি ক্যানসারের পর্যন্ত সৃষ্টি হতে পারে। বিশেষভাবে সাদা চামড়ার মানুষের কাছে UV-B রশ্মি বেশি বিপজ্জনক।
- iii) UV-B রশ্মি মানুষের শারীরিক স্বাভাবিক প্রতিরোধ ব্যবস্থার (immune system) (তি করে। ফলে মানুষের বিভিন্ন ছোঁয়াচে রোগে আক্রান্ত হবার সম্ভাবনা থাকে এবং বিভিন্ন রোগের টিকার বা ওষুধের কার্যকারিতা কমে যায়।
- iv) উষ্ণ (আর্দ্র নিরীক্ষণ অঞ্চলে UV-B রশ্মির আগমনের ফলে তাপমাত্রা আরও বাড়লে মানবদেহের স্বাভাবিক বৃদ্ধি বাধা পাবে ও মানসিক উন্নতি (তিগ্রস্ত হবে।

- v অতিবেগুনী রশ্মির বৃদ্ধি গাছের সালাকসং(-য, জলগ্রহণযোগ্যতা এবং উৎপাদন (মতাকে কমাতে পারে। এর প্রভাবে মাটিতে ফসফরাসের মাত্রা বাড়তে পারে এবং গাছের UV রশ্মির প্রতিরোধ ব্যবস্থা কমে যেতে পারে।
- vi UV রশ্মির প্রভাবে তাপ বাড়লে জলভাগ ও মাটি থেকে বাষ্পীভবনের পরিমাণ বেড়ে যেতে পারে, যার ফলে শস্য শুকিয়ে যাওয়া ও উৎপাদনের পরিমাণ কমে যাওয়া সম্ভব।
- vii UV-B রশ্মি বায়ুমণ্ডলের মধ্য দিয়ে প্রবেশের ফলে Photochemical প্রক্রিয়া বেড়ে যাওয়ায় (তিকর ধোঁয়াশার (smog) সৃষ্টি হতে পারে, যা মানবদেহের (সন প্রক্রিয়াকে প্রভাবিত করে।
- viii UV রশ্মির প্রভাবে সূক্ষ্ম উদ্ভিদ প্-ংকটনগুলি মরে যেতে পারে এবং প্রাণী প্-ংকটনগুলির খাদ্যের অভাব দেখা দিতে পারে। এককথায় এর ফলে সামুদ্রিক খাদ্যশৃঙ্খল (Marine food chain) বিঘ্নিত হবার সম্ভাবনা আছে, যার ফলস্বরূপ সামুদ্রিক প্রাণীদের জীবন বিঘ্নিত হতে পারে।
- ix জলবায়ুর উপরে ও ওজোন (য়ের প্রভাব রয়েছে। UV-B রশ্মির প্রভাবে ভূপৃষ্ঠ সংলগ্ন বায়ুস্তরে তাপমাত্রা বাড়ার সম্ভাবনা আছে। ফলে বাষ্পীভবন, বায়ুচাপ প্রভৃতি উপাদানগুলির পরিবর্তন ঘটতে পারে। আবার উর্ধ্বাকাশের বায়ুমণ্ডলে ওজোন (য়ের ফলে কম পরিমাণ UV-B রশ্মি শোষিত হওয়ার তাপমাত্রা কমে যাওয়া সম্ভব। আবহাওয়ার এই পরিবর্তনে বিধের খরা-বৃষ্টিপাতের চিত্রটিও বদলে যাওয়া সম্ভব।
- x সার্বিকভাবে পৃথিবীর তাপমাত্রা বৃদ্ধির (Global warming) ফলে অ্যান্টার্কটিকা, গ্রীনল্যান্ড প্রভৃতি অঞ্চলের মহাদেশীয় হিমবাহগুলি গলে যেতে পারে এবং এর ফলস্বরূপ সমুদ্রপৃষ্ঠের উচ্চতা বেড়ে গিয়ে বিস্তীর্ণ অঞ্চল সমুদ্রজলে নিমজ্জিত হতে পারে।
- xi স্ট্র্যাটোস্ফিয়ারের ওজোন (য ট্রপোস্ফিয়ারে অ্যাসিড ও হাইড্রোজেন পারঅক্সাইডের মাত্রা বাড়িয়ে অম্লবৃষ্টির (Acid rain) পরিমাণ বাড়ায়।
- xii জীবের বাস্তুতন্ত্রে 'ওজোন (য়' মানুষসহ বিভিন্ন জীবগোষ্ঠীর উপর প্রতিকূল প্রভাব ফেলে এবং বাস্তুতান্ত্রিক অস্থিরতার সৃষ্টি হয়। বাস্তুতন্ত্রের অতি (ুদ্র প্রাণী যেমন, লার্ভা, ছোট পোকামাকড়, প্-ংকটন প্রভৃতি UV-B রশ্মির প্রভাবে (তিগ্রস্ত হয়। কৃষিজমির সূক্ষ্ম প্রাণীগুলি (Micro organism) জমিতে নাইট্রোজেন সংযোজনে (fixation) তাদের সহায়ক ভূমিকা হারিয়ে ফেলে। ফলে সামগ্রিক ভাবে শস্য উৎপাদন কমে যাওয়া সম্ভব। তাপমাত্রা বৃদ্ধি জৈব-বৈচিত্র্য (Biodiversity), জীবের ঘনত্ব ও স্থায়িত্ব বা সৃষ্টিক্রিকে নিয়ন্ত্রণ করে, যা বিভিন্ন ভূ-রাসায়নিক চক্রের (Geochemical cycles) পলল ও রাসায়নিক উপাদানগুলিকে প্রভাবিত করে।

ওজোন (যের বা ধ্বংসের ফলে উপরিউক্ত পরিবর্তনগুলি সামগ্রিকভাবে জীবমণ্ডলীয় বাস্তুতন্ত্রে বাস্তুতান্ত্রিক ভারসাম্য বা সমতাকে বিপর্যয়ের মুখে ঠেলে দিতে পারে।

অনুশীলনী-4

1. 'ওজোন' কি?
2. বায়ুমণ্ডলে কিভাবে ওজোন গ্যাসের সমতা বা ভারসাম্য বজায় থাকে?

1.6 গ্রীন হাউস এফেক্ট বা কাঁচঘর প্রভাব

পৃথিবীর সার্বিক উষ্ণতা বৃদ্ধির (Global warming) পরিপ্রেক্ষিতে এবং সামগ্রিকভাবে বিভিন্ন পরিবেশজনিত সমস্যা সৃষ্টির পরিপ্রেক্ষিতে 'গ্রীন হাউস এফেক্ট' বা 'কাঁচঘর প্রভাব' একটি গু(ত্বপূর্ণ পরিবেশগত বিষয়। তাই এর বিষয়বস্তু ও গু(ত্ব সম্পর্কে বিস্তারিত পাঠ অতি অবশ্য প্রয়োজন।

1.6.1 কাঁচঘর কি?

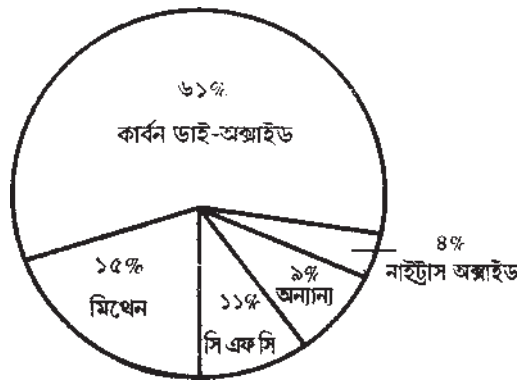
ইংরাজীতে "Green House" কথাটির অর্থ হলো 'গাছপালার পরিচর্যার জন্য নির্মিত কাঁচের ঘর'। শীতপ্রধান উচ্চ অ(ংশীয় দেশগুলিতে যেখানে শীতকালে সূর্য থেকে প্রাপ্ত তাপের পরিমাণ গাছপালার বৃদ্ধির (ত্রে যথেষ্ট নয়, সেসব অঞ্চলে গ্রীন হাউস বা কাঁচঘরের প্রয়োজন হয়। অর্থাৎ শীতপ্রধান দেশে কিছু বিশেষ ধরনের চারাগাছকে উষ্ণ(রাখার উদ্দেশ্যে কাঁচের ঘর ব্যবহার করা হয়। 'গ্রীন হাউস' শব্দটি উদ্ভিদবিদ্যা থেকে নেওয়া হয়েছে। গ্রীন হাউসের কাচগুলি এমন হয় যে, এগুলি সূর্যরশ্মির প্রবাহকে সরাসরি তার মধ্য দিয়ে প্রবেশ করতে বাধা দেয় না, কিন্তু দীর্ঘতরঙ্গের অবলোহিত (Long Wave Infrared) রশ্মিকে বাইরে যেতে বাধা দেয়। ফলে কাঁচঘরে যে পরিমাণ তাপ প্রবেশ করে তার চেয়ে কম পরিমাণ তাপ বাইরে আসার সুযোগ পায় এবং কাঁচঘরের মধ্যে তাপমাত্রা বেড়ে যায়। এ(ত্রে অন্য কোন কৃত্রিম উপায়ে তাপমাত্রা বাড়ানোর ব্যবস্থা নেই।

1.6.2 'কাঁচঘর প্রভাব' বিষয়টির তাৎপর্য

প্রকৃতপ(ে "Green House Effect" কথাটির অর্থ হলো 'বায়ুমণ্ডলে মানুষের তৈরি কার্বন ডাই অক্সাইড (CO₂) গ্যাসের আবরণ সৃষ্টির মাধ্যমে ভূপৃষ্ঠে ত্র(মাগত তাপমাত্রার বৃদ্ধি' (অক্সফোর্ড অভিধান)। শীতপ্রধান দেশগুলিতে উষ্ণতা বৃদ্ধির জন্য নির্মিত কাঁচঘরের সাথে পৃথিবীর বায়ুমণ্ডলের তুলনা করা হয়েছে। পৃথিবীকে একটি সুবিশাল কাঁচের ঘরের মত ঘিরে রয়েছে বায়ুমণ্ডল। সূর্যরশ্মি এই বায়ুমণ্ডলের বিভিন্ন গ্যাসীয় স্তরের মধ্য দিয়ে ভূপৃষ্ঠে এসে পৌঁছয় এবং আবার অবলোহিত শক্তি(হিসাবে মহাশূন্যে

প্রতিফলিত হয়ে ফিরে যায়। কিন্তু মিথেন (CH_4), কার্বন ডাই অক্সাইড (CO_2), কার্বন মনোক্সাইড (CO) ক্লোরোফ্লুরোকার্বন (CFC_{11} ও CFC_{12}) প্রভৃতি গ্রীনহাউস গ্যাসগুলি বায়ুমণ্ডলে কোন কারণে বৃদ্ধি পেলে এগুলি ভূপৃষ্ঠ থেকে সূর্যরশ্মি প্রতিফলনের বা বিকিরণের পথে বাধা সৃষ্টি করে। ফলে পৃথিবীর বায়ুমণ্ডল ত্র(মশ) উত্তপ্ত হয়ে ওঠে। ত্র(মবর্ধমান বায়ুদূষণের ফলে তাপমাত্রা আটকে পড়ে বায়ুমণ্ডলের ভূপৃষ্ঠ সংলগ্ন স্তরগুলির উত্তপ্ত হয়ে ওঠার প্রবণতা “গ্রীন হাউস এফেক্ট” নামে পরিচিত। সহজেই বোঝা যায় যে, এটি কেবলমাত্র কোন বিশেষ অঞ্চল বা দেশের সমস্যা নয়, বরং এটি সারা পৃথিবীর একটি জ্বলন্ত সমস্যা। বায়ুমণ্ডলে সাধারণভাবে সামান্য পরিমাণ কার্বন ডাই অক্সাইড (0.003%) রয়েছে। কার্বন চক্রের মাধ্যমে প্রকৃতিতে এই গ্যাসটির ভারসাম্য বা সমতা বজায় থাকে। জ্বালানির দহন, উদ্ভিদ ও প্রাণীদেহে শ্বাস প্রক্রিয়া প্রভৃতির মাধ্যমে যেমন বায়ুমণ্ডলে CO_2 এর পরিমাণ বাড়ে, তেমনি সালোকসংশ্লেষের সময় বায়ুমণ্ডল থেকে CO_2 গ্রহণ করে উদ্ভিদ এর পরিমাণ কমিয়ে দেয়। বিগত এক শতকে বিদ্যুৎ তৈরিতে, কারখানার চুল্লীতে ও যানবাহনে কয়লা ও খনিজ তেলের অত্যধিক ব্যবহারের ফলে যে পরিমাণ CO_2 বায়ুমণ্ডলে মিলিত বা যুক্ত হচ্ছে, বিভিন্ন প্রাকৃতিক চক্র(গুলি) তার পুনঃব্যবহার করতে পারছে না। ফলে প্রতিনিয়ত বায়ুমণ্ডলে কিছু পরিমাণ অব্যবহৃত CO_2 -এর পরিমাণ বেড়ে চলেছে।

পরিবেশ বিজ্ঞানীদের মতে, গত 200 বছরে বায়ুমণ্ডলে CO_2 এর পরিমাণ 0.024% থেকে বেড়ে 0.035% হয়েছে। CO_2 ছাড়া আরও কয়েকটি গ্রীন হাউস গ্যাস বায়ুমণ্ডলে বিভিন্ন কারণে বেড়ে চলেছে। বিজ্ঞানীরা হিসাব করে মোটামুটি একটি সিদ্ধান্তে এসেছেন যে ‘গ্রীন হাউস এফেক্ট’ জনিত কারণে আগামী শতাব্দীর মাঝামাঝি সময় পর্যন্ত ভূপৃষ্ঠ সংলগ্ন বায়ুস্তরে তাপমাত্রা বাড়বে প্রায় 2° সেং।



চিত্র 1.3 গ্রীন হাউস গ্যাসগুলির শতকরা পরিমাণ।

1.6.3 গ্রীন হাউস গ্যাসগুলির উৎস

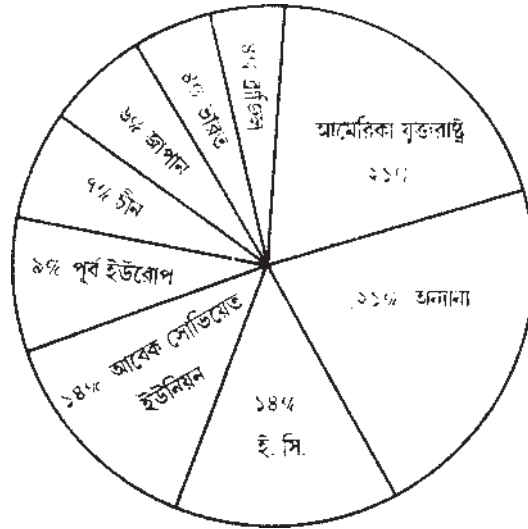
CO_2 , CO_3 , CH_4 , CFC প্রভৃতি গ্রীন হাউস গ্যাসগুলির মধ্যে সবচেয়ে গুরুত্বপূর্ণ গ্যাস হলো CO_2 বা কার্বন ডাই অক্সাইড। নিম্নলিখিত কয়েকটি উপায়ে বায়ুমণ্ডলে CO_2 গ্যাসের পরিমাণ বাড়ে।

- i) যেসব তাপবিদ্যুৎ কেন্দ্রগুলি কয়লা ও খনিজ তেলের মত জীবাশ্ম জ্বালানির উপর নির্ভরশীল, সেগুলি প্রতি বছর বায়ুমণ্ডলে ধোঁয়ার আকারে প্রচুর পরিমাণ CO_2 ত্যাগ করে।
- ii) সারা বিশ্বে ল(ল(কারখানা আছে যেগুলি প্রচুর পরিমাণ কয়লা, খনিজ তেল ও স্বাভাবিক গ্যাস ব্যবহার করে এবং CO_2 সহ বিভিন্ন (তিকর গ্যাস বায়ুমণ্ডলে ত্যাগ করে।
- iii) বায়ুমণ্ডলে CO_2 -এর একটি অতি গুরুত্বপূর্ণ উৎস হলো যানবাহন, যেগুলি কয়লা ও খনিজ তেলের দ্বারা চালিত হয়। এখনও অনেক দেশে কয়লার ইঞ্জিন-চালিত রেলগাড়ি দেখা যায়। রেল, মোটর প্রভৃতি যানগুলি প্রচুর পরিমাণ ধোঁয়া ছেড়ে বায়ুমণ্ডলে CO_2 -এর পরিমাণ বাড়িয়ে দেয়। ভূপৃষ্ঠ থেকে অনেক উঁচুতে ডিজেল ও পেট্রোলিয়াম ব্যবহারকারী বিমানগুলি CO_2 ত্যাগ করে।
- iv) বনভূমির গাছ ও মাটি হলো অজারিত কার্বনের (Unoxidised Carbon) একটি প্রধান সঞ্চয়, যেখানে একটি আনুমানিক হিসাবে প্রায় 2 ট্রিলিয়ন টন কার্বন সঞ্চিত আছে। নিম্নলিখিত চারটি উপায়ে গাছ কার্বনের জারণের পর CO_2 রূপে কার্বন ত্যাগ করে a) স্বাভাবিকভাবে মৃত বা ছেদিত গাছের বা তার কোন অংশের পচনের ফলে(b) গৃহে জ্বালানী হিসাবে কাঠ ব্যবহারের ফলে(c) মানুষের অবিবেচনাপ্রসূত বনভূমি দহনের ফলে ও d) বজ্রবিদ্যুতের মাধ্যমে বনভূমিতে প্রাকৃতিক দাবানলের ফলে।
- v) উদ্ভিদ CO_2 এর অন্যতম শোষক, কারণ গাছের খাদ্য তৈরির প্রক্রিয়া সালোকসংশ্লেষে তা ব্যবহৃত হয় এবং প্রচুর পরিমাণ CO_2 উদ্ভিদদেহে সংযোজিত হয়। চাষের জমির প্রসার, শিল্পাঞ্চল ও জনপদ নির্মাণ প্রভৃতি বিভিন্ন কারণে অত্যধিক বৃ(ছেদন বা বনভূমি ধ্বংসের ফলে পরো(ভাবে বায়ুমণ্ডলে CO_2 এর পরিমাণ বেড়ে চলেছে। একটি সূত্র অনুসারে দেখা যায় যে, 1860 সালের পর থেকে বর্তমান সময় পর্যন্ত বৃ(ছেদনের ফলে বায়ুমণ্ডলে প্রায় 90 - 180 বিলিয়ন টন কার্বন বেড়েছে এবং কয়লা ও খনিজ তেলের দহনের ফলে 150 - 180 বিলিয়ন টন কার্বন বেড়েছে।
- vi) কার্বন ডাই অক্সাইড ছাড়া অনেকগুলি শিল্পজাত গ্যাস ও 'গ্রীন হাউস এফেক্ট' এর জন্য দায়ী। এয়ার কন্ডিশনার মেশিন, কোল্ড স্টোরেজ মেশিন, রেফ্রিজারেটর মেশিন প্রভৃতি হিমায়ন যন্ত্র, আগুন নেভানোর যন্ত্র প্রভৃতি ব্যবহারের সময় বায়ুমণ্ডলে হ্যালোজেন-জাতীয় (CFC) ও হ্যালোন গ্যাস নির্গত হয়। এগুলিও গ্রীন হাউস এফেক্টের জন্য দায়ী। এছাড়া অনেক

শিল্প, যেমন অ্যালুমিনিয়াম শিল্প, ফসফেট সার শিল্প, কাঁচ শিল্প, প্রসাধন সামগ্রী নির্মাণ শিল্প। প্লাস্টিক ও ফোম শিল্প প্রভৃতি থেকে ফ্লুরাইড ও নাইট্রোজেনজাতীয় পদার্থ নির্গত হয়ে বায়ুমণ্ডলে এদের পরিমাণ বেড়ে যায়। স্বাভাবিক গ্যাস ব্যবহারের ফলে এবং কৃষির ক্ষেত্রে থেকে বায়ুতে মিথেন যুক্ত হতে পারে, যা একটি অতি (তীব্র) 'গ্রীন হাউস গ্যাস'।

1.6.4 কাঁচঘর প্রভাবের গুরুত্ব

বিজ্ঞানীরা অনুমান করেন যে গত 100 বছরে গ্রীন হাউস গ্যাস বাড়ার কারণে পৃথিবীর তাপমাত্রা 0.3° সেঃ থেকে 0.4° সেঃ বেড়েছে। বর্তমান হারে এই গ্যাস বেড়ে গেলে আগামী 2025 সালে বিশ্বের তাপমাত্রা 1° সেঃ এবং 2100 সালে প্রায় 3° সেঃ বেড়ে যাবে এবং জলবায়ুগত পরিবর্তনের সাথে সাথে মানবসভ্যতা এক গভীর সংকটের মধ্যে পড়বে। তাপমাত্রা বাড়ার ক্ষেত্রে CO₂ বৃদ্ধির বিষয়টি সকলেরই দৃষ্টি আকর্ষণ করেছে। মাথাপিছু CO₂ এর নির্গমন বিশ্বের মধ্যে মার্কিন যুক্তরাষ্ট্রে সর্বাধিক (প্রতিবছরে মাথাপিছু নির্গমন 5 টন)। সাবেক সোভিয়েত ইউনিয়ন ও ভারত এ বিষয়ে যথাক্রমে দ্বিতীয় ও সপ্তম স্থান অধিকার করে। আঞ্চলিক দিক থেকে 1980 - 90 এর দশকে বিশ্বের মধ্যে চীন ও এশিয়ার অন্যান্য অংশে এবং লাতিন আমেরিকায় এই পরিমাণ সবচেয়ে বেড়েছে। সমস্ত গ্রীন হাউস গ্যাসগুলির বর্তমান পরিমাণ বিজ্ঞানী মহলে বিশেষ চিন্তার কারণ হয়ে উঠেছে এবং গ্যাসগুলির পরিমাণ নিয়ন্ত্রণের উদ্দেশ্যে বিভিন্ন উদ্যোগ নেওয়া হয়েছে। আশির দশকে পৃথিবীর উষ্ণতা বৃদ্ধিতে বিভিন্ন অঞ্চলের আনুমানিক অবদান নীচের চিত্রে উল্লেখ করা হলো।



চিত্র 1.4 পৃথিবীর উষ্ণতা বৃদ্ধিতে বিভিন্ন অঞ্চলের আনুমানিক অবদান। (আশির দশক)।

গ্রীন হাউস গ্যাসগুলির পরিমাণ বাড়ার ফলে নিম্নলিখিত পরিবর্তনগুলি দেখা দিতে পারে। যথা —

- 1) A. B. Pittock (1972) এর মতে, গ্রীন হাউস গ্যাসগুলির প্রভাবে ভূপৃষ্ঠের তাপ কয়েক ডিগ্রী বেড়ে গেলে কৃষ্টি ও মানবসমাজে তার গু(ত্বপূর্ণ প্রভাব পড়বে।
- 2) বিজ্ঞানীদের মতে তাপমাত্রা বাড়লে বৃষ্টিপাতের পরিমাণ কমে যাবে এবং অনেক উন্নত ত্রি(য়াশীল ও কৃষিপ্রধান অঞ্চলে মাটির মধ্যে জলের পরিমাণ কমে যাওয়া সম্ভব। এর ফলে গাছেরা ধ্বংস হতে পারে। যদিও গাছ, মানুষ, কীটপতঙ্গ ও অন্যান্য জীব পরিবর্তনশীল প্রাকৃতিক পরিবেশের (তাপ বৃদ্ধির কারণে) সাথে কিছুটা খাপ খাইয়ে নিতে স(ম হয়, তবুও সামগ্রিকভাবে এইসব গ্যাসের বৃদ্ধির ফলে সমস্ত বাস্তুতন্ত্র (তিগ্রস্ত হতে পারে গ্রীষ্মকাল দীর্ঘতর হলে খরা দেখা দিতে পারে এবং শস্য উৎপাদন ব্যাহত হতে পারে। বিশেষজ্ঞদের মতে, 1988 সালে উত্তর আমেরিকায় যে দীর্ঘ খরা হয়েছিল, তার জন্য গ্রীন হাউস এফেক্টের অবদান আছে।
- 3) বায়ুমণ্ডলে CO₂ এর পরিমাণ বাড়লে সমুদ্রের জল আরও বেশি পরিমাণ CO₂ শোষণ করবে এবং CO₂ শোষণ এবং বিয়োজন সমুদ্রজলে অম্লতার স্বাভাবিক মাত্রা বাড়াবে। এর ফলে সামুদ্রিক উদ্ভিদ, মাছ ও অন্যান্য জলজ প্রাণীদের জন্ম ও বৃদ্ধির উপর প্রতিকূল প্রভাব পড়তে পারে এবং সামুদ্রিক বাস্তুতন্ত্র (তিগ্রস্ত হতে পারে।
- 4) মে(প্রদেশ ও সুউচ্চ পাহাড়ের উপরে মহাদেশীয় ও পার্বত্য হিমবাহ গলে গিয়ে নদনদী প্শবিত হতে পারে এবং সমুদ্রের জলবৃদ্ধির ফলে অনেক ছোট বড় দ্বীপ ও উপকূলভাগ জলের নীচে তলিয়ে যেতে পারে। প্শবনের ফলে কৃষিজমি হ্রাস পেতে পারে, কৃষিজমির লবণতা বাড়তে পারে উৎপাদনশীলতা কমতে পারে এবং অসংখ্য মানুষ ও পশু গৃহহীন হতে পারে। জলভাগের উচ্চতা বা জলতল 4 ফুট বাড়লে বিধের মোট জনসংখ্যার প্রায় 60 শতাংশ তাদের বাসস্থান হারাবে।
- 5) বিধের সামগ্রিক উষ(তা বাড়ার ফলে অরণ্য অঞ্চলগুলিতে দাবানলের আধিক্যে বনভূমি নষ্ট হয়ে যাবার সম্ভাবনা আছে।
- 6) CO₂ অত্যধিক কেন্দ্রীভূত হলে মোট বায়ুমণ্ডলীয় চাপ বৃদ্ধি ও পরো(ভাবে এর ফলে তাপবৃদ্ধির মাধ্যমে বাস্তুতন্ত্রের চাপ ও তাপের ভারসাম্য নষ্ট হয়ে যেতে পারে।
- 7) গ্রীন হাউস গ্যাসগুলি প্রধানত CO₂ গ্যাস, ওজোন স্তর (য়ের মাত্রা বাড়িয়ে দেয় এবং অতিবেগুনী রশ্মির আগমনের মাত্রা বাড়িয়ে পরো(ভাবে ভূপৃষ্ঠের তাপমাত্রাকে আরও বাড়ায়। এছাড়া এর ফলে গাছের দেহে ও জীবদেহে চর্মরোগ, চুরোগসহ ক্যানসার জাতীয় অনেক ভয়াবহ রোগেরও সৃষ্টি হতে পারে।

- ৪ উদ্ভিদবিদদের মতে বায়ুমণ্ডলে 300 - 600 p.p.m. কার্বন ডাই অক্সাইড বৃদ্ধির ফলে উদ্ভিদের উৎপাদনশীলতা প্রায় 30 শতাংশ বাড়ে। কিন্তু এটি কেবলমাত্র একটি তত্ত্বগত ধারণা, কারণ অত্যধিক তাপমাত্রা শস্যসহ সব উদ্ভিদের উপরেই বিশেষ (তিকর প্রভাবের সৃষ্টি করে।

1.6.5 গ্রীন হাউস এফেক্ট — সমস্যাটির সমাধানের উপায়

উত্তরোত্তর বৃদ্ধিশীল গ্রীন হাউস সমস্যাটির সমাধানে কয়েকটি ব্যবস্থা নেওয়া দরকার। যথা

- i বিদ্যে উন্নত ও অতি উন্নত দেশগুলিতে জীবা(ম জ্বালানির ব্যবহার কমানো প্রয়োজন। টরন্টো বি(ধ সন্মেলনে (1988) আগামী 2005 সালের মধ্যে CO₂ গ্যাসের নির্গমন 20 শতাংশ কমানোর কথা বলা হয়েছে।
- i জীবা(ম জ্বালানির ব্যবহার 20 শতাংশ কমাতে হলে শক্তি(সম্পদের অভাব দেখা দেবে। তাই বিজ্ঞানীদের বিকল্প শক্তির উৎস খুঁজতে হবে। যেমন, মিথেন গ্যাস থেকে উৎপন্ন মিথানলকে খনিজ তেলের বিকল্প হিসাবে ব্যবহার করা যায় কিনা তা ভাবা দরকার।
- ii এমন উন্নত প্রযুক্তি(প্রয়োজন যে, জীবা(ম জ্বালানি থেকে সর্বাধিক শক্তি(আহরণ সম্ভব হবে এবং যথাসম্ভব কম পরিমাণ CO₂ এর নির্গমন ঘটবে।
- iii সৌরশক্তি(কে বিকল্প শক্তি(হিসাবে ব্যবহার করলে এই সমস্যাটির সর্বাধিক হ্রাস সম্ভব। এছাড়া বায়োগ্যাস, জোয়ার-ভাঁটা, ভূতাপশক্তি(, বায়ুশক্তি(প্রভৃতির পরিমাণ বাড়াতে পারলে বায়ুমণ্ডলে CO₂ এর নির্গমন অনেকটা রোধ করা সম্ভব হবে।

নতুনভাবে অরণ্য সৃষ্টি করলে অথবা কর্তিত বনাঞ্চলে বৃ(রোপণ বাড়াতে পারলে গ্রীন হাউস এফেক্ট অনেকটা কমতে পারে, কারণ বনভূমি হলো CO₂ এর একটি অন্যতম শোষক। অত্যধিক বৃ(ছেদন পরো(ভাবে CO₂ বাড়িয়ে দিচ্ছে। জানা যায় যে, প্রতি 120 মিলিয়ন হেক্টর অরণ্য সৃষ্টির ফলে প্রায় 780 মিলিয়ন টন বায়ুমণ্ডলীয় কার্বন উদ্ভিদদেহে সংযোজিত হতে পারে। এশিয়া, আফ্রিকা ও দ(িণ আমেরিকার ত্র(াষ্টীয় অঞ্চলে ধ্বংসপ্রাপ্ত বনে গাছ লাগালে মোট CO₂ নির্গমনের প্রায় 60 শতাংশ রোধ করা সম্ভব। অর্থাৎ ভবিষ্যৎ প্রজন্মের বাঁচা যদি না অভিশপ্ত হতে হয় তবে আমাদেরকে অতি অবশ্যই বৃ(ছেদন রোধ ও বৃ(রোপণ করতে হবে।

অনুশীলনী-5

1. 'গ্রীন হাউস এফেক্ট' কথাটির তাৎপর্য কি?
2. গ্রীন হাউস গ্যাসগুলির পরিমাণ বৃদ্ধি কি কি পরিবর্তন ঘটাতে পারে?

1.7 সারাংশ

এই এককটিতে আমরা বায়ুমণ্ডলের গঠন সম্পর্কে অর্থাৎ কোন কোন উপাদান দিয়ে বায়ুমণ্ডল গঠিত তা ব্যাখ্যা করেছি, উপাদান গত তারতম্যের ভিত্তিতে ও উষ(তার তারতম্য অনুসারে বায়ুমণ্ডলকে বিভিন্ন স্তরে বিভক্ত করেছি। এছাড়া জীবদেহের পক্ষে (তিকর অতিবেগুনী রশ্মির পথে বাধা প্রদানকারী ও শোষণকারী ওজোন গ্যাসের স্তরটির (য় সম্পর্কে ও সম্ভাব্য ফলাফল সম্পর্কে আলোচনা করেছি। বর্তমানে বাস্তবত্বের পক্ষে তীব্র সংকট সৃষ্টিকারী গ্রীন হাউস গ্যাসগুলির উৎস ও (তিকর প্রভাব সম্পর্কে (যা 'গ্রীন হাউস এফেক্ট' নামে পরিচিত) এবং সমস্যাটির সমাধানের কিছু উপায় সম্পর্কে মনোযোগ আকর্ষণের চেষ্টা করা হয়েছে।

1.8 প্রশ্নাবলী

1. সংক্ষেপে বায়ুমণ্ডলের গ্যাসীয় উপাদানগুলি বর্ণনা ক(ন।
2. উপাদানগত পার্থক্য অনুসারে বায়ুমণ্ডলের শ্রেণীবিভাগ ও ব্যাখ্যা ক(ন।
3. ওজোন স্তরের (য় বা ধ্বংসের ফলে কি কি ঘটতে পারে?
4. গ্রীন হাউস গ্যাসগুলির উৎসগুলি কি কি?

1.9 উত্তরমালা

- অনুশীলনী -1 সংক্ষেপে পাঠ্যাংশ দেখুন।
অনুশীলনী -2 সংক্ষেপে পাঠ্যাংশ দেখুন।
অনুশীলনী -3 সংক্ষেপে পাঠ্যাংশ দেখুন।
অনুশীলনী -4 সংক্ষেপে পাঠ্যাংশ দেখুন।
অনুশীলনী -5 সংক্ষেপে পাঠ্যাংশ দেখুন।

প্রশ্নাবলী :

- 1 – 2.4.1 অংশ দেখুন।
- 2 – 2.5 অংশ দেখুন।
- 3 – 2.6.5 অংশ দেখুন।
- 4 – 2.7.3 অংশ দেখুন।

1.10 গ্রন্থপঞ্জী

1. Critchfield, H. J. 1987 General Climatology, Prentice Hall of India Pvt, Ltd., New Delhi
2. Eckolm, Erik, p. 1991 Down to Earth : Environment and Human needs, East - West Press Pvt, Ltd., New Delhi
3. Lal, D. S. 1989 Climatology; Chaitanya Publishing House., Allahabad.
4. Singh, S. 1991 Environmental Geography; Prayag Pustak Bhawan., Allahabad.
5. রায়, মোহিত ও চত্র(বর্তী, ভূপতি ১৯৯৮ পরিবেশ — অতিবেগুণী রশ্মি থেকে হিমালয় দূষণ(প্রগ্রেসিভ পাবলিশার্স, কলিকাতা।
6. রায়, রাহুল ১৯৯৯ পরিবেশ ও প্রতিবেশ(রিয়া পাবলিশার্স, কলিকাতা।
7. সাহা, পীযুষকান্তি ও ভট্টাচার্য্য, প্রভাতকুমার ১৯৯৭ আধুনিক জলবায়ুবিদ্যা(পশ্চিমবঙ্গ রাজ্য পুস্তক পর্যদ(কলিকাতা।

একক 2 □ আগত সৌর বিকিরণ — তারতম্যের কারণসমূহ, পৃথিবীর উত্তাপের সমতা (Insolation – Factors effecting; Heat Budget of the Earth)

গঠন

2.1 প্রস্তাবনা

উদ্দেশ্য

2.2 সৌর বিকিরণ, আগত সৌর বিকিরণ (insolation)

2.2.1 আগত সৌর বিকিরণের তারতম্যের কারণসমূহ

2.3 আগত সৌর বিকিরণের উপর বায়ুমণ্ডল ও পৃথিবীপৃষ্ঠের প্রভাব : বিচ্ছুরণ, প্রতিফলন ও শোষণ

2.4 পৃথিবীর উত্তাপের সমতা

2.5 অক্ষাংশীয় উত্তাপের সমতা

2.6 সারাংশ

2.7 সর্বশেষ প্রশ্নাবলী

2.8 উত্তরমালা

2.9 গ্রন্থপঞ্জী

2.1 প্রস্তাবনা

এই পৃথিবীর সমস্ত শক্তির উৎস সূর্য। আমরা যে কয়লা বা খনিজতৈল শক্তি(সম্পদ হিসাবে ব্যবহার করি তা যে বৃষ্টি বা প্রাণীর দেহাবশেষ থেকে সৃষ্ট, তারাও বেঁচে থাকার শক্তি সংগ্রহ করেছে সূর্য থেকে। যে কোন খাদ্যশৃঙ্খল শুষ্ক হয় উদ্ভিদ কোষ দ্বারা সৌর রশ্মির শোষণ থেকে। তাই জাপানী বৈজ্ঞানিক ফুফু (Fufui, 1950) বলেছেন আমরা বেঁচে আছি সূর্যকে ভোগ করে (We live by consuming solar body)। তেমনি আবহাওয়া ও জলবায়ুবিদ্যার ক্ষেত্রে আমরা দেখতে পাই যে আবহাওয়া ও জলবায়ুর মূল উপাদান সমূহ সূর্যের উপর নির্ভরশীল। সূর্য থেকে আমরা পাই তাপ, আবার তাপমাত্রা প্রভাবিত করে বায়ুচাপকে, বায়ুচাপ বায়ুপ্রবাহকে এবং বায়ুপ্রবাহ বৃষ্টিপাত বা অধঃপাতকে। তাই আবহাওয়া ও জলবায়ুর মূল উপাদান আগত সৌর বিকিরণ বা insolation বললে ভুল হবে না। তাই এই অধ্যায়ে আমরা এই আগত সৌর বিকিরণ, তার তারতম্যের কারণ, পৃথিবীপৃষ্ঠ এবং বায়ুমণ্ডলের প্রতিক্রিয়া ও পৃথিবীর উত্তাপের সমতা ইত্যাদি বিষয়ে বিস্তৃত আলোচনা করব।

উদ্দেশ্য

এই এককটি পড়ে আপনি জানতে পারবেন —

- পৃথিবীর সমস্ত শক্তির উৎস হিসাবে সূর্যের ভূমিকা
- সৌর বিকিরণ ও আগত সৌর বিকিরণ কাকে বলে ও আগত সৌর বিকিরণের তারতম্যের কারণসমূহ
- বিচ্ছুরণ, প্রতিফল ও শোষণ কেন ও কিভাবে হয় এবং আগত সৌর বিকিরণের উপর এদের প্রভাব কি
- কি ভাবে পৃথিবীর উত্তাপের সমতা রচিত হয়
- অংশীয় উত্তাপের সমতা বলতে কি বোঝায় ও কিভাবে এই সমতা রচিত হয়

2.2 সৌর বিকিরণ, আগত সৌর বিকিরণ (Solar Radiation, Insolation)

সূর্য একটি জ্বলন্ত গ্যাসীয় পিণ্ড। এর উপরিভাগের তাপমাত্রা প্রায় $10,300^{\circ}\text{F}$ । এই বিশাল তাপমাত্রার মাত্র 200 কোটি ভাগের এক ভাগ পৃথিবীতে এসে পৌঁছয়। যে কোন বস্তু থেকে তড়িৎচুম্বকীয় তরঙ্গের (Electromagnetic waves) মাধ্যমে শক্তির বিচ্ছুরণকে বিকিরণ বলে। সূর্য থেকে ত্র(মাগত এইভাবে শক্তি নির্গত হচ্ছে। একেই সৌর বিকিরণ বলে। মাঝখানের বস্তুকে উত্তপ্ত না করে দাতা ও গ্রহীতার মধ্যে তাপের আদান প্রদানকে বিকিরণ বলা হয়। সূর্য থেকে এইভাবেই পৃথিবীতে তাপ এসে পৌঁছয়। মোট সৌর বিকিরণের যে অংশ পৃথিবীতে এসে পৌঁছয় তাকেই আগত সৌর বিকিরণ (insolation = incoming solar radiation) বলা হয়। আমেরিকা যুক্তরাষ্ট্রের স্মিথসনিয়ান ইনস্টিটিউট এই আগত সৌর বিকিরণের পরিমাণ নির্ধারণ করেছেন 1913 সালে। তাঁদের মতে, এই পরিমাণ প্রতি সেকেন্ডে প্রতি বর্গ সেন্টিমিটারে 1.94 গ্রাম ক্যালরি।

সূর্য থেকে যে পরিমাণ সৌর বিকিরণ পৃথিবীতে এসে পৌঁছয় তা দুই তরঙ্গ রূপে আসে। দুই তরঙ্গ কাকে বলে? যে তরঙ্গের তরঙ্গ দৈর্ঘ্য (অর্থাৎ তরঙ্গের উর্ধ্বভঙ্গ থেকে উর্ধ্বভঙ্গ পর্যন্ত বা শিখর থেকে শিখর পর্যন্ত দৈর্ঘ্য) স্বল্প তাকে দুই তরঙ্গ বলে। সৌর বিকিরণের বেশিরভাগ অংশের তরঙ্গ দৈর্ঘ্য 0.4 থেকে 0.7 μ (μ = মাইক্রন(1 মাইক্রন = এক মিটারের দশ ল(ভাগের এক ভাগ) সৌর বিকিরণের যে অংশ আলো রূপে দেখা যায় তার তরঙ্গ দৈর্ঘ্য 0.35 থেকে 0.75 μ এর নীচের দিকে আছে বেগুনী এবং উপরের দিকে আছে লাল। তাই সৌর বিকিরণের যে অংশের তরঙ্গ দৈর্ঘ্য 0.35 μ কম তাদের অতিবেগুনী রশ্মি (Ultraviolet rays) এবং যে অংশের তরঙ্গ দৈর্ঘ্য 0.75 μ এর বেশি তাদের ইনফ্রারেড (Infrared Rays) বলা হয়। এই অংশকে অনেক সময় তাপ বিকিরণ (Heat Radiation) বলা হয়।

2.2.1 আগত সৌর বিকিরণের তারতম্যের কারণ সমূহ (Factors Affecting Insolation)

পূর্বেই বলা হয়েছে সূর্য থেকে যে পরিমাণ বিশাল শক্তি(নিগত হয় তার সামান্য পরিমাণ অংশ পৃথিবী ও তার বায়ুমণ্ডলে প্রবেশ করে যাকে আমরা আগত সৌর বিকিরণ (Insolation = Incoming Solar Radiation) বলে থাকি। মোট সৌর বিকিরণের মাত্র 200 কোটি ভাগের এক ভাগ পৃথিবীতে এসে পৌঁছায় এবং 1913 সালে আমেরিকা যুক্তরাষ্ট্রের স্মিথসোনিয়ান ইনস্টিটিউট গণনা করে মোট আগত সৌর বিকিরণের পরিমাণ নির্ধারণ করেছে। কিন্তু দেখা গেছে কতগুলি কারণ এই মোট আগত সৌর বিকিরণের পরিমাণকে প্রভাবিত ও পরিবর্তিত করে। এগুলি হল :

a) সৌর বিকিরণের পরিমাণের তারতম্য : এটা দেখা গেছে যে মোট সৌর বিকিরণের পরিমাণের তারতম্য ঘটে। স্মিথসোনিয়ান ইনস্টিটিউটের হিসেব অনুযায়ী মোট আগত সৌর বিকিরণের পরিমাণ প্রতি সেকেন্ডে প্রতি বর্গ সেন্টিমিটারে 1.94 গ্রাম ক্যালরি। তবে আধুনিক স্যাটেলাইটের হিসেব অনুযায়ী এই পরিমাণ 1.96 গ্রাম ক্যালরি। যাই হোক এই মোট আগত সৌর বিকিরণের পরিমাণ শতকরা 0.1 ভাগ হেরফের হতে দেখা গেছে। আগত সৌর বিকিরণের 0.1% হেরফের তাপমাত্রায় প্রায় 0.06% হেরফের ঘটতে স(ম। মনে করা হয় সৌর কলঙ্গুলির সংখ্যা এবং স্থানের পরিবর্তন এই তারতম্যের জন্য দায়ী। সৌর কলঙ্গুলি যদিও অনুজ্জ্বল ও অপেক্ষাকৃত ঠাণ্ডা অঞ্চল তার চারিদিকে উজ্জ্বলতর এবং অধিক তাপমাত্রা যুক্ত অঞ্চল থাকে। এই সৌর কলঙ্গুলির সংখ্যা এবং স্থান মোটামুটিভাবে 11 বৎসরব্যাপী চক্রে(পরিবর্তিত হয় এবং এদের পরিবর্তনের সঙ্গে সঙ্গে মোট আগত সৌর বিকিরণের পরিবর্তন ঘটে।

b) সূর্য থেকে দূরত্ব : আমরা জানি যে পৃথিবী উপবৃত্তাকার পথে সূর্যকে প্রদারণ করে। তাই বছরের কোন সময় সূর্য ও পৃথিবীর দূরত্ব কম হয়, কোন সময় বেশি হয়। ৩রা জানুয়ারী সূর্য ও পৃথিবীর মধ্যে দূরত্ব সর্বাপেক্ষা কম হয় (14 কোটি 70 ল(কিমি), একে অনুসূর অবস্থা বলা হয়। ৪ঠা জুলাই এই দূরত্ব সর্বাপেক্ষা বেশি হয় (15 কোটি 20 ল(কিমি), একে অপসূর অবস্থা বলা হয়। এই অপসূর ও অনুসূর অবস্থায় দূরত্বের তারতম্যের জন্য মোট আগত সৌর বিকিরণের পার্থক্য ঘটে শতকরা 7 ভাগ। এই তারতম্য প্রায় 4°C পর্যন্ত তাপমাত্রার তারতম্য ঘটতে স(ম।

c) সূর্যরশ্মির পতনকোণ : সূর্যরশ্মির পতনকোণ অর্থাৎ যে কোণে সূর্যরশ্মি এসে পৃথিবীর স্পর্শককে ছেদ করে তার আগত সৌর বিকিরণের পরিমাণকে প্রভাবিত করে। কারণ এই পতনকোণের উপর নির্ভর করে মোট প্রতিফলনের পরিমাণ। বিশেষ করে জলভাগের উপর থেকে মোট প্রতিফলিত সূর্যরশ্মির পরিমাণ নির্ভর করে পতনকোণের উপর। একটি শান্ত জলভাগের উপর যদি সূর্যরশ্মির পতনকোণ 60° হয় তাহলে প্রতিফলনের পরিমাণ হবে মাত্র 2 - 3% কিন্তু যদি পতনকোণ 15° হয় তাহলে প্রতিফলনের পরিমাণ শতকরা 50 ভাগেরও বেশি হবে। পতনকোণের তারতম্য ঘটে অ(ংশের সাথে, দিনের বিভিন্ন সময়ে এবং বিভিন্ন ঋতুতে। যেমন 21শে জুন কর্কট সংক্রান্তিতে সূর্যরশ্মি

সবসময় $23\frac{1}{2}^{\circ}$ কোণে সূর্যের বিন্দুর উপর আলো দেয় এবং কর্কটক্রান্তিতে ঠিক দ্বিপ্রহরে লম্বভাবে কিরণ দেয়।

d) দিনের পরিমাণ : দিনের পরিমাণও মোট আগত সৌর বিকিরণকে প্রভাবিত করে। কারণ দিনের পরিমাণ দীর্ঘ হলে সূর্যরশ্মি বেশি সময় ধরে আসে ও মোট আগত সৌর বিকিরণের পার্থক্য ঘটে। বিভিন্ন অংশে দিনের পরিমাণ নিম্নরূপ :

| অক্ষাংশ | ঘণ্টা | মাস |
|---------|-------|-----|
| 0 | 12 | |
| 17 | 13 | |
| 31 | 14 | |
| 41 | 15 | |
| 49 | 16 | |
| 58.5 | 18 | |
| 63.4 | 20 | |
| 66.5 | 24 | |
| 67.4 | | 1 |
| 69.8 | | 2 |
| 78.2 | | 4 |
| 90.0 | | 6 |

সুতরাং নিরীক্ষণীয় অঞ্চলে বছরে দুটি সর্বাপেক্ষা বেশি আগত সৌর বিকিরণের সময় হল দুটি বিষুবের সময়। আবার দুই মে (অঞ্চলে, সর্বাপেক্ষা বেশি আগত সৌররশ্মির পরিমাণ হল উভয় গোলার্ধের গ্রীষ্ম ঋতু বা সংক্রান্তি। যদিও মে (অঞ্চলে অন্যান্য কারণের জন্য এই আগত সৌর বিকিরণের বহুলাংশই প্রতিফলিত হয়ে ফিরে যায়।

সুতরাং আমরা দেখতে পাচ্ছি যে উপরিলিখিত বিভিন্ন কারণে আগত সৌর বিকিরণের মোট পরিমাণের এবং অংশগত তারতম্য ঘটে।

অনুশীলনী-1

A. শূন্যস্থান পূরণ কর

- i) সূর্যের উপরিভাগের উষ্ণতা প্রায় _____।
- ii) স্মিথসোনিয়ান ইনস্টিটিউট কর্তৃক পরিমিত বায়ুমণ্ডলের বহিসীমায় আগত সৌর বিকিরণের পরিমাণ _____।
- iii) অতিবেগুনী রশ্মির তরঙ্গ দৈর্ঘ্য _____।
- iv) এক মাইক্রোন = _____।

B. সংশ্লিষ্ট উত্তর দিন

- i) সৌর বিকিরণের পরিমাণের তারতম্য ঘটে কেন?
- ii) সূর্যরশ্মির পতনকোণ বলতে কি বোঝেন?
- iii) অংশ ভেদে দিনের পরিমাণের যে পরিমাণ পার্থক্য ঘটে তা লিখুন।

2.3 আগত সৌর বিকিরণের উপর পৃথিবীপৃষ্ঠ ও বায়ুমণ্ডলের প্রভাব : বিচ্ছুরণ, প্রতিফলন ও শোষণ (Scattering Reflection and Absorption)

এখন দেখতে হবে আগত সৌর বিকিরণের উপর বায়ুমণ্ডল ও পৃথিবীপৃষ্ঠের প্রভাব কি? সৌর বিকিরণের যে অংশ পৃথিবী ও তার বায়ুমণ্ডলে প্রবেশ করে বায়ুমণ্ডল ও পৃথিবীপৃষ্ঠ তাকে তিনভাবে প্রভাবিত করে — বিচ্ছুরণ, প্রতিফলন ও শোষণ।

বিচ্ছুরণ :— বায়ুমণ্ডলে প্রবেশ করার সময় বায়ুমণ্ডলের (দ্রুত গ্যাসীয় অণু, ধূলিকণা, ধোঁয়া ইত্যাদি) যে সমস্ত পদার্থের আকৃতি 0.3 মাইক্রনের কম তারা সৌর বিকিরণের একটি অংশকে (যে অংশের তরঙ্গ দৈর্ঘ্য খুবই কম) চারদিকে ছড়িয়ে দেয়। একেই বিচ্ছুরণ বলে। যদি পৃথিবীর উপর বায়ুমণ্ডল না থাকতো এবং সৌর বিকিরণ সোজা সূর্য থেকে এসে পৃথিবীপৃষ্ঠে পড়ত তাহলে আমরা সূর্যকে কালো আকাশে একটি আঙনের গোলোকের মত দেখতে পেতাম। আমরা যে দিনের বেলা বিশেষত দুপুর বেলা আকাশ নীল দেখি তার কারণ ঐ সময় শতকরা 50 শতাংশের বেশি নীল রশ্মি বিচ্ছুরিত হয়। তেমনি ভোরবেলা ও সন্ধ্যাবেলা আকাশ লাল দেখার কারণ হল সেই সময় বেশি লাল রশ্মি বিচ্ছুরিত হয়। যে সমস্ত শহরে দূষণ বেশি, বাতাসে ধূলিকণা ও ধোঁয়ার পরিমাণ বেশি সেই সমস্ত শহরের উপর এমনকি দুপুরেও বিচ্ছুরণের প্রভাবে সূর্যকে একটা লাল বলের মত লাগতে পারে। এর ফলে সূর্যরশ্মির একটা বড় অংশ পৃথিবীতে এসে পৌঁছতে পারে না। এর ফলে দাঁগে ক্যালিফোর্নিয়ার কোন কোন শহরে ফলের চাষ (তিগ্রস্ত হয়েছে)।

প্রতিফলন :— বায়ুমণ্ডলে জলবিন্দু, বরফকুচি, লবণকণা, দহনজাত পদার্থ সমূহ ইত্যাদি যে সকল বস্তুর আয়তন 0.7 মাইক্রনের বেশি তারা এবং পৃথিবীপৃষ্ঠের কোন কোন অঞ্চল সূর্যরশ্মির একটা অংশকে ঠিক যে ভাবে এসেছিল সেইভাবে মহাশূন্যে ফিরিয়ে দেয়। একে প্রতিফলন বলে। প্রতিফলন সমস্ত দৈর্ঘ্যের তরঙ্গের (৫) ট্রেই হতে পারে। প্রতিফলন সবথেকে বেশি হয় মেঘ থেকে ও বরফ ঢাকা অঞ্চল থেকে। মেঘে ঢাকা আকাশ সূর্যরশ্মির একটি বড় অংশকে প্রতিফলন করে ফিরিয়ে দিতে স(ম)। প্রতিফলিত সূর্যরশ্মির পরিমাণ 50 থেকে 60 শতাংশ পর্যন্ত হতে পারে। বরফ ঢাকা প্রান্তর থেকে 70 - 90 শতাংশ আগত সৌর বিকিরণ, ঘাস 14 - 37 শতাংশ ও কালো মৃত্তিকা 8 - 14 শতাংশ ও বনভূমি 10 শতাংশ প্রতিফলিত হয়।

শোষণ :— বায়ুমণ্ডলের (৫) ট্রে শোষণ খুব একটা উল্লেখযোগ্য নয়। কারণ আগত সৌর বিকিরণ মূলত (৫) ট্রে তরঙ্গরূপে হয় এবং আগত সব তরঙ্গ দৈর্ঘ্যের (৫) ট্রেই বায়ুমণ্ডল স্বচ্ছ। কেবলমাত্র জলীয় বাষ্প, অক্সিজেন ও ওজোন কিছু আগত সৌর বিকিরণকে শোষণ করতে স(ম)। এছাড়া ধূলিকণা ও মেঘ কিছু উল্লেখযোগ্য ভূমিকা গ্রহণ করে। কিন্তু মোটামুটি ভাবে প্রায় সমস্ত আগত সৌর বিকিরণ সরাসরি ভূপৃষ্ঠে এসে পড়ে ও সেখানে শোষিত হয়।

সুতরাং দেখা যাচ্ছে আগত সৌর বিকিরণ মূলত ভূপৃষ্ঠ কর্তৃক শোষিত হয় ও ভূপৃষ্ঠ উত্তপ্ত হয়। তারপর ভূপৃষ্ঠ থেকে এই তাপ বিভিন্ন পদ্ধতিতে বায়ুমণ্ডলে ছড়িয়ে পড়ে এবং বায়ুমণ্ডলের নীচের স্তর থেকে পুনরায় উর্ধ্বস্তরে ছড়িয়ে পড়তে থাকে, তারপর একসময় মহাশূন্যে ফিরে যায়। যে যে পদ্ধতিতে পৃথিবীপৃষ্ঠ থেকে উত্তাপ বায়ুমণ্ডলে এবং বায়ুমণ্ডলের নীচের স্তর থেকে ত্র(ম)শ উর্ধ্বস্তরে ছড়িয়ে পড়ে সেগুলি হল বিকিরণ, পরিবহন, পরিচলন ও ঘনীভবন।

পৃথিবীপৃষ্ঠ কর্তৃক পুনঃবিকিরণ :— পৃথিবীপৃষ্ঠ থেকে শক্তি(৫) ট্রে(ম)গত উর্ধ্বদিকে মহাশূন্যের দিকে বিকিরিত হয়। এটি একটি অবিচ্ছিন্ন পদ্ধতি। দিনের প্রথম ভাগে বিকিরণের পরিমাণ শোষণের পরিমাণের থেকে কম হয়, তাই তাপ জমতে থাকে। এইভাবে বেলা 2টা থেকে 4টা পর্যন্ত সর্বাধিক তাপ পাওয়া যায়। কিন্তু তারপর শোষণ অপেক্ষা(৫) ট্রে(ম)গত বিকিরণের মাত্রা বেশি হয়। ফলে তাপমাত্রা ত্র(ম)শ কমতে থাকে এবং শেষ রাতের দিকে তাপমাত্রা সর্বনিম্ন হয়। আকাশ যদি মেঘাচ্ছন্ন থাকে তাহলে এই বিকিরণ ব্যহত হয়। কারণ জলীয় বাষ্প তাপ শোষণে স(ম)। এই কারণেই মেঘাচ্ছন্ন রাত্রি মেঘমুগ্ধ(৫) ট্রে(ম)গত বিকিরণ হয়। পৃথিবীপৃষ্ঠ থেকে সাধারণতঃ দীর্ঘ তরঙ্গরূপে $\frac{1}{250mn}$ to over $\frac{1}{20mn}$ হয়।

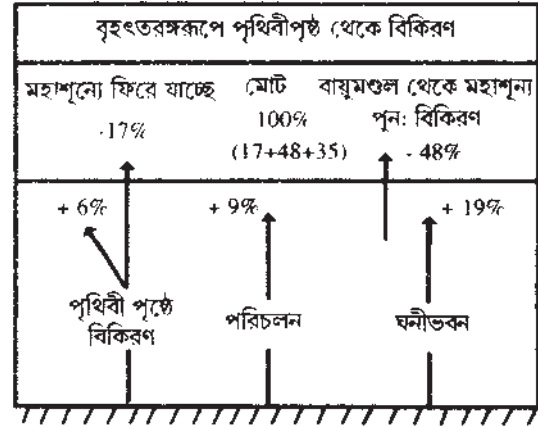
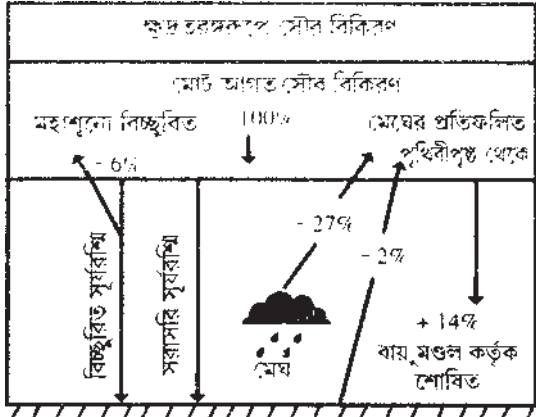
পরিবহন :— যখন দুটি অসমান উষ্ণতাযুক্ত বস্তু পাশাপাশি সংলগ্ন অবস্থায় থাকে তখন অতি উষ্ণ বস্তু থেকে অল্প উষ্ণ বস্তুতে তাপ পরিবাহিত হয় যত(এ না পর্যন্ত উভয়ের তাপমাত্রা সমান হয়। এই পদ্ধতিকে পরিবহন পদ্ধতি বলে। উত্তপ্ত ভূপৃষ্ঠ থেকে এই পদ্ধতিতে তাপ পরিবাহিত বায়ুমণ্ডলে পরিবাহিত হয় এবং পুনরায় বায়ুমণ্ডলের নীচের স্তর থেকে ত্রিমশ ধীরে ধীরে উপরের স্তরে ছড়িয়ে পড়ে। তবে এই পদ্ধতি খুব একটা উল্লেখযোগ্য নয় কারণ বায়ু তাপের সুপরিবাহী নয়। সাধারণত গ্রীষ্মকালের দিবাভাগে এই পদ্ধতি অধিক ত্রিযোশীল থাকে। উত্তপ্ত গ্রীষ্মের দিনে যেমন ভূপৃষ্ঠ থেকে বায়ুমণ্ডলে উত্তাপের পরিবহন ঘটে তেমনি শীতল রাত্রিকালে বায়ুমণ্ডলে শৈত্য পরিবাহিত হয়।

পরিচলন :— ভূপৃষ্ঠ থেকে বায়ুমণ্ডলে তাপের সংবহনে পরিচলন পদ্ধতি একটি উল্লেখযোগ্য ভূমিকা গ্রহণ করে। ভূ-সংলগ্ন বায়ুস্তর পরিবহন পদ্ধতিতে উত্তপ্ত হয়। তখন এই উত্তপ্ত, প্রসারিত ও হালকা বায়ুস্তর উপরে উঠে যায় এবং উপর থেকে ঠাণ্ডা ও ভারী বায়ু নীচে নেমে আসে। এই পদ্ধতিকে পরিচলন পদ্ধতি বলে। বায়ুমণ্ডলের উর্ধ্বস্তরে তাপ সংবহনে পরিচলন খুবই উল্লেখযোগ্য পদ্ধতি।

ঘনীভবন :— ভূপৃষ্ঠে স্থলভাগের ন্যায় জলভাগও রয়েছে। আগত সৌর বিকিরণ যখন এই জলভাগের উপর পড়ে তখন জল কিছুটা তাপ শোষণ করে বাষ্পে পরিণত হয়। জলীয় বাষ্প বায়ু অপেক্ষা হালকা বলে এই বায়ু সহজেই উপরে উঠে যায়। উপরে শীতল বায়ুস্তরের সংস্পর্শে প্রসারিত হয়ে বায়ু যখন শীতল হয় তখন ঘনীভবন ঘটে অর্থাৎ জলীয় বাষ্প পুনরায় জলকণায় পরিণত হয় এবং এই প্রক্রিয়াতে যে তাপ উৎপাদিত হয় তাকে লীন তাপ বলে। ফলে ঘনীভবন প্রক্রিয়াতে পরো(ভাবে ভূপৃষ্ঠের উপরিভাগ থেকে তাপ বায়ুমণ্ডলে সংবাহিত হয়।

2.4 পৃথিবীর উত্তাপের সমতা

পৃথিবী ও বায়ুমণ্ডলে যে পরিমাণ সৌর বিকিরণ প্রবেশ করে ঠিক সমপরিমাণ সৌর বিকিরণ পুনরায় মহাশূন্যে ফিরে যায়। তা যদি না যেত, যদি আগত সৌর বিকিরণের পরিমাণ পুনঃবিকিরিত শক্তি অপেক্ষা বেশি হত তাহলে ভূপৃষ্ঠ ও বায়ুমণ্ডল ত্রিমশ উষ্ণ হয়ে পড়তো এবং এর বিপরীত অবস্থা হলে ত্রিমশ শীতল হয়ে পড়তো। কিন্তু পৃথিবী ও বায়ুমণ্ডল শীতল বা উষ্ণ কোনটাই হচ্ছে না। অতএব নিঃসন্দেহে বলা যায় আগত সৌর বিকিরণ এবং পুনরায় ফিরে যাওয়া বিকিরণের মধ্যে একটি ভারসাম্য রীতি হয় এবং যতটা শক্তি আসে ঠিক ততটাই তাপীয় শক্তিরূপে ফিরে যায়।



পৃথিবীপৃষ্ঠ বিকরিত মোট 51%
 (6%+17+9+19)
 বায়ুমণ্ডল থেকে পুনঃ বিকরিত 48% (14%+34%)

চিত্র নং 2.1 পৃথিবীর উত্তাপের সমতা।

মনে করা যাক পৃথিবী ও বায়ুমণ্ডলে আগত সৌর বিকিরণের মোট পরিমাণ শতকরা 100 ভাগ। এর মধ্যে 6% বায়ুমণ্ডলের সূক্ষ্ম গ্যাসীয় ধূলিকণা ইত্যাদির দ্বারা বিচ্ছুরিত হয়ে মহাশূন্যে ফিরে যায় এবং 17% বিচ্ছুরিত রিম্নরূপে পৃথিবীতে এসে পৌঁছয়। বায়ুমণ্ডলের জলকণা, বরফকুচি, লবণকণা, ধূলিকণা, ধোঁয়া প্রভৃতি কর্তৃক প্রতিফলিত হয়ে ফিরে যাওয়া সৌর বিকিরণের পরিমাণ 2%। এছাড়া পৃথিবী পৃষ্ঠ থেকে প্রতিফলিত হয় শতকরা 2 ভাগ আগত সৌর বিকিরণ। ফলে মোট আগত সৌর বিকিরণের শতকরা 35 ভাগ (6+27+2) পৃথিবী এবং তার বায়ুমণ্ডল কর্তৃক হয় প্রতিফলিত না হয় বিচ্ছুরিত হয়ে মহাশূন্যে ফিরে যায়। এই অংশ পৃথিবী ও তার বায়ুমণ্ডলের কোন কাজে লাগে না। একে বলা হয় পৃথিবীর অ্যালবেডো (Global Albedo)।

যদিও বায়ুমণ্ডল আগত সৌর বিকিরণের (৫ ট্রে মোটামুটি স্বচ্ছ তবুও সৌর বিকিরণের একটি অংশ মেঘ, জলকণা, ধূলীকণা দহনজনিত পদার্থ প্রভৃতি কর্তৃক শোষিত হয়। এর পরিমাণ প্রায় 14%। সুতরাং শতকরা 51 ভাগ সৌর বিকিরণ পৃথিবীতে এসে পৌঁছয় ও পৃথিবীকে উত্তপ্ত করে। এই 51 ভাগের মধ্যে 17 ভাগ আসে বিচ্ছুরিত সূর্যরশ্মি রূপে আর 37 ভাগ আসে দিনের আলোরূপে সরাসরি। সুতরাং মোট 100 ভাগ আগত সৌর বিকিরণের মধ্যে 65 ভাগ পৃথিবী ও তার বায়ুমণ্ডলকে উত্তপ্ত করতে ব্যবহৃত হয়। 14% ভাগ বায়ুমণ্ডল কর্তৃক শোষিত হয় এবং 51 ভাগ পৃথিবীপৃষ্ঠ কর্তৃক শোষিত হয়। আগত সৌর বিকিরণের এই অংশকে কার্যকরী সৌর বিকিরণ (Effective Solar Radiation) বলা হয়।

সুতরাং দেখা যাচ্ছে পৃথিবীপৃষ্ঠ মোট শতকরা 51 ভাগ আগত সৌর বিকিরণ শোষণ করে এবং উত্তপ্ত হয়। তারপর এই উত্তপ্ত দীর্ঘ তরঙ্গ রূপে বিকিরিত হয়ে এবং পরিবহন, পরিচলন ও ঘনীভবনের মাধ্যমে প্রথমে বায়ুমণ্ডলে ছড়িয়ে পড়ে। বায়ুমণ্ডল যদিও (দ্রুততরঙ্গ রূপে আগত সৌর বিকিরণের (৫ ট্রে স্বচ্ছ কিন্তু দীর্ঘ তরঙ্গ রূপে পৃথিবীপৃষ্ঠ থেকে যে বিকিরণ হয় তার প্রায় পুরোটাই বায়ুমণ্ডল শোষণ করতে স(ম।

বায়ুমণ্ডলের শোষণের মূল উপাদান হল জলীয় বাষ্প। আবার জলীয় বাষ্পের শোষণ (মতা প্রচণ্ড ত্রি(য়াশীল থাকে 27 মাইক্র(ন তরঙ্গ দৈর্ঘ্যের উপরে, 5.5 থেকে 7 মাইক্র(ন দৈর্ঘ্য এবং মোটামুটি ত্রি(য়াশীল থাকে 4 মাইক্র(ন তরঙ্গ দৈর্ঘ্যের নীচে, 4 - 5.5, 7 - 8 এবং 13 - 27 মাইক্র(ন পর্যন্ত। সুতরাং 8 - 13 মাইক্র(ন পর্যন্ত তরঙ্গ দৈর্ঘ্য বিকিরণ হলে তা জলীয় বাষ্প শোষণ করতে পারে না। একে জলীয় বাষ্প জানালা (Watervapour window) বলে এবং সবথেকে মজার কথা হল এই যে পৃথিবীপৃষ্ঠ থেকে যখন সর্বাপে(1 বেশি বিকিরণ হয় তখন 8 - 13 মাইক্র(ন তরঙ্গ দৈর্ঘ্য হয়। ফলে পৃথিবীপৃষ্ঠ থেকে বিকিরিত শক্তি(র একটি বড় অংশ সরাসরি মহাশূন্যে ফিরে যায় এই জলীয় বাষ্প জানালার মধ্য দিয়ে। এর পরিমাণ শতকরা 17 ভাগ। বাকি মাত্র শতকরা 6 ভাগ বায়ুমণ্ডল শোষণ করে। কার্বন ডাই অক্সাইড ও জলীয় বাষ্প এই শোষণে মূল ভূমিকা গ্রহণ করে বলে এদের গ্রীন হাউস গ্যাস বলে (Green House Gas) ও বায়ুমণ্ডলের এই প্রভাবকে গ্রীন হাউস প্রভাব বলা হয়। এছাড়া বায়ুমণ্ডল পরিচলন পদ্ধতিতে শতকরা 7 ভাগ ও ঘনীভবন প্রক্রিয়াতে শতকরা 19 ভাগ তাপ বায়ুমণ্ডলকে দেয়। ফলে পৃথিবী কর্তৃক শোষিত মোট শতকরা 51 ভাগ তাপের 17 ভাগ সরাসরি মহাশূন্যে ফিরে যায় ও শতকরা 34 ভাগ (6 ভাগ বিকিরণ পদ্ধতিতে, 19 ভাগ ঘনীভবনের মাধ্যমে ও 7 ভাগ পরিচলন পদ্ধতিতে) বায়ুমণ্ডল শোষণ করে।

সুতরাং বায়ুমণ্ডল শোষণ করে মোট 34% আগত সৌর বিকিরণ পৃথিবীপৃষ্ঠ থেকে পরো(ভাবে এবং 14% সরাসরি প্রত্য(ভাবে সৌর বিকিরণ থেকে। এই মোট 48 ভাগ সৌর বিকিরণ বায়ুমণ্ডল থেকে পুনঃবিকিরিত হয়ে মহাশূন্যে ফিরে যায় এবং পৃথিবীপৃষ্ঠ থেকে জলীয় বাষ্প জানালার মধ্য দিয়ে শতকরা 17 ভাগ সরাসরি মহাশূন্যে ফিরে গেলে মোট কার্যকরী সৌর বিকিরণের 65 শতাংশ (যা পৃথিবী ও বায়ুমণ্ডল শোষণ করেছিল)-ই মহাশূন্যে ফিরে যায়। এইভাবে পৃথিবীর উত্তাপের সমতা র(িত হয়।

অনুশীলনী-2

A. শূন্যস্থান পূরণ ক(ন)

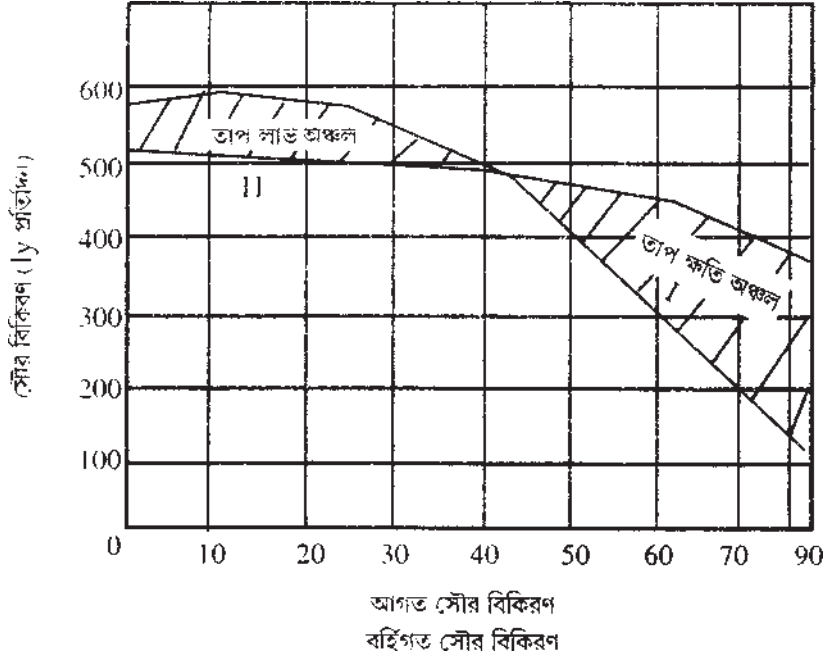
- i) সাধারণত বায়ুমণ্ডলে প্রবেশ করার সময় _____ কম তরঙ্গদৈর্ঘ্যের রশ্মি বিচ্ছুরিত হয়।
- ii) বরফ ঢাকা প্রান্তর থেকে প্রতিফলিত সূর্যরশ্মির পরিমাণ _____।
- iii) পৃথিবীপৃষ্ঠ থেকে বিকিরিত তরঙ্গদৈর্ঘ্যের পরিমাণ _____।

B. সংশ্লিষ্ট উত্তর দিন

- i) বিচ্ছুরণ না থাকলে কি কি ঘটতে পারে বলুন।
- ii) শোষণ বলতে কি বোঝেন?
- iii) পৃথিবীপৃষ্ঠ কি কি পদ্ধতিতে তাপ পুনঃবিকিরণ করে?
- iv) অ্যালবেডো বলতে কি বোঝেন?
- v) কার্যকরী সৌর বিকিরণ কি?

2.5 অক্ষাংশীয় উত্তাপের সমতা (Latitudinal Heat Balance)

যদিও সামগ্রিক ভাবে পৃথিবীর উত্তাপের কোন হেরফের হয় না এবং পৃথিবীতে উত্তাপের সমতা রহিত হয় কিন্তু বিভিন্ন অংশে তাপমাত্রার প্রভূত তারতম্য দেখা যায়। পৃথিবীর অ(রেখার কৌণিক অবস্থান, পৃথিবীর বার্ষিকগতি, ক(পথের বিভিন্ন স্থানে অ(রেখার পরস্পর সমান্তরাল অবস্থান প্রভৃতি কারণের সম্মিলিত ফল হিসাবে পৃথিবীপৃষ্ঠে বিভিন্ন স্থানে সূর্যরশ্মির পতনকোণের তারতম্য ঘটে। তার ফলে আগত সৌর বিকিরণের তথা তাপমাত্রার পার্থক্য ঘটে। দেখা গেছে নিম্ন অ(ংশীয় অঞ্চলে আগত সৌর বিকিরণের পরিমাণ বহির্গত সৌর বিকিরণ (Outgoing Solar Radiation) অপেক্ষা বেশি আবার উচ্চ অ(ংশীয় অঞ্চলে বহির্গত সৌর বিকিরণের পরিমাণ আগত সৌর বিকিরণ অপেক্ষা বেশি। (H. G. Houghton) এইচ. জি. হাফটন একটি রেখচিত্রের মাধ্যমে পৃথিবীর কোন কোন অঞ্চলে সৌর বিকিরণের লাভ এবং কোন কোন অঞ্চলে (তি হয় তা দেখিয়েছেন।



(চিত্র নং 2.2) অ(াংশীয় উত্তাপের তারতম্য।

অ(াংশীয় উত্তাপের এই অসমতা প্রতিনিয়ত বায়ুপ্রবাহ, সমুদ্রস্রোত প্রভৃতির দ্বারা দূর করার চেষ্টা চলে। উত্তাপের অসমতা সর্বাপেক্ষা বেশি হয় মধ্য অ(াংশীয় অঞ্চলে যেখানে রেখচিত্রটি পরস্পরকে ছেদ করে। সমুদ্রস্রোত, বায়ুপ্রবাহ ও ঘনীভবনজনিত লীন তাপ প্রভৃতির মাধ্যমে নিম্ন অ(াংশ থেকে উত্তাপ উচ্চ অ(াংশে এবং উচ্চ অ(াংশ থেকে শৈত্য নিম্ন অ(াংশে পরিবাহিত হয়। একেই অ(াংশীয় উত্তাপের সমতা বলা হয়।

2.6 সারাংশ

এই এককে আমরা সৌর বিকিরণ এবং আগত সৌর বিকিরণ সম্পর্কে জেনেছি। এছাড়া জেনেছি বিচ্ছুরণ, প্রতিফলন, শোষণ ও পরিবহন, পরিচলন ও ঘনীভবন সম্পর্কে। আমরা দেখেছি কিভাবে বায়ুমণ্ডল ও পৃথিবীপৃষ্ঠে আগত সৌর বিকিরণকে প্রভাবিত করে এবং কিভাবে পৃথিবীর উত্তাপের সমতা র(া হয়। উত্তাপের সমতা সম্পর্কে পর্যালোচনা করতে গিয়ে আমরা জলীয় বাষ্প জানানো ও গ্রীন হাউস প্রভাব সম্পর্কে জেনেছি। এছাড়াও আমরা জেনেছি অ(াংশীয় উত্তাপের তারতম্য এবং মোট তারতম্য দূর করার প্রাকৃতিক প্রচেষ্টা সম্পর্কে।

2.7 সর্বশেষ প্রশ্নাবলী

1. আগত সৌর বিকিরণ কাকে বলে? আগত সৌর বিকিরণের পরিমাণের তারতম্যের কারণগুলি লিখুন।
2. আগত সৌর বিকিরণের উপর বায়ুমণ্ডলের প্রভাবগুলি লিখুন।
3. কি কি প্রক্রিয়ায় পৃথিবীপৃষ্ঠ থেকে উদ্ভাপ বায়ুমণ্ডলে ছড়িয়ে পড়ে তার একটি বিস্তারিত আলোচনা ক(ন)।
4. পৃথিবীর উদ্ভাপের সমতা সম্পর্কে আলোচনা ক(ন)।
5. অ(ংশীয় উদ্ভাপের তারতম্য বলতে কি বোঝান? কেন এই তারতম্য ঘটে? এই তারতম্য দূর করার প্রাকৃতিক প্রচেষ্টাগুলি লিখুন।

2.8 উত্তরমালা

অনুশীলনী-1

- A. উত্তরের জন্য পাঠ্যাংশের 2.2 একক দেখুন।
- B. উত্তরের জন্য পাঠ্যাংশের 2.2.1 একক দেখুন।

অনুশীলনী-2

- A. উত্তরের জন্য পাঠ্যাংশের 2.3 একক দেখুন।
- B. i, ii, iii নং প্রশ্নের জন্য পাঠ্যাংশের 2.3 একক দেখুন এবং iv, v নং প্রশ্নের জন্য পাঠ্যাংশের 2.4 একক দেখুন।

সর্বশেষ প্রশ্নাবলী

1. পাঠ্যাংশের 2.2 ও 2.2.1 একক দেখুন।
2. পাঠ্যাংশের 2.3 একক দেখুন।
3. পাঠ্যাংশের 2.3 একক দেখুন।
4. পাঠ্যাংশের 2.4 একক দেখুন।
5. পাঠ্যাংশের 2.5 একক দেখুন।

2.9 গ্রন্থপঞ্জী

- 1 Barry, R. G. & Chorley R.J., Atmosphere, weather and climate, & Co. London, 1992.
- 2 Byers, H.R. General Meteorology, Mcgraw Hill Book Co. New York 1959
- 3 Critchfield, H.J. General Climatology, Prentice Hall of India Private Limited, New Delhi, 1975
- 4 Haurwitz, B and J. M. Susten, Climatology, Mcgraw Hill Book Co. New York, 1944.
- 5 Saha, Pijuskanti & Bhattacharya, Prabhat Kumar, আধুনিক জলবায়ুবিদ্যা, পশ্চিমবঙ্গ রাজ্য পুস্তক পর্ষৎ, কলিকাতা, 1994 .
- 6 Trewartha, G. W. An Introduction to Climate, Mc Graw Hill Koganushu Ltd. Tokyo, 1968.

একক 3 □ বায়ুমণ্ডলের উত্তপ্তকরণের প্রক্রিয়াসমূহ—তাপমাত্রার অনুভূমিক ও উল্লম্ব বণ্টন তাপমাত্রার বৈপরীত্য

গঠন

3.1 প্রস্তাবনা

উদ্দেশ্য

3.2 বায়ুমণ্ডল কি কি উপায়ে উত্তপ্ত বা শীতল হয়

3.3 তাপমাত্রার অনুভূমিক বণ্টন

3.4 তাপমাত্রার উল্লম্ব বণ্টন

3.5 তাপমাত্রা বা উষ্ণতার বৈপরীত্য (**Inversion of Temperature**)

3.6 সর্বশেষ প্রশ্নাবলী

3.7 সারাংশ

3.8 উত্তরমালা

3.9 গ্রন্থপঞ্জী

3.1 প্রস্তাবনা

তাপমাত্রা বা উষ্ণতা হলো বায়ুমণ্ডলের একটি অতি গুরুত্বপূর্ণ উপাদান। প্রকৃতপক্ষে এই তাপমাত্রার উপরে বায়ুমণ্ডলের বিভিন্ন বৈশিষ্ট্যগুলি নির্ভর করে। ফলে কোন স্থানের জলবায়ুকে তা প্রভাবিত করে। তাপমাত্রার অনুভূমিক বণ্টন বিভিন্ন বিষয়ের উপর নির্ভর করে বলে বছরের বিভিন্ন সময়ে পৃথিবীতে সমোষ্ণ(রেখাগুলির বণ্টনেও পার্থক্য হতে দেখা যায়। তাছাড়া জলবায়ুর নানা বৈশিষ্ট্য তাপের উল্লম্ব বণ্টনের উপরেও বেশ কিছুটা নির্ভরশীল। উচ্চতা বাড়ার সাথে বায়ুর উষ্ণতা কমে যাবার যে স্বাভাবিক হার থাকে তার বিপরীত অবস্থাটিও অনেকগুলি বিষয়ের উপর নির্ভর করে। উষ্ণতার এই বৈপরীত্য স্থানীয়ভাবে অনেক স্থানের আবহাওয়াকে প্রভাবিত করে। উপরিউক্ত বিষয়গুলি বর্তমান এককটিতে আলোচনা করা হবে।

উদ্দেশ্য

এই অংশটি পড়ার পর আপনি জানতে পারবেন—

- বায়ুমণ্ডল উত্তপ্ত হবার উপায় সম্পর্কে
- তাপমাত্রার অনুভূমিক বণ্টন ও তার কারণ সম্পর্কে
- তাপমাত্রার উল্লম্ব বণ্টন ও তার কারণ সম্পর্কে
- তাপমাত্রার বৈপরীত্য, তার কারণ ও শ্রেণীবিভাগ সম্পর্কে

3.2 বায়ুমণ্ডল কি কি উপায়ে উত্তপ্ত বা শীতল হয় ?

পৃথিবীর তাপমাত্রা বলতে ভূপৃষ্ঠ সংলগ্ন বায়ুমণ্ডলের তাপমাত্রাকে বোঝায়। বায়ুমণ্ডলের তাপমাত্রার প্রধান উৎস হলো সূর্যরশ্মি। প্রকৃতপক্ষে বায়ুমণ্ডল সূর্য থেকে সরাসরি খুব কম পরিমাণ তাপ গ্রহণ করে। প্রধানত ভূপৃষ্ঠ থেকে বিকিরণের মাধ্যমে অধিকাংশ তাপশক্তি বায়ুমণ্ডলে প্রবেশ করে। এখানে বলা দরকার যে তাপ (Heat) ও উষ্ণতা (Temperature) শব্দ দুটিকে অনেকে একই অর্থে ব্যবহার করলেও এই শব্দ দুটির মধ্যে পার্থক্য আছে। কারণ তাপ হলো শক্তির একটি রূপ অর্থাৎ তাপ বলতে কোন বস্তুতে থাকা শক্তির পরিমাণকে বোঝায়, অন্যদিকে তাপমাত্রা হলো কোন বস্তুর উত্তপ্তকরণ বা শীতলীকরণের তীব্রতা বা মাত্রা। ফলে তাপ বাড়িয়ে বা কমিয়ে কোন বস্তুর তাপমাত্রা বাড়ানো বা কমানো যেতে পারে। এক দেহ থেকে অন্য দেহে তাপের পরিবহন ঘটতে পারে পরিবহন, পরিচলন ও বিকিরণের মাধ্যমে। নিম্নলিখিত কয়েকটি উপায়ে (চিত্র 3.1) বায়ুমণ্ডলের উত্তপ্তকরণ বা শীতলীকরণ ঘটতে পারে। যথা

- 1 প্রত্য(সৌর তাপ শোষণ (Absorption)
- 2 বিকিরণ (Radiation)
- 3 পরিচলন (Convection)
- 4 পরিবহন (Conduction)
- 5 ঘনীভবনের লীন তাপ (Latent heat of Condensation)
- 6 বায়ুর প্রসারণ ও সংকোচন (Expansion & Contraction of Air)

1. প্রত্যক্ষ সৌরতাপ শোষণ :— যদিও আমরা জানি যে সূর্যরশ্মি প্রত্য(ভাবে বায়ুমণ্ডলকে উত্তপ্ত করে না, তবুও দেখা যায় বায়ুমণ্ডলের নীচের দিকে যে বেশি পরিমাণ কার্বন ডাই অক্সাইড, জলীয় বাষ্প, ধূলিকণা প্রভৃতি আছে, তা সূর্য থেকে আগত রশ্মির প্রায় 19

শতাংশকে শোষণ করে। সমুদ্রপৃষ্ঠ থেকে প্রায় 2 কিমি উচ্চতার মধ্যে উত্ত(অংশের প্রায় 50 শতাংশ অবস্থান করে। এই প্রক্রিয়ায় বায়ুমণ্ডল সামান্য উত্তপ্ত হয়। কিন্তু এই তাপশোষণ প্রক্রিয়ায় ভূপৃষ্ঠসংলগ্ন বায়ুর উষ্ণতা খুব বাড়তে পারে না এবং এই কারণে রৌদ্রকরোজ্জ্বল মেঘশূন্য দিনেও ভূপৃষ্ঠের কাছে বায়ুস্তরের তাপমাত্রা কম হয়।

2. বিকিরণ :- কোন বস্তুগত মাধ্যম (কঠিন, তরল বা গ্যাসীয়) ছাড়াই যখন এক পদার্থ থেকে অন্য পদার্থে তাপ সঞ্চালিত হয়, তখন সেই পদ্ধতিকে বিকিরণ বলে। সূর্য থেকে যে তাপতরঙ্গ মহাশূন্যের ভিতর দিয়ে বায়ুমণ্ডল ভেদ করে পৃথিবীতে আসে, তাকে সৌর বিকিরণ বলে। এই প্রক্রিয়ায় ভূপৃষ্ঠ উত্তপ্ত হয়। সূর্য থেকে ভূপৃষ্ঠে আসা এই (দ্র তরঙ্গের সৌররশ্মি আবার দীর্ঘ তরঙ্গ রূপে বিকিরিত হয়ে বায়ুমণ্ডলে মেশে এবং ভূপৃষ্ঠ সংলগ্ন বায়ুস্তর সবচেয়ে বেশি উত্তপ্ত হয়। এই প্রক্রিয়াটি বিকিরণ বা ভূমি-বিকিরণ নামে পরিচিত। এটি হলো বায়ুমণ্ডলকে উত্তপ্ত করার সবচেয়ে গু(ত্বপূর্ণ প্রক্রিয়া। ভূপৃষ্ঠ থেকে এই বিকিরিত তাপের কিছু অংশ আবার কার্বন ডাই অক্সাইড, জলীয় বাষ্প প্রভৃতিতে বাধা পেয়ে ভূপৃষ্ঠে ফিরে আসে, যাকে 'কাউন্টার রেডিয়েশন' বলে। কাউন্টার রেডিয়েশানের মাধ্যমে ভূপৃষ্ঠ ও তার সংলগ্ন বায়ুমণ্ডল যে উত্তপ্ত হয়, তা 'গ্রীন হাউস এফেক্ট' নামে পরিচিত।

কার্বন ডাই অক্সাইড ভূপৃষ্ঠ থেকে বিকিরিত দীর্ঘ তরঙ্গের রশ্মিকে শোষণ করে। আর জলীয় বাষ্প যেমন সরাসরি (দ্র তরঙ্গের সৌররশ্মিকে শোষণ করে, তেমনি বহির্গমনকারী দীর্ঘ তরঙ্গের রশ্মিকে শোষণ করে। এই জলীয় বাষ্পের বেশির ভাগই (প্রায় 90 শতাংশ) অবস্থান করে সমুদ্রপৃষ্ঠ থেকে 5 কিমি উচ্চতার মধ্যে। ফলে অপেক্ষিত বেশি উচ্চতায় সৌর বিকিরণ বেড়ে যায়। এই কারণে পাহাড়গুলিকে 'বিকিরণ জানালা (Radiation Window) বলে। বিকিরণের (দ্রে অন্যতম দুটি বৈশিষ্ট্য হলো (ক) জলভাগের তুলনায় স্থলভাগ খুব তাড়াতাড়ি তাপ বিকিরণ করে, কারণ জলের তাপগ্রহীতা (Heat capacity) বা তাপ ধরে রাখার (মত) বেশি এবং (খ) নীচু জায়গার তুলনায় উঁচু জায়গায় খুব তাড়াতাড়ি তাপ বিকিরণ হয়।

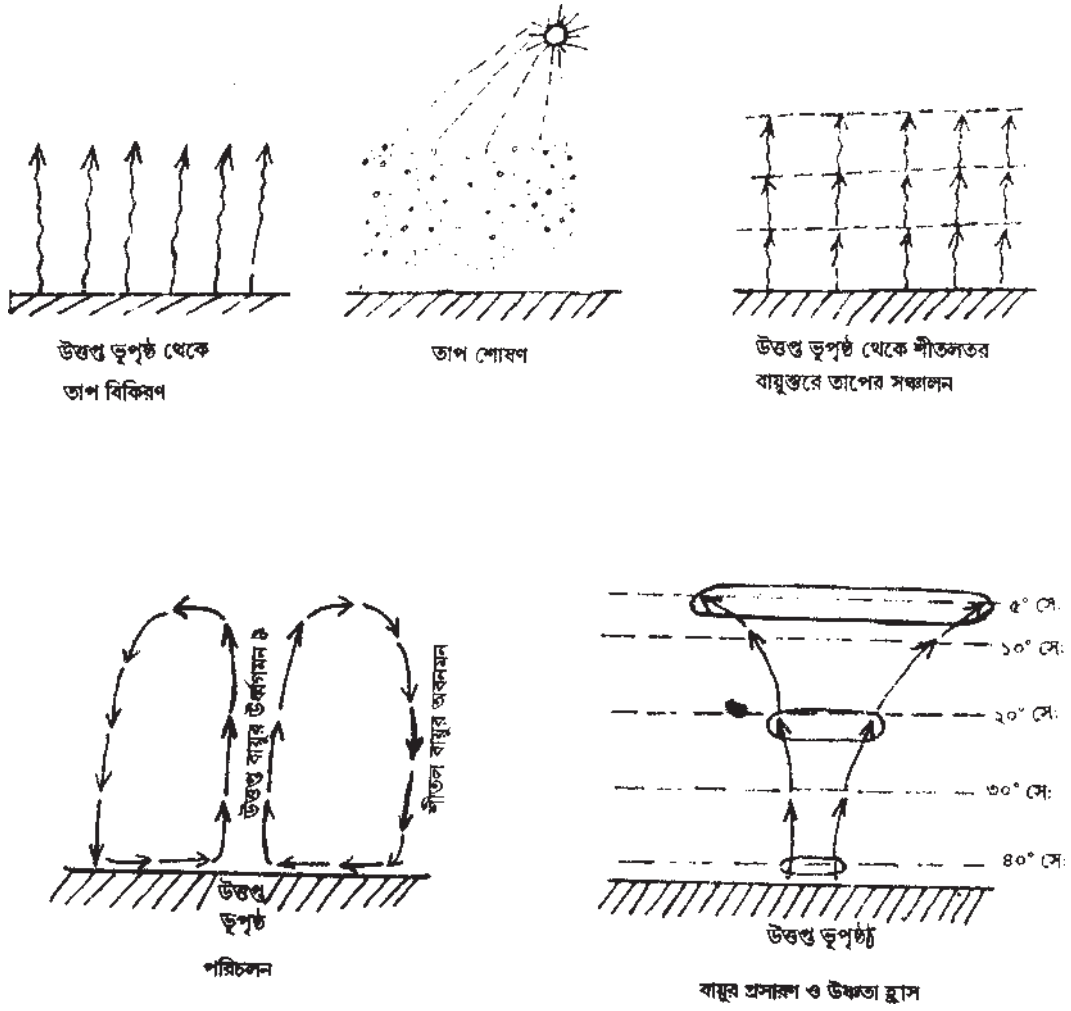
3. পরিচলন :- পরিচলন পদ্ধতিতে বায়ুর উর্ধ্বমুখী সঞ্চালন (Vertical movement) হয়। ভূপৃষ্ঠের কাছাকাছি বায়ু বেশি উষ্ণ(হবার ফলে ঘনত্ব কমে যায় এবং বায়ু প্রসারিত ও হালকা হয়, তখন ওই উষ্ণ(লঘু বায়ু উর্ধ্বাকাশে উঠে গেলে সেখানকার ঠাণ্ডা ও ভারী বায়ু অপেক্ষিত শীতল অঞ্চলের দিকে নীচে নেমে আসতে বাধ্য হয়। এই অপেক্ষিত ঠাণ্ডা বায়ু ভূপৃষ্ঠ বরাবর প্রবাহিত হয়ে উষ্ণ(অঞ্চলে এসে আবার গরম হয়ে উপরে উঠে যায়। অনেকটা চত্রে(র মত বায়ুর এই সঞ্চালন এবং তার প্রভাবে বায়ুর উষ্ণ(হবার পদ্ধতি পরিচলন প্রক্রিয়া নামে পরিচিত। অনেক সময় বায়ু

উল্লম্বভাবে প্রবাহিত না হয়ে সমান্তরালভাবে প্রবাহিত হয়ে তাপমাত্রার পরিবর্তন ঘটায়। এই প্রক্রিয়াকে অ্যাডভেকশান বলে, যা তাপের সঞ্চালনের একটি অন্যতম প্রক্রিয়া। মধ্য অংশীয় অঞ্চলে আবহাওয়ার দৈনিক তারতম্য এককভাবে অ্যাডভেকশানের ফলেই ঘটে থাকে। উত্তর ভারতের সমভূমিতে গ্রীষ্মকালে যে কষ্টদায়ক তীব্র উষ্ণ বায়ু (লু) প্রবাহিত হয়, তা অ্যাডভেকশানের ফলেই তৈরি হয়। একইভাবে নীতিশীতোষ্ণ অঞ্চলে শীতকালে উষ্ণ (ত্রি) বায়ু প্রবাহিত হয়ে আবহাওয়াকে আরামদায়ক করে তোলে।

4. পরিবহন :- যে কোন পদার্থের অণুগুলির মধ্য দিয়ে ধীর গতিতে তাপের সঞ্চালনকে পরিবহন বলে। দুটি উপায়ে তাপের পরিবহন ঘটে। যথা — (ক) কোন বস্তুর দেহের এক অংশ থেকে অন্য অংশে তাপের পরিবহন ও (খ) এক দেহ থেকে সংলগ্ন অন্য একটি দেহে তাপের পরিবহন তাপের পরিবহন। বায়ুর তাপগ্রাহীতা খুবই কম অর্থাৎ তাপের সুপরিবাহী নয় বলে পরিবহন প্রক্রিয়াটি প্রধানত ভূপৃষ্ঠ সংলগ্ন বায়ুস্তরকেই প্রভাবিত করে এবং নিম্ন বায়ুমণ্ডলের মাত্র কয়েক মিটার উচ্চতা পর্যন্ত তাপের পরিবহন হয়। দিনেরবেলায় ভূপৃষ্ঠ বেশি উত্তপ্ত হয়ে পড়লে বায়ুর অণুগুলির মাধ্যমে উত্তপ্ত ভূপৃষ্ঠ থেকে তাপমাত্রা ভূপৃষ্ঠ সংলগ্ন বায়ুমণ্ডলে প্রবেশ করে। আবার শীতের রাতে অতিশীতল ভূপৃষ্ঠের সংলগ্ন বায়ুস্তর শীতল হয়ে পড়ে। দিনের বেলায় অনেক সময় উত্তপ্ত ভূপৃষ্ঠের সংলগ্ন বায়ুস্তরের উপরে থাকা অপেক্ষাকৃত ঠাণ্ডা বায়ুস্তরেও পরিবহন প্রক্রিয়ায় তাপ সঞ্চালিত হয়। তবে যত (৭) পর্যন্ত দুই বায়ুস্তরের মধ্যে তাপ সমান না হয়, তত (৭) পর্যন্ত তাপের পরিবহন চলতে থাকে।

5. ঘনীভবনের লীন তাপ :- জলীয় বাষ্পের ঘনীভবনের সময় যে লীন তাপ পাওয়া যায়, তা বায়ুর উষ্ণতা বাড়িয়ে দেয় এবং আবহাওয়াকে প্রভাবিত করে। সমুদ্র, আর্দ্র ভূ-ভাগ ও স্বাভাবিক উদ্ভিদের উপরিভাগে ঘনীভবনের লীন তাপ বায়ুমণ্ডলের বিভিন্ন স্তরে মেশে। ঘনীভবন ও উর্ধ্বপাতনের সময় জলীয় বাষ্প তরল বা কঠিন রূপে পরিণত হয়। এই সময় লীন তাপ মুক্ত হয় এবং বায়ুর তাপমাত্রা বৃদ্ধি করে।

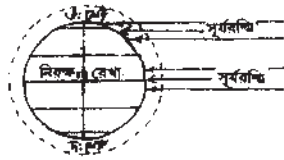
6. বায়ুর প্রসারণ ও সংকোচন :- উত্তপ্ত বায়ুরাশি যত উপরের দিকে উঠতে থাকে, ততই তা অপেক্ষাকৃত নিম্নচাপ অঞ্চলের মধ্য দিয়ে যেতে থাকে এবং প্রসারিত হয়। ফলে বায়ুর তাপমাত্রা কমে যায়। আবার বায়ু যত নীচের দিকে নামতে থাকে, ততই তা সংকুচিত হয়ে পড়ে। ফলে বায়ুর উষ্ণতা বেড়ে যায়। বায়ুচাপের পরিবর্তনের ফলে তাপমাত্রার এই পরিবর্তনকে তাপের অ্যাডিয়াবেটিক পরিবর্তন বলে।



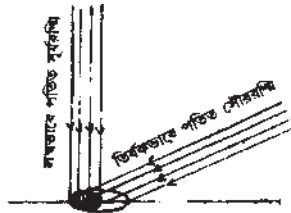
চিত্র 3.1 বায়ুর উত্তপ্তকরণ ও শীতলীকরণের প্রক্রিয়াসমূহ।

3.3 তাপমাত্রার অনুভূমিক বণ্টন

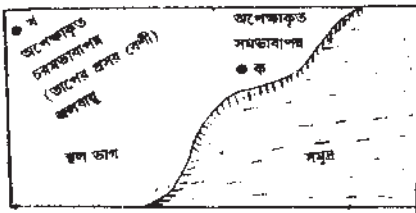
3.3.1 অনুভূমিক বণ্টনের তারতম্যের কারণসমূহ



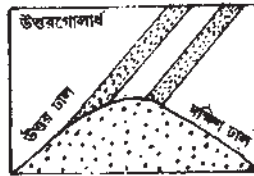
বিভিন্ন অক্ষাংশে সূর্যরশ্মির পতনকোণ-এর পার্থক্য উষ্ণতার পার্থক্যের সৃষ্টি করে।



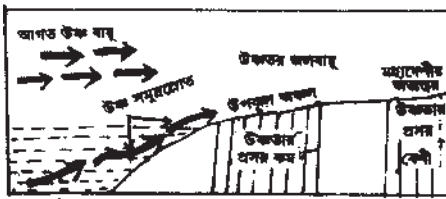
তির্ঘকভাবে পতিত রশ্মি বেশী স্থান জুড়ে পতিত হয় এবং উষ্ণতা অপেক্ষাকৃত কম হয়।



উষ্ণতার ওপর হ্রদভাগ ও জলজঙ্গলের প্রভাব।



দক্ষিণ ঢাল অধিকতর উষ্ণ।



উষ্ণতার ওপর বায়ুপ্রবাহ ও সমুদ্রস্রোতের প্রভাব।



মাটির প্রকৃতি ও তাপের পার্থক্য।

চিত্র 3 2 উষ্ণতার অনুভূমিক বণ্টনের তারতম্যের কারণসমূহ।

তাপমাত্রার অনুভূমিক বণ্টনকে অনেকগুলি বিষয় বা উপাদান প্রভাবিত করে। আমরা জানি যে, অ(াংশের পরিবর্তনের সাথে সাথে সূর্যরশ্মির তাপীয় ফলের বা আগত সৌর বিকিরণের (insolation) পার্থক্য হয় এবং সাধারণভাবে নির(ীয় অঞ্চল থেকে মে(অঞ্চলের দিকে উষ্(তা কমে যায়। তবে যদি সূর্যরশ্মির তাপীয় ফলের (েত্রে অ(াংশ একমাত্র নিয়ন্ত্রক হতো তাহলে পৃথিবীর উষ্(তা - মানচিত্রে সমোষ্(রেখাগুলি অ(রেখাগুলির সমান্তরাল থাকতো। কিন্তু সমোষ্(রেখাগুলি পূর্ব-পশ্চিমে বিস্তৃত হলেও সেগুলি খুবই আঁকাবাঁকা। কোথাও কোথাও এই রেখাগুলি কাছাকাছি অবস্থিত, আবার কোথাও পরস্পর দূরে অবস্থিত এবং এই কারণে ভূপৃষ্ঠের বিভিন্ন অংশে তাপীয় ঢালের বিশেষ পার্থক্য ঘটতে দেখা যায়। নিম্নলিখিত কয়েকটি কারণে ভূপৃষ্ঠের বিভিন্ন স্থানে উষ্(তার পার্থক্য হয়। যথা :

A) অক্ষাংশ :— অ(াংশের তারতম্যের ফলে সূর্যরশ্মির পতনকোণের পার্থক্য হয়। নির(রেখার উপরে সূর্য সবসময় লম্বভাবে কিরণ দিলেও এর উত্তরে বা দ(িণে অর্থাৎ অপে(াকৃত উচ্চ অ(াংশের দিকে সূর্যরশ্মি তির্যকভাবে পতিত হয় এবং বেশি বায়ুস্তর ভেদ করে আসে। তাছাড়া তির্যকভাবে পতিত রশ্মি অপে(াকৃত বেশি স্থান জুড়ে ছড়িয়ে পড়ে। তাই লম্বভাবে পতিত রশ্মির চেয়ে তির্যকভাবে পতিত রশ্মিতে উষ্(তা কম অনুভূত হয়। অ(াংশের তারতম্যের নির(ীয় অঞ্চল মে(অঞ্চলের চেয়ে বেশি উষ্(হয়। পূর্ব-পশ্চিমে বিস্তৃত সমোষ্(রেখাগুলি প্রকৃতপ(ে অ(রেখাগুলির প্রায় সমান্তরালে অবস্থিত। অন্যান্য কয়েকটি উপাদানের প্রভাবে সমোষ্(রেখাগুলি আঁকাবাঁকা হয়।

B) স্থলভাগ ও জলভাগের বিস্তার :— ভূপৃষ্ঠের প্রকৃতিগত পার্থক্যের ফলে জল ও স্থলে জলবায়ুর বিভিন্ন উপাদানগুলির তারতম্য হয়। সাধারণত বিস্তীর্ণ জলভাগের উপর জলবায়ু হয় আর্দ্র এবং বিস্তীর্ণ স্থলভাগের মধ্যবর্তী অংশে জলবায়ু হয় শুষ্ক। স্থলভাগের মধ্যবর্তী অংশে জলবায়ু চরমভাবাপন্ন হয়। নির(ীয় অঞ্চলে জলভাগ বেশি বলে জলবায়ু আর্দ্র হয় ও পরিচলন বৃষ্টিপাতের সৃষ্টি হয়।

স্থলভাগ দিনে দ্রুত উত্তপ্ত হয় এবং রাত্রিতে দ্রুত তাপ বিকিরণ করে ঠাণ্ডা হয়। আবার জলভাগ ধীরে উত্তপ্ত ও ধীরে ঠাণ্ডা হয়। অর্থাৎ জলভাগের তুলনায় স্থলভাগের তাপের দৈনিক প্রসার বেশি হয়। এই কারণে স্থলভাগে চরমভাবাপন্ন জলবায়ু ও জলভাগে অপে(াকৃত সমভাবাপন্ন জলবায়ু দেখা যায়। পৃথিবীতে সামুদ্রিক (marine) ও মহাদেশীয় (continental) জলবায়ু সৃষ্টির (েত্রে স্থল ও জলের ভিন্ন মাত্রায় উত্তপ্তকরণ গু(ত্বপূর্ণ ভূমিকা পালন করে।

নিম্নলিখিত কয়েকটি কারণে স্থল ও জল ভিন্ন মাত্রায় উত্তপ্ত হয়। যথা — 1) জল স্বচ্ছ বলে আলো ও তাপ অনেক গভীরতা পর্যন্ত প্রবেশ করতে পারে এবং তাপ ছড়িয়ে পড়ে। কিন্তু অস্বচ্ছ স্থল সহজে আলোকভেদ্য নয় বলে তাপ কম স্থান জুড়ে কেন্দ্রীভূত থাকে। 2) জলের আপে(িক তাপ স্থলের চেয়ে অনেক বেশি। অর্থাৎ নির্দিষ্ট পরিমাণ স্থলকে 1° সেঃ উত্তপ্ত করতে যে পরিমাণ তাপের প্রয়োজন, ঐ একই পরিমাণ জলকে উত্তপ্ত করতে তার চেয়ে বেশি তাপের প্রয়োজন। 3) সমুদ্রতরঙ্গ, জোয়ার-

ভাঁটা, সমুদ্রস্রোত প্রভৃতি কারণে সমুদ্রজলে আলোড়ন হয় এবং পরিচলন স্রোতের ফলে জলের মধ্যে তাপ বণ্টিত হয়। অন্যদিকে স্থলভাগে পরিবহন বা conduction প্রক্রিয়ায় অতি ধীরে তাপ পরিবাহিত হয়, তাই জলভাগের তাপমাত্রা কমানোর ক্ষেত্রে এর ভূমিকা আছে।

C) বায়ু প্রবাহ :- বায়ুপ্রবাহ তাপমাত্রার অনুভূমিক বণ্টনকে অনেকখানি নিয়ন্ত্রণ করে। কোন স্থান থেকে উষ্ণ বা শীতল বায়ু প্রবাহিত হয়ে অন্য একটি স্থানকে যথার্থমে উত্তপ্ত বা শীতল করতে পারে। সমুদ্রস্রোতকে প্রভাবিত করার মাধ্যমেও বায়ুপ্রবাহ তাপের তারতম্যে ভূমিকা পালন করে। অনেক সময় সমুদ্রের উপর থেকে বায়ু স্থলভাগের দিকে প্রবাহিত হয়ে সেখানকার তাপকে কমিয়ে দেয় এবং উপকূল অঞ্চলে সমভাবাপন্ন তাপমাত্রার সৃষ্টি করে।

অনেক সময় ঝড়ের প্রভাবেও হঠাৎ তাপের পার্থক্য হয়। কোন স্থানে তীব্র ঝড়ের পর অনেক সময় বায়ুর তাপমাত্রা বেশ কমে যায়। তবে তাপের অনুভূমিক বণ্টনের ক্ষেত্রে ঘূর্ণাবর্ত বা ঝড়ের প্রভাব সম্পূর্ণভাবে স্থানীয়, বিস্তৃর্ণ অঞ্চল জুড়ে নয়।

D) সমুদ্রস্রোতের প্রভাব :- সমুদ্রস্রোত উষ্ণ(তার অনুভূমিক বণ্টনে বিশেষ ভূমিকা পালন করে। এক জায়গা থেকে অন্য জায়গায় প্রবাহিত হয়ে তা তাপমাত্রার মধ্যে সমতা বজায় রাখার চেষ্টা করে। যেসব উপকূলের পাশ দিয়ে উষ্ণ সমুদ্রস্রোত প্রবাহিত হয়, সেখানকার বায়ু উষ্ণ থাকে। আবার শীতল সমুদ্রস্রোতের প্রভাবে উপকূল অঞ্চলের বায়ু ঠাণ্ডা হয়ে যায়। একই অংশে অবস্থিত হলেও উষ্ণ উপসাগরীয় স্রোতের প্রভাবে ব্রিটিশ দ্বীপপুঞ্জের পশ্চিম উপকূলে শীতকালে বরফ জমতে পারে না, কিন্তু শীতল ল্যাব্রাডর স্রোতের প্রভাবে কানাডার পূর্ব উপকূলের নিউফাউন্ডল্যান্ডে প্রায় সারা বছর বরফ জমে থাকে। এমনকি লন্ডনের (51° উঃ) চেয়ে নিউইয়র্ক (40° উঃ) অনেক নিম্ন অংশে অবস্থান করলেও লন্ডনে সমুদ্রস্রোতের প্রভাবে জানুয়ারী মাসের গড় তাপমাত্রা প্রায় 4.5° সেঃ বেশি হয়। তাছাড়া সারা বছর নিরন্তর অঞ্চল থেকে উষ্ণ সমুদ্রস্রোত মে(অঞ্চলের দিকে এবং মে(অঞ্চল থেকে শীতল স্রোত নিরন্তর অঞ্চলের দিকে প্রবাহিত হয়। শীতল সমুদ্রস্রোতের প্রভাব সবচেয়ে ভাল অনুভূত হয় উষ্ণ ত্রৈমাসিক অঞ্চলে অথবা গ্রীষ্মের নাতিশীতোষ্ণ মণ্ডলে।

E) পর্বতের অবস্থান :- সুবিশাল পর্বত উষ্ণ, শীতল, আর্দ্র বা শুষ্ক বায়ুর গতিপথে বাধা দিয়ে পর্বতের উভয় দিকের তাপমাত্রা অনেকটা নিয়ন্ত্রণ করে এবং তাপমাত্রার অনুভূমিক বণ্টনকে প্রভাবিত করে। উদাহরণস্বরূপ ভারতের উত্তরে হিমালয় পর্বতমালা পূর্ব-পশ্চিমে দাঁড়িয়ে থেকে মধ্য এশিয়া থেকে আগত অতিমাত্রায় ঠাণ্ডা বায়ুর কবল থেকে ভারতকে রক্ষা করে। ফলে হিমালয়ের উত্তর দিক বা দক্ষিণ দিকের মধ্যে উষ্ণ(তার বিশেষ তারতম্য ঘটতে দেখা যায়। আবার উত্তর আমেরিকায় পূর্ব

পশ্চিমে বিস্তৃত কোন পর্বত না থাকায় উত্তরের শীতল বায়ু দিগে মেক্সিকো উপসাগরের তীরভাগ পর্যন্ত চলে আসে।

F) জমি বা মাটির প্রকৃতি :— জমি বা মাটির প্রকৃতি তাপমাত্রার অনুভূমিক বণ্টনকে সামান্য প্রভাবিত করে। সাধারণত কঠিন শিলার (বেলেপাথর) চেয়ে কোমল শিলা (কাদাপাথর) দ্রুত উত্তপ্ত বা শীতল হয়। অর্থাৎ দৈনিক উষ(তার প্রসর কঠিন শিলায় অপেক্ষাকৃত বেশি হয়। একইভাবে কাদামাটির তাপ গ্রহণের (মত) কম অর্থাৎ ধীরে ধীরে উত্তপ্ত বা শীতল হয়। কিন্তু ম(অঞ্চলের বেলে বা পাথুরে মাটি দ্রুত উত্তপ্ত বা শীতল হয় বলে তাপের প্রসর খুব বেশি হয়।

তাছাড়া গ্যার্ডের পৃষ্ঠদেশ হালকা রঙের পৃষ্ঠদেশের চেয়ে অপেক্ষাকৃত বেশি তাপমাত্রা শোষণ করে থাকে এবং বেশি উত্তপ্ত হয়। আবার তুষারাবৃত ভূভাগ সৌররশ্মির একটি বড় অংশকে প্রতিফলিত করে, যা ভূপৃষ্ঠ সংলগ্ন বায়ুকে উত্তপ্ত করার জন্য পাওয়া যায় না।

G) বায়ুতে জলীয় বাষ্পের পরিমাণ :— কোন অঞ্চলের বায়ুতে জলীয় বাষ্প বেশি থাকলে বায়ু বেশি উত্তপ্ত হয় কারণ বায়ুতে থাকা জলীয় বাষ্প তাপকে শোষণ করে ধরে রাখে।

H) বনভূমির অবস্থান : বিস্তীর্ণ বনাঞ্চলে গাছের পাতা থেকে প্রচুর পরিমাণ বাষ্পমোচন ঘটে। এই বাষ্পমোচনের জন্য অনেক পরিমাণ তাপমাত্রা ব্যয়িত হয় বলে ভূপৃষ্ঠ সংলগ্ন তাপমাত্রা খুব বেশি হতে পারে না।

3.3.2 তাপমাত্রার অনুভূমিক বণ্টনের অন্যতম বৈশিষ্ট্য

বার্ষিক গড় তাপমাত্রার বণ্টনের অন্যতম কয়েকটি বৈশিষ্ট্য হলো

- (1) সবচেয়ে বেশি পরিমাণ সূর্যরশ্মি পতিত হয় বলে ত্র(াঙ্গীয় ও উপত্র(াঙ্গীয় অঞ্চলে সারাবছর সর্বাধিক তাপমাত্রা দেখা যায়। অন্যদিকে মে(অঞ্চলে সূর্যরশ্মির পরিমাণ সবচেয়ে কম পতিত হয় বলে সর্বনিম্ন গড় তাপমাত্রা অনুভূত হয়।
- (2) ত্র(াঙ্গীয় অঞ্চলের মধ্যে সমোষ(রেখাগুলি পরস্পর দূরে অবস্থিত অর্থাৎ নিম্ন অ(াংশে উষ(তার ঢাল অপেক্ষাকৃতভাবে কম থাকে।
- (3) সমোষ(রেখাগুলি প্রধানত পূর্ব-পশ্চিম বিস্তৃত, যার মাধ্যমে বোঝা যায় যে, অ(রেখাগুলি সমোষ(রেখাগুলির অবস্থানকে অনেকখানি প্রভাবিত করে। দিগে গোলাার্ধে জলভাগ বেশি বলে তাপমাত্রার উপর অ(াংশের প্রভাব বেশি হয় এবং সমোষ(রেখাগুলি প্রায় সমতল আকৃতির হয়, আর স্থলভাগ বেশি বলে উত্তর গোলাার্ধের সমোষ(রেখাগুলি অসমতল (irregular) প্রকৃতির হয়।

- ৪) সমোষ(রেখাগুলি যেখানে মহাদেশ থেকে মহাসাগরে প্রবেশ করে, অর্থাৎ উভয়ের সীমান্তে বাঁক নেয়। উত্তর গোলার্ধে স্থলভাগ বেশি বলে সমোষ(রেখাগুলির বাঁক নেবার মাত্রা বেশি হয়।
- ৫) উত্তর আটলান্টিকের পূর্বাংশে সমোষ(রেখাগুলি উত্তরদিকে অনেকটা বাঁক নেয়। উপসাগরীয় স্রোত, উত্তর আটলান্টিক স্রোত এবং দিগ বায়ুর যৌথ প্রভাবে এই বাঁকের সৃষ্টি হয়। একইভাবে উত্তর প্রশান্ত মহাসাগরে কুরো-শিয়ো উষ(স্রোত, উত্তর প্রশান্ত স্রোত এবং পশ্চিমা বায়ুর যৌথ প্রভাবে সমোষ(রেখাগুলি উত্তর মে(র দিকে বাঁক নেয়।
- ৬) যেসব জায়গায় শীতল সমুদ্রস্রোত আছে, সমোষ(রেখাগুলি নির(রেখার দিকে বাঁক নেয়। প্রধানত ল্যাব্রাডর স্রোত, বেঙ্গুয়েলা স্রোত, ক্যালিফোর্নিয়া স্রোত ও হামবোল্ড স্রোত প্রভৃতি শীতল স্রোতের প্রভাবে বিষয়টি ঘটে থাকে।
- ৭) শীতকালে সর্বনিম্ন তাপমাত্রা ও গ্রীষ্মকালে সর্বোচ্চ তাপমাত্রা দেখা যায় মহাদেশগুলির উপরে। জল ও স্থলের উত্তপ্তকরণের মাত্রার পার্থক্যের ফলেই তা ঘটে থাকে। জলভাগে তাপমাত্রা স্থলভাগের মত ওঠানামা করে না বলে প্রধানত মধ্য অ(ংশে মহাদেশের উপরে সমোষ(রেখাগুলির উত্তর - দিগ পরিযান বা প্রচরণ (migration) বেশি ঘটে না।
- ৮) ত্র(াঙ্গীয় অঞ্চলে উচ্চ গড় বার্ষিক তাপমাত্রায়ুত্র(অঞ্চলটি (26.7° সেঃ এর বেশি) ওঠানামা করে। স্থল গোলার্ধ বলে উত্তর গোলার্ধ অপে(াকৃত উষ(প্রকৃতির। গ্রীষ্মকালে তাপ-বিষুবরেখা ভৌগোলিক বিষুবরেখার (0° সেঃ) উত্তরদিকে অবস্থান করে।
- ৯) উচ্চ অ(ংশগুলিতে এবং মহাদেশগুলির পূর্ব সীমান্তে তাপমাত্রার ঢাল খুবই বেশি হয়।
- ১০) উষ(তার অনুভূমিক বণ্টনের ত্রে পর্বতমালার অবস্থান গু(ত্বপূর্ণ ভূমিকা পালন করে। রকি ও আন্দিজ পর্বতমালা মহাসাগরীয় প্রভাবকে বাধা দিয়ে উত্তর ও দিগ আমেরিকা মহাদেশের অভ্যন্তরে প্রবেশ করতে দেয় না। এশিয়ার হিমালয় পর্বতমালা পূর্ব-পশ্চিমে বিস্তৃত বলে সেখানে সমোষ(ও সমচাপরেখাগুলিকে পুঞ্জীভূত অবস্থায় দেখা যায়।

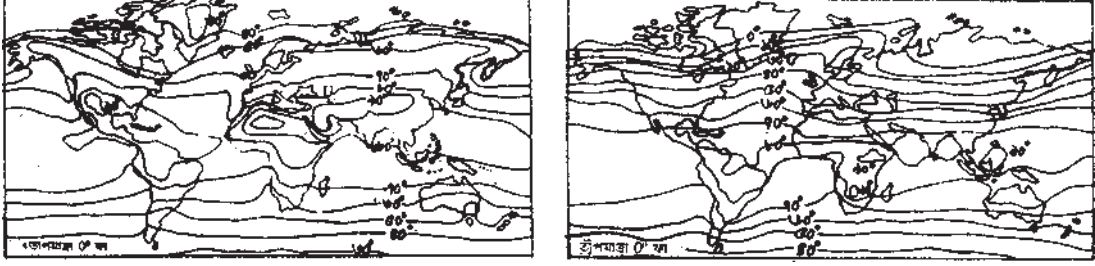
3.3.3 পৃথিবীর বিভিন্ন অঞ্চলে উষ(তার অনুভূমিক বণ্টন

ভূপৃষ্ঠে একই উষ(তা বিশিষ্ট স্থানগুলির উপর দিয়ে মানচিত্রের উপরে যে রেখাগুলি টানা যায়, তাদের সমোষ(রেখা বলে। বিভিন্ন কারণে পৃথিবীর সর্বত্র উষ(তার বণ্টন সমান নয়। প্রধানত সূর্যরশ্মির পতনকোণের পার্থক্যের ফলেই উষ(তার বণ্টনের পার্থক্য হয়। আবার বিভিন্ন মাসে সূর্যের উত্তরায়ন ও দিগায়ণের সাথে

সাথে উষ(তার পার্থক্য ঘটতে দেখা যায়। সাধারণত জানুয়ারী ও জুলাই মাসে পৃথিবীতে উষ(তার চরমভাব ল(্য করা যায়। চিত্রে জানুয়ারী ও জুলাই মাসে পৃথিবীর বিভিন্ন স্থানের উষ(তাকে সমুদ্রপৃষ্ঠের উষ(তার পরিবর্তিত করে সমোষ(রেখাগুলি আঁকা হয়েছে। সাধারণভাবে দেখা যায় যে, সমোষ(রেখাগুলি অ(রেখাগুলির সমান্তরালভাবে পূর্ব-পশ্চিমে অবস্থিত, কারণ একটি নির্দিষ্ট অ(রেখা বরাবর সৌররশ্মির তাপীয় ফল (insolation) প্রায় একই থাকে। সমোষ(রেখাগুলি সাধারণত প্রায় সোজা হলেও মহাদেশ ও মহাসাগরের সীমান্তে এগুলি বেঁকে যায়। এর প্রধান কারণ হলো স্থল ও জলের ভিন্ন মাত্রায় উত্তপ্তকরণ। অধিক মাত্রায় স্থলভাগ থাকায় সমোষ(রেখাগুলি উত্তর গোলার্ধে অসমতল (irregular), আবার দ(িণ গোলার্ধে জলভাগ বেশি থাকায় অপে(িকৃত সমতল (regular)। উত্তর গোলার্ধে সমোষ(রেখাগুলি কাছাকাছি অবস্থিত এবং দ(িণ গোলার্ধে পরস্পর দূরে অবস্থিত। সমোষ(রেখাগুলি কাছাকাছি অবস্থান করলে উষ(তার ঢাল বেশি হয়, আবার দূরে অবস্থান করলে উষ(তার ঢাল কম হয়। সাধারণত সমোষ(রেখাগুলি স্থলভাগ থেকে জলভাগের দিকে যাবার সময় গ্রীষ্মকালে নির(রেখার দিকে বাঁক নেয় এবং শীতকালে মে(র দিকে বাঁক নেয়। অ(িংশ, স্থলভাগ ও জলভাগের পার্থক্য এবং সমুদ্রস্রোত এসব (েত্রে গু(ত্বপূর্ণ ভূমিকা নেয়।

পৃথিবীর সমোষ(রেখা মানচিত্র (জানুয়ারী ও জুলাই) থেকে আমরা উষ(তার বণ্টন সম্পর্কে যে চিত্রটি পাই, তা হল নিম্ন অ(িংশে বাৎসরিক গড় তাপমাত্রার বণ্টন সবচেয়ে বেশি। কারণ পৃথিবীর এই অংশে সৌররশ্মির তাপীয় ফল সারাবছর সবচেয়ে বেশি থাকে। আবার মে(অঞ্চলে এই তাপীয় ফল সবচেয়ে কম হয় বলে বার্ষিক গড় তাপমাত্রার বণ্টন সবচেয়ে কম হয়। তবে এ(েত্রে একটি অন্যতম বিষয় হলো এই যে, সর্বাধিক উষ(তা নির(ীয় অঞ্চলে নথিভুক্ত(করা যায় না, বরং তা করা যায় কর্কটত্র(াষ্টি ও মকরত্র(াষ্টি অঞ্চলে। এর কারণ হলো নির(ীয় অঞ্চলে আগত সৌররশ্মির অনেকখানি মেঘের দ্বারা প্রতিফলিত হয় এবং তাপের একটি বড় অংশ বাষ্পীভবন প্রক্রিয়ায় ব্যয়িত হয়। সাধারণত নির(রেখা থেকে দুই মে(র দিকে উষ(তা কমে। উষ(তার এই পরিবর্তন বা মে(র দিকে হ্রাস পাওয়া ‘তাপমাত্রার ঢাল’ (Temperature Gradient) নামে পরিচিত। কর্কটত্র(াষ্টি ও মকরত্র(াষ্টি রেখা দুটির মধ্যে তাপমাত্রা হ্রাসের মাত্রা কম হয় এবং ফলে উষ(তার ঢালও খুবই কম হয়। কিন্তু ত্র(াষ্টিয় অঞ্চল থেকে দুই মে(পর্যন্ত উষ(তা দ্রুত কমে থাকে এবং ফলে উষ(তার ঢালও বেশি হয়।

- (1) উত্তর গোলার্ধে জুলাই ও জানুয়ারী মাস দুটি যথাত্র(মে উষ(তম ও শীতলতম। আবার দ(িণ গোলার্ধের উষ(তম ও শীতলতম মাস দুটি হলো যথাত্র(মে জানুয়ারী ও জুলাই।



চিত্র 3.3 জুলাই ও জানুয়ারী মাসের সমোষ(রেখা ও উষ(তার অনুভূমিক বণ্টন।

দুটি সম্পূর্ণ বিপরীত ঋতুর প্রতিনিধি হিসাবে জানুয়ারী (শীতকাল) ও জুলাই (গ্রীষ্মকাল) মাসের সমোষ(রেখা মানচিত্র (Isotherm map) আলাদাভাবে পাঠ করলে (চিত্র 3.3) কয়েকটি গু(ত্রপূর্ণ তথ্য আমাদের নজরে আসে। যথা :

- ২) সূর্যের উত্তরায়ন ও দাঁ(ণায়ণের সাথে সাথে উত্তর ও দাঁ(ণ গোলার্ধের উষ(তা বাড়ে বা কমে। যেমন, জানুয়ারী মাসের সমোষ(রেখা মানচিত্র থেকে দেখা যায়, ঐ সময় দাঁ(ণ গোলার্ধে উষ(তা বেশি, কিন্তু উত্তর গোলার্ধে উষ(তা কম।
- ৩) উভয় মানচিত্রে দেখা যায় যে, সূর্যের ঋতুগত স্থান পরিবর্তনের সাথে সমোষ(রেখাগুলি অ(ংশগত স্থান পরিবর্তন হয়, কিন্তু ঐ পরিবর্তন সুস্পষ্টভাবে দেখা যায় মহাদেশগুলির উপরে।
- ৪) জানুয়ারী ও জুলাই মাসের সর্বাধিক উষ(তা সবসময় নথিভুক্ত(করা হয় স্থলভাগ বা মহাদেশগুলির উপরে। জানুয়ারী মাসের সর্বনিম্ন তাপমাত্রা দেখা যায় এশিয়া ও উত্তর আমেরিকার উত্তরভাগে। জুলাই মাসে গ্রীনল্যান্ডে সর্বাধিক উষ(তা মাত্র 4° সেঃ এবং মধ্য এশিয়ার সর্বাধিক উষ(তা 10° সেঃ, কিন্তু ওই একই সময়ে দাঁ(ণ গোলার্ধের কুমে(অঞ্চলে সর্বনিম্ন উষ(তা 0° সেঃ থেকে 30° সেঃ।
- ৫) উত্তর গোলার্ধে জানুয়ারী মাসের সমোষ(রেখাগুলি সমুদ্রের উষ(তের অঞ্চলগুলি অতিক্রম করার সময় মে(র দিকে বাঁক নেয় এবং শীতলতর অংশগুলি অতিক্রম করার সময় নির(রেখার দিকে বাঁক নেয়। জুলাই মাসে এর ঠিক বিপরীত অবস্থা দেখা যায়।
- ৬) গ্রীষ্মকালের চেয়ে শীতকালে উষ(তার ঢাল বেশি স্পষ্ট হয়। জানুয়ারী মাসে উত্তর গোলার্ধে সমোষ(রেখাগুলি পরস্পরের কাছে অবস্থান করায় বোঝা যায় যে, ওই অঞ্চলে উষ(তার ঢাল বেশি।

- (7) উত্তর গোলার্ধে বিভিন্ন ঋতু জলভাগ ও স্থলভাগের উষ(তার মধ্যে যে রকমের পার্থক্য দেখা যায়, দাঁণ গোলার্ধের মধ্য ও উচ্চ অ(ংশে জলভাগ বেশি থাকায় তেমন পার্থক্য দেখা যায় না। তাই দাঁণ গোলার্ধে সমোষ(রেখাগুলি অপে(াকৃত সমতল ও সোজা আকৃতির হয়ে থাকে।
- (8) জানুয়ারী ও জুলাই মাসের সমোষ(রেখাগুলির গতিপ্রকৃতি থেকে বোঝা যায় যে, বিভিন্ন ঋতুতে স্থলভাগ ও জলভাগের উপর সমোষ(রেখাগুলির দিক পরিবর্তন হয়। যেমন জানুয়ারী মাসে উত্তর গোলার্ধে এশিয়া, ইউরোপ বা উত্তর আমেরিকার মত শীতল অঞ্চলগুলির উপর সমোষ(রেখাগুলি নির(রেখার দিকে বেঁকে যায় (উত্তল), আবার এই সময় দাঁণ গোলার্ধে দাঁণ আমেরিকা, অস্ট্রেলিয়া প্রভৃতি উষ(অঞ্চলগুলির উপর সমোষ(রেখাগুলি মে(র দিকে বেঁকে যায় (অবতল)। জুলাই মাসে উত্তর গোলার্ধে সমোষ(রেখাগুলি মহাদেশের উপরে সুমে(র দিকে বাঁক নেয় এবং সমুদ্রের উপরে নির(রেখার দিকে বাঁক নেয়।
- (9) জানুয়ারী মাসে তাপ বিষুবরেখা (heat equator) নির(রেখার দাঁণে অবস্থান করে কারণ এই সময় প্রায় 30° দাঁণ অ(ংশে সর্বাধিক উষ(তা পাওয়া যায়। আবার জুলাই মাসে তাপ বিষুবরেখা নির(রেখার উত্তরদিকে অবস্থান করে।
- (10) জানুয়ারী মাসে উত্তর গোলার্ধে উষ(তার অনুভূমিক বণ্টনের উপর সুস্পষ্টভাবে উষ(সমুদ্রস্রোতের প্রভাব ঘটতে দেখা যায়। উষ(সমুদ্রস্রোত সমোষ(রেখাগুলিকে মে(র দিকে বাঁক নিতে সাহায্য করে।

অনুশীলনী-1

A. সং(িপ্ত উত্তর দিন—

- i. কি কি প্রক্রিয়ায় বায়ুমণ্ডল উত্তপ্ত বা শীতল হয় লিখুন।
- ii. অ(ংশ কি ভাবে উষ(তাকে প্রভাবিত করে?
- iii. দাঁণ গোলার্ধে সমোষ(রেখাগুলি দূরে দূরে অবস্থিত কেন?
- iv. ভারতের জলবায়ু সমঅ(ংশে অবস্থিত আমেরিকা যুক্তরাষ্ট্রের জলবায়ু অপে(া উষ(কেন?
- v. সমোষ(রেখাগুলি অ(ংশের সমান্তরাল কেন?

3.4 তাপমাত্রার উল্লম্ব বন্টন

অনুভূমিক বন্টনের ঢে ত্রে যেমন সাধারণভাবে নিরীয অঞ্চল থেকে মে(অঞ্চলের দিকে তাপমাত্রা কমতে থাকে, তেমনি আবার বায়ুমণ্ডলে উচ্চতা বাড়ার সাথে সাথে তাপমাত্রা কমার ঝোক দেখা যায়। বায়ুমণ্ডলে উচ্চতা বৃদ্ধির সাথে তাপমাত্রার এই হ্রাস 'উল্লম্ব উষ(তার ঢাল' (Vertical temperature gradient) নামে পরিচিত।

উল্লম্ব উষ(তার ঢাল অংশত শক্তির স্থানান্তর (energy transfer) এবং অংশত বায়ুর উল্লম্ব প্রবাহের উপর নির্ভরশীল। প্রকৃতপে(উল্লম্ব উষ(তার ঢালকে প্রভাবিত করে এমন বিভিন্ন উপাদানগুলি জটিল উপায়ে পারস্পরিক ত্রিয়(য়(করে। শক্তির স্থানান্তর ঘটে নীল তাপের দ্বারা, বিকিরণ প্রত্রিয়(য়(র বায়ুর শীতলীকরণের মাধ্যমে এবং ভূমিতল থেকে তাপের পরিবহনের মাধ্যমে। বায়ুর উল্লম্ব প্রবাহ বায়ুচাপের সাথে ঘনিষ্ঠভাবে সম্পর্কিত। উচ্চচাপের ঢে ত্রে নিম্নগামী বায়ুপ্রবাহের সৃষ্টি হয়, যা বায়ুর স্তরগুলিকে উত্তপ্ত করে। ফলে উল্লম্ব উষ(তার ঢালের দিয়ে সৃষ্টি হয়। অন্যদিকে নিম্নচাপ উর্ধ্বগামী বায়ুপ্রবাহের সৃষ্টি করে, যা প্রসারিত হয়ে শীতল হয়। এভাবে 'উল্লম্ব উষ(তার ঢাল' বৃদ্ধি পায়। আর্দ্রতাও একটি অতিরিক্ত(উপাদান হিসাবে উষ(তার উল্লম্ব বন্টনকে প্রভাবিত করে।

3.4.1 উষ(তার স্বাভাবিক হ্রাসক্রম (Normal lapse - rate)

ট্রপোস্ফিয়ারে উচ্চতা বৃদ্ধির সাথে সাথে উষ(তা হ্রাস পাবার মাত্রাকে 'উষ(তার স্বাভাবিক হ্রাসত্র(ম' বলে। তবে এই হ্রাসত্র(ম ঋতুগত পার্থক্য, সূর্যালোক পতিত হবার সময়সীমা, উচ্চতা এবং অবস্থানের উপর নির্ভর করে। সাধারণত বায়ুর কোন উল্লম্ব প্রবাহ না থাকলে প্রতি 100 মিটার উচ্চতা বৃদ্ধিতে বায়ুর উষ(তা 6.5° সেঃ কমে। তাপ কমে যাবার এই হার বা মাত্রা উষ(তার হ্রাসত্র(ম বা Normal lapse-rate নামে পরিচিত। এই হার বা মাত্রা তাপের অনুভূমিক হ্রাসত্র(মের (অ(ংশ বাড়ার সাথে উষ(তা হ্রাস) চেয়ে প্রায় 1000 গুণ বেশি। তাপমাত্রার এই হ্রাস প্রমাণ করে যে, বায়ুমণ্ডল ভূপৃষ্ঠ থেকে পরিবহন, পরিচলন ও বিকিরণ প্রত্রিয়(য়(য়(তাপ সংগ্রহ করে। ফলে প্রকৃতপে(ভূপৃষ্ঠ থেকে যত দূরত্ব বাড়তে থাকে, ততই বায়ুর তাপমাত্রা কমতে থাকে এবং ট্রপোপজ পর্যন্ত এই অবস্থা চলতে থাকে। ট্রপোপজের নীচের স্তরে মেঘহীন স্বচ্ছ আকাশে উষ(তার হ্রাসত্র(ম খুব বেশি হয়। অনেক সময় এমনকি অ্যাডিয়াবেটিক মাত্রা বা হারের চেয়েও তাপ হ্রাসের হার অপেক্ষ(ত বেশি হয়। ত্র(ণ্ণীয় অঞ্চলে যেখানে সৌররশ্মির তাপীয় ফল খুব বেশি, প্রধানত শুষ্ক গ্রীষ্ম ঋতুর বিকালে প্রায় 160 মিঃ উচ্চতা পর্যন্ত উষ(তার হ্রাসত্র(ম হলো সুপার অ্যাডিয়াবেটিক। এর বিপরীত দিকে, শীতকালের স্বচ্ছ ও শান্ত রাত্রে, অতিরিক্ত(ও দ্রুত শীতলীভবন তাপমাত্রার উল্লম্ব ঢালকে প্রভাবিত করে, যা অ্যাডিয়াবেটিক হারের চেয়ে কম হয়।

বায়ুমণ্ডলীয় বিভিন্ন অবস্থার উপর ল্যাপস রেট বা উষ্ণ(তার হ্রাসত্র(ম বেশি বা কম ঢালসম্পন্ন হতে পারে এবং বাস্তবিকপক্ষে কোন নির্দিষ্ট স্থানে বিভিন্ন সময়ে উষ্ণ(তার হ্রাসত্র(ম ভিন্ন ধরনের হতে পারে।

এছাড়া উল্লেখ্য যে, বায়ুর নীচের স্তরের উত্তপ্তকরণ কেবলমাত্র ভূপৃষ্ঠের সান্নিধ্যের ফলে ঘটে না, বরং অন্যান্য উপাদানের উপরেও নির্ভর করে। ভূপৃষ্ঠ সংলগ্ন বায়ু উত্তপ্ত উর্ধ্বাকাশের বায়ুর চেয়ে বেশি ঘন এবং সেখানে অপেক্ষিত বেশি পরিমাণ জলীয় বাষ্প, ধূলিকণা এবং জলবিন্দু থাকে। জলীয় বাষ্প ও কার্বন হাই অক্সাইড কম থাকার ফলে উর্ধ্বাকাশের বায়ু ভূপৃষ্ঠ থেকে বিকিরিত তাপের বেশি অংশ শোষণ করতে পারে না। তাছাড়া উর্ধ্বাকাশের বায়ু স্বচ্ছ বলে এর মধ্য দিয়ে সূর্যের সৌররশ্মি সহজে প্রবেশ করতে পারে এবং সৌররশ্মির ঘনত্ব বেশি হলেও তাপমাত্রা অপেক্ষিত কম হয়। এমনকি পাহাড়ী ঢালের যে দিকে সূর্যালোক বেশি পতিত হয় তার ভূমি বা তলদেশের তাপমাত্রা এবং উন্মুক্ত বায়ুর তাপমাত্রার মধ্যে বিশেষ পার্থক্য আছে। একইভাবে উঁচু মালভূমিতে সূর্যালোকে উন্মুক্ত ও আচ্ছাদিত অঞ্চলের মধ্যে তাপের বেশ পার্থক্য হয়।

বায়ুমণ্ডলের অবস্থা, উচ্চতার পার্থক্য অথবা স্থানীয় ভূ-প্রাকৃতিক রূপগুলি তাপমাত্রার উল্লম্ব বণ্টনকে প্রভাবিত করে। পার্বত্য অঞ্চলের কোন উপত্যকা ঠাণ্ডা ও ঘন বায়ুতে পূর্ণ থাকলে বায়ুমণ্ডলের উপরের দিকে ঠাণ্ডা বায়ুর পরিচলন দেখা যায় এবং উল্লম্ব উষ্ণ(তার হ্রাসত্র(ম স্বাভাবিকভাবে কম হয়। অতিশীতল ভূপৃষ্ঠের সংস্পর্শে এসে সংলগ্ন বায়ুস্তরের উল্লম্ব উষ্ণ(তার ঢাল কম হয়। আবার উষ্ণ(দিবাভাগে ভূপৃষ্ঠ তীব্রভাবে উত্তপ্ত হলে এর সংলগ্ন বায়ুস্তর তাপের পরিবহন প্রক্রিয়ায় বিশেষভাবে উত্তপ্ত হয়। এই অবস্থায় উষ্ণ(তার হ্রাসত্র(ম বেশি ঢালযুক্ত হয়, যা অনেক সময় শুষ্ক ঋতু বিকালবেলায় দেখা যায়। ফলে দেখা যায় যে কখনো কখনো ‘উষ্ণ(তার স্বাভাবিক হ্রাসত্র(মের’ চেয়ে ‘প্রকৃত হ্রাসত্র(ম’ বেশি হয় এবং কখনো আবার বিপরীত অবস্থা দেখা যায়। অবশ্য সাধারণত স্বাভাবিক উষ্ণ(তার হ্রাসত্র(মের সাথে প্রকৃত উষ্ণ(তার হ্রাসত্র(মের পার্থক্য দেখা যায়। মহাদেশ ও মহাসাগরগুলি কেবলমাত্র উষ্ণ(তার অনুভূমিক বণ্টনকে প্রভাবিত করে না, তা উষ্ণ(তার উল্লম্ব বণ্টনকেও প্রভাবিত করে।

Haurtwitz ও Austin এর মতে, ট্রপোপজের নীচের দিকে কয়েক কিমি উচ্চতা পর্যন্ত উষ্ণ(তার স্বাভাবিক হ্রাসত্র(ম হলো 6.5° সেঃ / কিমি। কিন্তু আরও বেশি উচ্চতায় তা বেড়ে হয় 7.0° সেঃ / কিমি। উষ্ণ(তার হ্রাসত্র(মের ভিত্তিতে ট্রপোস্ফিয়ারকে দুটি অংশে ভাগ করা যায়। যথা—(ক) 1600 মিঃ উচ্চতা পর্যন্ত নীচের অংশ ও (খ) উপরের অংশ, যা ট্রপোপজ পর্যন্ত বিস্তৃত। নীচের দিকে উষ্ণ(তার হ্রাসত্র(ম সदा পরিবর্তনশীল এবং প্রতি ঘণ্টায় এর পার্থক্য হতে পারে। এমনকি এই অংশে উষ্ণ(তার হ্রাসত্র(মের বিপরীত অবস্থাও (শীতল বায়ুর উপরে উষ্ণ(বায়ু) দেখা যেতে পারে। ট্রপোস্ফিয়ারের উর্ধ্বভাগে উষ্ণ(তার হ্রাসত্র(ম প্রায় সমান হারে বা মাত্রায় অবস্থান করে (nearly stationary)।

শীতকালে মে(অঞ্চলে ভূপৃষ্ঠ সংলগ্ন বায়ু এত শীতল হয় যে একটি নির্দিষ্ট উচ্চতা পর্যন্ত উচ্চতা বৃদ্ধির সাথে সাথে তাপমাত্রা বৃদ্ধি পায়। অর্থাৎ শীতকালে সেখানে ‘উষ(তার বৈপরীত্য’ একটি অতি স্বাভাবিক ঘটনা। কিন্তু সমুদ্রের উপরে গ্রীষ্মকালে উষ(তার বৈপরীত্য হয়। তবে এই অবস্থাগুলি কেবলমাত্র ট্রপোস্ফিয়ারের নীচের অংশেই দেখা যায়।

Austin Millar এর মতে, গ্রীষ্মকালের চেয়ে উষ(তার হ্রাসত্র(ম (Lapse - rate) অপেক্ষিত কম হয় শীতকালে এবং দিনের চেয়ে রাত্রিতে অপেক্ষিত কম হয়। একইভাবে মালভূমি ও পর্বতের উপরে উষ(তার হ্রাসত্র(মের পার্থক্য দেখা যায়। মালভূমির উপরকার বায়ুতে পর্বতের উপরকার বায়ুর চেয়ে অপেক্ষিত কম উষ(তার হ্রাসত্র(ম বা ল্যাপস রেট দেখা যায়।

অন্য একটি গু(ত্বপূর্ণ বিষয় হলো এই যে, ত্র(াণ্টীয় অঞ্চলে উচ্চতার সাথে তাপমাত্রার হ্রাস ট্রপোস্ফিয়ারে 16 - 18 কিমি পর্যন্ত চলতে থাকে। এই অংশে ট্রপোস্ফিয়ারের বাইরে সীমানায় উষ(তা কমে হয় -80° সেঃ। কিন্তু মে(অঞ্চলে উষ(তার হ্রাসত্র(ম দেখা যায় মাত্র 6 কিমি এর মধ্যে। শীতকালে এই উচ্চতা আরো কমে যায়। উচ্চ অ(াংশে ট্রপোপজের উচ্চতা অপেক্ষিত কম বলে নির(ীয় ট্রপোপজে তাপমাত্রা মধ্য অ(াংশীয় অঞ্চলের চেয়ে কম হয়। তাই স্ট্যাটোস্ফিয়ারে ভূপৃষ্ঠ থেকে একই উচ্চতায় নির(রেখা থেকে মে(র দিকে উষ(তা বৃদ্ধি পায়।

গ্রীষ্মকালে স্ট্যাটোস্ফিয়ারের তাপমাত্রার এই বৃদ্ধি মে(অঞ্চল পর্যন্ত চলতে থাকে, কিন্তু শীতকালে মে(অঞ্চলে সূর্য দেখা যায় না বলে 60° উত্তর ও দ(িণ অ(াংশ থেকে মে(দ্বয়ের দিকে তাপমাত্রা কমেতে শু(করে। শীতকালে 50° - 60° অ(াংশের মধ্যে স্ট্যাটোস্ফিয়ার হয় উষ(তম। অ(াংশ ছাড়াও স্ট্যাটোস্ফিয়ারের বেশি উষ(তা মহাদেশও মহাসাগর দ্বারা প্রভাবিত হয়।

ট্রপোস্ফিয়ারের বাইরের সীমায় উষ(তার হ্রাসত্র(ম শূন্য (0) তে নেমে আসে, যার দ্বারা বোঝা যায় যে পরিচলন স্রোতগুলি এই উচ্চতা পর্যন্ত উঠতে পারে।

3.4.2 উচ্চস্থান শীতল হয় কেন।

ট্রপোস্ফিয়ারে উচ্চতা বৃদ্ধির সাথে সাথে একটি নির্দিষ্ট মাত্রায় সে উষ(তা কমে যায়, তার কারণগুলি হল —

- (1) পরিবহন, বিকিরণ, পরিচলন প্রভৃতি প্রক্রিয়ার মাধ্যমে ভূপৃষ্ঠ থেকে তাপ বায়ুমণ্ডলে পরিবাহিত হয়। ফলে উচ্চতা বাড়ার সাথে উর্ধ্বাকাশে তাপের পরিবহন কমে যায়। এই কারণে প্রতিটি বায়ুস্তর তার নীচের বায়ুস্তরের চেয়ে কম তাপ গ্রহণ করে ও কম উত্তপ্ত হয়।

- (2) উপরের সব বায়ুস্তরগুলির চাপে বা ওজনে বায়ুমণ্ডলের সমচেয়ে নীচের অংশে বায়ুচাপ অপেক্ষিত বেশি হয় এবং ফলে নীচের এই অংশে বায়ুর ঘনত্ব সর্বাধিক হয়, কিন্তু উপরের দিকে এই ঘনত্ব দ্রুত কমতে থাকে এবং বায়ু পাতলা হয়। পাতলা বায়ুতে দ্রুত তাপ বিকিরিত হতে পারে এবং এই বায়ু কম উত্তপ্ত হয়।
- (3) জলীয় বাষ্প, ধূলিকণা, জলকণা, কার্বন ডাই অক্সাইড প্রভৃতি, যেগুলি ভূপৃষ্ঠ থেকে দীর্ঘ তরঙ্গের বহির্গমনকারী বিকিরণকে বাধা দেয় ও শোষণ করে, সেগুলি বায়ুমণ্ডলের নীচের অংশে বেশি পরিমাণে থাকে এবং ফলে উপরের দিকে উষ্ণতা অপেক্ষিত কম হয়। অর্থাৎ ট্রপোস্ফিয়ারে উচ্চতা বৃদ্ধির সাথে সাথে ভূপৃষ্ঠের বিকিরিত তাপ অপেক্ষিত কম পরিমাণে শোষিত হয় এবং উপরের দিকে উষ্ণতা কমে যেতে থাকে।
- (4) ভূপৃষ্ঠ থেকে বিকিরিত তাপের খুব সামান্য অংশই উপরের স্তরের বায়ুতে এসে পৌঁছতে পারে। ফলে উপরের দিকে উষ্ণতা নীচের স্তরের চেয়ে কম হয়।
- (5) উত্তপ্ত বায়ু ভূপৃষ্ঠ থেকে উপরে উঠে বায়ুর চাপ কম থাকায় প্রসারিত হয়ে পড়ে এবং তার ফলে বায়ু ঠাণ্ডা হয়ে যায়। এই কারণে উঁচু স্থানগুলি নীচু স্থানগুলির চেয়ে বেশি ঠাণ্ডা হয়।

3.4.3 উষ্ণতার বণ্টনের কয়েকটি বৈশিষ্ট্য

উষ্ণতার উল্লম্ব বণ্টনের অন্যতম কয়েকটি বৈশিষ্ট্য হলো :

- (a) সাধারণত সব অংশে ট্রপোস্ফিয়ারের সমস্ত অংশে উষ্ণতার স্বাভাবিক হ্রাসত্রমে একই রকমের থাকে।
- (b) ট্রপোপজের উর্ধ্বতম সীমানায় উষ্ণতার স্বাভাবিক হ্রাসত্রমে শূন্যতে (0) এসে পৌঁছয়।
- (c) স্ট্র্যাটোস্ফিয়ারের নীচের অংশে প্রায় সর্বত্র উষ্ণতা প্রায় সমান বা একই রকমের থাকে এবং এতে উষ্ণতার পরিবর্তন খুবই কম হয়।
- (d) স্ট্র্যাটোস্ফিয়ারের প্রতিটি অংশে ত্রমশ নির(রেখা থেকে মে(র দিকে তাপমাত্রা বাড়তে থাকে। এর প্রধান কারণ হলো, মে(অঞ্চলে স্ট্র্যাটোস্ফিয়ার অনেক নীচে অবস্থান করে।

3.4.4 উর্ধ্বাকাশে বায়ুর তাপ

বায়ুমণ্ডলের নীচের স্তর থেকে উপরের দিকে বিভিন্ন স্তরে তাপমাত্রা কখনো কমে, আবার কখনো বাড়ে। সবচেয়ে নীচের স্তরে যেখানে প্রতি কিমি উচ্চতায় বায়ুর তাপ 6.4° / 6.5° সেঃ কমে যায় তাকে ট্রপোস্ফিয়ার বলে। নির(ীয় ও মে(অঞ্চলে এর উচ্চতা যথাক্রমে 16 ও 6 কিমি এবং এর উর্ধ্বসীমাকে ট্রপোপজ বলে। নির(ীয় অঞ্চলে জুলাই ও জানুয়ারীতে ট্রপোপজের উচ্চতা 16 – 17 কিমি এবং এর তাপমাত্রা -70° সেঃ। 45° উত্তর অ(ংশে ট্রপোপজের উচ্চতা জুলাই ও জানুয়ারী মাসে যথাক্রমে 15 কিমি ও 12.5 কিমি। কিন্তু এই অ(ংশে জুলাই ও জানুয়ারী মাসের তাপমাত্রা যথাক্রমে -60° সেঃ ও -58° সেঃ। মে(অঞ্চলে ট্রপোপজের উচ্চতা আরও কমে গিয়ে জুলাই ও জানুয়ারী মাসে হয় যথাক্রমে 10 কিমি ও 9 কিমি। কিন্তু এই অঞ্চলে তাপমাত্রা অপেক্ষিত বেশি হয় (জুলাই ও জানুয়ারী মাসে যথাক্রমে -45° সেঃ ও -58° সেঃ)।

ট্রপোপজের উপরে উচ্চতা বাড়ার সাথে সাথে তাপমাত্রা বৃদ্ধি পায়। এই স্তরটি স্ট্র্যাটোস্ফিয়ার নামে পরিচিত। সমুদ্রপৃষ্ঠ থেকে 50 কিমি উচ্চতায় তাপ বেড়ে হয় 0° সেঃ, যেখানে স্ট্র্যাটোপজ নামে একটি প্রান্তিক স্তর অবস্থিত। এরপর উচ্চতা বাড়ার সাথে সাথে তাপমাত্রা আবার কমেতে থাকে (মেসোস্ফিয়ার) এবং সর্বাধিক 80 কিমি উচ্চতায় তাপমাত্রা হয় -80° সেঃ। এই অংশটি মেসোপজ নামে পরিচিত, যার উপরে তাপমাত্রা আবার বাড়তে থাকে। এই স্তরটিকে থার্মোস্ফিয়ার বলে। এই অংশে 200 কিমি উচ্চতায় বায়ুর উচ্চতা হয় প্রায় 700° সেঃ এবং এর সর্বোচ্চ অংশে (উচ্চতা সম্পর্কে মতভেদ আছে) বায়ুর তাপমাত্রা বেড়ে হয় প্রায় 1700° সেঃ। বায়ুর ঘনত্ব খুব কম বলে এবং গ্যাসগুলি খুব হালকা বলে এই তাপমাত্রা সাধারণ থার্মোমিটার দিয়ে মাপা সম্ভব নয়।

অনুশীলনী-2

B সং(িপ্ত উত্তর দিন

- i বায়ুমণ্ডলে উচ্চতার সাথে উষ্ণতা হ্রাসের ত্র(ম কত?
- ii অ্যাডিয়াবেটিক তাপ হ্রাসের হার ও ল্যাপসরেটের মধ্যে পার্থক্য কি?
- iii বায়ুমণ্ডলের কোন অংশকে ট্রপোস্ফিয়ার বলে এবং এর বৈশিষ্ট্য কি?
- iv উচ্চস্থান শীতল হয় কেন?
- v কোন স্তরটি স্ট্র্যাটোস্ফিয়ার নামে পরিচিত?

3.5 তাপমাত্রা বা উষ্ণতার বৈপরীত্য (Inversion of Temperature)

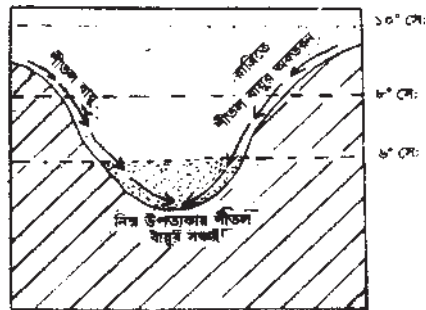
আমরা জানি যে ট্রপোস্ফিয়ারে যতই উপরে ওঠা যায়, ততই বায়ুর উষ্ণতা কমতে থাকে, যা 'উষ্ণতা স্বাভাবিক হ্রাসত্র(ম' 6.5° সেঃ / কিমি) নামে পরিচিত। কিন্তু কখনো কখনো তাপমাত্রা কমার এই সাধারণ ঝাঁক কিছু বিশেষ অবস্থায় পাল্টে যায় এবং এর বিপরীত অবস্থা ঘটতে দেখা যায়। অর্থাৎ দেখা যায় যে, ভূপৃষ্ঠ থেকে কয়েক কিমি উচ্চতা পর্যন্ত বায়ুর উষ্ণতা বাড়তে থাকে এবং উষ্ণ বায়ুর নীচে শীতল বায়ু অবস্থান করে। একে 'নেগেটিভ ল্যাপস-রেট' বলে। আবহবিদ্যায় এই অবস্থাটি 'উষ্ণতার বৈপরীত্য' নামে পরিচিত। প্যারিসের আইফেল টাওয়ারে পরীক্ষা করে দেখা গেছে যে, মধ্য রাত্রে তাপমাত্রা অপেক্ষাকৃত নীচের অংশের চেয়ে উপরের অংশে বেশি হয়। এই অবস্থাটি উষ্ণতার বৈপরীত্যকে নির্দেশ করে। এই অবস্থাটি ভূপৃষ্ঠের কাছেও ঘটতে পারে, আবার ট্রপোস্ফিয়ারের মধ্যে বেশি উচ্চতায় ঘটতে পারে। তবে ভূপৃষ্ঠের কাছে উষ্ণতার বৈপরীত্য খুব কম সময় জুড়ে ঘটে থাকে কারণ দিনের বেলায় ভূপৃষ্ঠ থেকে বিকিরিত তাপ শীতল বায়ুস্তরকে উত্তপ্ত করে এবং উষ্ণতার বৈপরীত্য নষ্ট হয়ে যায়। অন্যদিকে উর্ধ্বাকাশে উষ্ণতার বৈপরীত্য দীর্ঘ সময় ধরে স্থায়ী হয় কারণ ভূপৃষ্ঠ থেকে বিকিরিত তাপ শীতল বায়ুস্তরকে উষ্ণ করতে অনেক সময় নেয়।

3.5.1 উষ্ণতার বৈপরীত্যের কারণসমূহ

নিম্নলিখিত কয়েকটি কারণে ভূপৃষ্ঠের কোন কোন স্থানে উষ্ণতার স্বাভাবিক হ্রাসত্র(মের ব্যতিক্রম দেখা যায় এবং উষ্ণতার বৈপরীত্যের সৃষ্টি হয়।

- (1) সুদীর্ঘ রাত্রি — দিনের চেয়ে রাত্রি দীর্ঘ হলে ভূপৃষ্ঠ থেকে দিনের বেলায় সঞ্চিত তাপ সম্পূর্ণ বিকিরিত হয়েও রাত্রি শেষ হতে সময় বাকি থাকে। তখন ভূপৃষ্ঠ-সংলগ্ন বায়ু অতিরিক্ত শীতল হয়ে যায়। সাধারণত শীতকালে এই অবস্থা দেখা যায়।
- (2) মেঘহীন আকাশ — আকাশে মেঘ না থাকলে বা খুব উঁচুতে থাকলে ভূপৃষ্ঠ থেকে বিকিরিত তাপ কোন বাধা না পেয়ে তাড়াতাড়ি মহাশূন্যে মিলিয়ে যায়। এর ফলে ভূপৃষ্ঠ সংলগ্ন বায়ুমণ্ডলের স্তর তাপের অভাবে ঠাণ্ডা হয়ে যায়। এই সময় বায়ুমণ্ডলের উপরের স্তরের তুলনায় নীচের স্তরের তাপমাত্রা কম হয়।

- (3) শুষ্ক বায়ু — বায়ুমণ্ডলে শুষ্ক বায়ু থাকলে অথবা জলীয় বাষ্পের অভাব দেখা দিলে ভূপৃষ্ঠ থেকে বিকিরিত তাপ বায়ুমণ্ডল শোষণ করতে পারে না এবং এই তাপ মহাশূন্যে মিলিয়ে যায়। দীর্ঘ সময় ধরে এই তাপ বিকিরণ চলতে থাকলে ভূপৃষ্ঠ-সংলগ্ন বায়ুস্তর শীতল ও তাপের বৈপরীত্য ঘটে।
- (4) শান্ত আবহাওয়া — আবহাওয়া শান্ত থাকলে অর্থাৎ যেখানে উপরের ও নীচের বায়ুস্তরের মধ্যে মিশ্রণ কম হয়, সেখানে নীচের বায়ু অপেক্ষাকৃত শীতল হয় ও উষ্মতার বৈপরীত্যের সৃষ্টি হয়।
- (5) বরফাবৃত ভূপৃষ্ঠ — দিনের বেলায় বরফে ঢাকা ভূপৃষ্ঠ খুব কম সূর্যরশ্মি শোষণ করতে পারে। বরফ তাপের কুপরিবাহী বলে রাত্রিতে প্রায় সবটুকু তাপ দ্রুত বিকিরিত হয়ে যায় এবং ফলে ভূপৃষ্ঠ-সংলগ্ন বায়ু অত্যধিক ঠাণ্ডা হয়ে পড়ে এবং উষ্মতার বৈপরীত্যের সৃষ্টি হয়।
- (6) আগত শীতল বায়ু — অনেক সময় অতিশীতল বায়ু দূর থেকে এসে উষ্ম বায়ুর স্থান দখল করে। ফলে ওই শীতল বায়ু বায়ুমণ্ডলের নীচের স্তরের তাপমাত্রা খুবই কমিয়ে দেয়। এই সময় নীচের শীতল বায়ুস্তরের উপরে অপেক্ষাকৃত উষ্ম বায়ুস্তর অবস্থান করে।
- (7) ভূপ্রকৃতির প্রভাব — প্রধানত পার্বত্য ও বন্ধুর মালভূমি অঞ্চলের রাত্রিতে উষ্মতার বৈপরীত্য দেখা যায়। রাত্রিতে দ্রুত তাপ বিকিরণের ফলে উচ্চ পর্বতগাত্রের বায়ু অতিরিক্ত ঠাণ্ডা ও ভারী হয়ে পর্বতের ঢাল বেয়ে আস্তে আস্তে উপত্যকায় নেমে আসে এবং উপত্যকায় একেবারে নীচের অংশে উষ্মতা এমন কমে যায় যে, তা হিমাক্ষের নীচে নেমে আসে। কিন্তু দেখা যায় অপেক্ষাকৃত বেশি উচ্চতায় বায়ু নীচের চেয়ে বেশি উষ্ম। এভাবে উষ্মতার বৈপরীত্যের সৃষ্টি হয় (চিত্র 3.4)।



চিত্র 3.4 পার্বত্য উপত্যকায় তাপমাত্রার বৈপরীত্য।

পার্বত্য ঢালের মধ্যভাগে একটি উষ্ণ(অঞ্চল বা Thermal belt গঠিত হয়, যা নীচের চেয়ে বেশি উষ্ণ। প্রধানত এই কারণে পার্বত্য উপত্যকার চেয়ে পার্বত্য ঢালে লোকবসতি বেশি। ব্রাজিলের কফি বাগিচাগুলিও এই কারণে পার্বত্য উপত্যকায় স্থাপিত না হয়ে পার্বত্য ঢালে Thermal belt-এর কাছে স্থাপিত হয়েছে।

3.5.2 উষ্ণতার বৈপরীত্যের বিভিন্ন রূপ

বিভিন্ন অবস্থায় তাপমাত্রার বৈপরীত্য ঘটে। কখনো তা ভূপৃষ্ঠের উপরে ঘটে, আবার কখনো বেশি উচ্চতায় ঘটে। কখনো তাপের এই বৈপরীত্যের সৃষ্টি হয় নিশ্চল বা স্থির বায়ুমণ্ডলীয় পরিবেশ, আবার কখনো বায়ুর অনুভূমিক বা উল্লম্ব প্রবাহের ফলে এর সৃষ্টি হয়। ভূপৃষ্ঠ থেকে আপেক্ষিক উচ্চতার ভিত্তিতে, বায়ুপ্রবাহের বিভিন্ন পদ্ধতি অনুসারে এবং এদের উৎপত্তিজনিত বিভিন্ন প্রক্রিয়াগুলির উপর ভিত্তি করে উষ্ণতার বৈপরীত্যকে নিম্নলিখিত কয়েকটি ভাগে বিভক্ত করা যায়। যথা—

- (1) ভূমি বা ভূপৃষ্ঠদেশের বৈপরীত্য (Ground inversion)
 - a বিকিরণ বৈপরীত্য (Radiation inversion)
 - b অ্যাডভেকশান বৈপরীত্য (Advection inversion)
- (2) উর্ধ্বাকাশের বা বায়ুমণ্ডলের উচ্চ স্তরের বৈপরীত্য (Upper air inversion)
 - a অবনমন বৈপরীত্য (Subsidence inversion)
 - b অস্থিরতা ও পরিচলন সম্পর্কিত বৈপরীত্য (Turbulence and convection inversion)
- (3) সীমান্তবর্তী বৈপরীত্য (Frontal inversion)
 - (1) ভূমি বৈপরীত্য বা ভূপৃষ্ঠদেশের বৈপরীত্য — এই ধরনের উষ্ণতার বৈপরীত্য প্রধানত ভূমি বা ভূপৃষ্ঠের উপরে ঘটে থাকে এবং প্রধানত বিকিরণ প্রক্রিয়ায় তা ঘটে। সাধারণত শীতকালের দীর্ঘ রাত্রিতে মধ্য ও উচ্চ অংশের বরফাবৃত অঞ্চলে এই বৈপরীত্য দেখা যায়। নিম্নলিখিত কয়েকটি অবস্থায় ভূমি-বৈপরীত্য ঘটে। যথা—

1.1 শীতকালে দিনের বেলায় সূর্য থেকে আগত (দ্র তরঙ্গ রশ্মির মোট তাপের চেয়ে সুদীর্ঘ রাত্রিতে ভূপৃষ্ঠ থেকে বিকিরিত তাপের পরিমাণ বেশি হয় এবং ভূ-ভাগ খুব ঠাণ্ডা হয়।

- 1.2 মেঘহীন স্বচ্ছ আকাশ, যা ভূপৃষ্ঠ থেকে দ্রুত তাপ বিকিরণে কোন বাধা দেয় না। মেঘ ভূপৃষ্ঠ থেকে আগত তাপকে শোষণ করে এবং ভূপৃষ্ঠ থেকে তাপের বিকিরণে বাধা দেয়।
- 1.3 ভূপৃষ্ঠের কাছে শুষ্ক বায়ুর অবস্থান, যার ফলে ভূপৃষ্ঠ থেকে বায়ুতে তাপের অনুপ্রবেশ বিশেষ ঘটতে পারে না, কারণ জলীয় বাষ্পপূর্ণ বায়ু অপেক্ষাকৃত বেশি তাপ শোষণ করে।
- 1.4 বায়ুর ধীর গতি, যার ফলে বায়ুমণ্ডলের নীচের স্তরে বিভিন্ন উষ্ণতা বিশিষ্ট বায়ুগুলির মধ্যে মিশ্রণ ঘটতে পারে না।
- 1.5 তুষারবৃত্ত ভূ-ভাগ, যা আগত সৌর বিকিরণকে সর্বাধিক প্রতিফলিত করে। বরফ তাপের কুপরিবাহী বলে ভূপৃষ্ঠ থেকে সংলগ্ন বায়ুমণ্ডলে তাপের পরিবহনকে বাধা দেয়।

ভূমি-বৈপরীত্য দুই ধরনের হয়। যথা—

- a বিকিরণ বৈপরীত্য — এতে বৈপরীত্যের মূল কারণ হলো ভূপৃষ্ঠ থেকে তাপ বিকিরণের ফলে রাত্রিকালীন শীতলীভবন। সাধারণত 90 মিটার উচ্চতায় এই বিপরীত স্তরের সৃষ্টি হয় এবং প্রায় 300 মিঃ উচ্চতা পর্যন্ত এই বৈপরীত্য ঘটে। ভূপৃষ্ঠের কাছের এই বৈপরীত্য শীতকালে মহাদেশের উপরে এবং গ্রীষ্মকালে মহাসাগরের উপরে ঘটতে দেখা যায়। তুষারাবৃত সুমে(মহাসাগর ছাড়া শীতল মাসগুলিতে সমুদ্রের উপরে বৈপরীত্য প্রায় দেখা যায় না। ভূমি-বৈপরীত্য পার্বত্য উপত্যকায় খুব বেশি ঘটলেও সমভূমি অঞ্চলেও বিভিন্ন কারণে তা ঘটে থাকে। শীতল নাতিশীতোষ্ণ(অঞ্চলে যেখানে শীতকালে ভূ-ভাগ বরফে ঢাকা থাকে সেখানেও রাত্রিবেলায় এই বৈপরীত্য ঘটতে দেখা যায়।
- b ভূমি-বৈপরীত্যের ফলে শীতকালে লন্ডনের মত শিল্প - শহরগুলিতে (তিকর জলবায়ুগত অবস্থার সৃষ্টি হয়। প্রচুর ধোঁয়া, ধুলো ও অন্যান্য বায়ুমণ্ডলীয় কণাগুলি বায়ুমণ্ডলের নীচের স্তরে খুব ঘন কুয়াশার সৃষ্টি করে। অনেক সময় এই কুয়াশা এত ঘন হয় যে সূর্যালোক এর মধ্য দিয়ে প্রবেশ করতে পারে না। নিম্ন অংশে ভূমি-বৈপরীত্য কেবলমাত্র শীতকালীন রাত্রিতে দেখা যায় এবং সূর্য ওঠার সাথে সাথে অন্তর্হিত হয়। অবশ্য কিছু কিছু ক্ষেত্রে এই বৈপরীত্য দুপুর পর্যন্ত স্থায়ী হয়। ভূমি-বৈপরীত্য নিম্ন অংশে ঘটে 30 - 40 ফুট উচ্চতার মধ্যে, মধ্য অংশে কয়েকশো ফুটের মধ্যে এবং উচ্চ অংশে প্রায় অর্ধ মাইল পর্যন্ত। সাধারণত ভূমি বৈপরীত্যের উচ্চতা ও স্থায়িত্ব মেরু দিকে বৃদ্ধি পায়।

৫ অ্যাডভেকশান বৈপরীত্য — একটি শীতল পৃষ্ঠদেশের উপরে উষ্ণ বায়ুর একটি মোটা স্তর এসে পড়লে এই বৈপরীত্যের সৃষ্টি হয়। নির্দিষ্ট একটি উচ্চতায় অর্থাৎ উষ্ণ(তর বায়ুস্তরের নির্দিষ্ট উচ্চতায় এই বৈপরীত্যের সৃষ্টি হয়। উষ্ণ বায়ু যখন শীতল জলভাগের উপর দিয়ে প্রবাহিত হয়, তখন এই বৈপরীত্য ঘটা সম্ভব। শীতল ও তুষারবৃত স্থলভাগেও এই বৈপরীত্য দেখা যায়। গ্রীষ্মকালে সমুদ্রে তার পার্শ্ববর্তী মহাদেশের চেয়ে শীতলতর থাকে। সুতরাং যখন একটি শীতল বায়ু স্থলভাগের দিকে প্রবাহিত হয়, তখন সেই শীতল বায়ুর উপরে একটি অপেক্ষাকৃত উষ্ণ বায়ু অবস্থান করতে পারে এবং উষ্ণ(তর অ্যাডভেকশান বৈপরীত্য ঘটাতে পারে। সমুদ্র থেকে উষ্ণ আর্দ্র বায়ু স্থলভাগের দিয়ে প্রবাহিত হয়ে এইভাবে উত্তর ইউরেশিয়া ও উত্তর কানাডার তুষারাবৃত নিম্নভূমিতে তাপমাত্রার অ্যাডভেকশান বৈপরীত্য ঘটায়। শীতল মাসে উষ্ণ(তর বৈপরীত্যের মাত্রা বেশি হয় বলে শীতকালে ল্যাপস্-রেট বা উষ্ণ(তর হ্রাসত্র(ম কম হয় এবং গ্রীষ্মকালে এর ঢাল বেশি হয়।

৬ উর্ধ্বাকাশের বৈপরীত্য বা বায়ুমণ্ডলের উচ্চ স্তরের বৈপরীত্য :

উষ্ণ(তর এই বৈপরীত্য ভূপৃষ্ঠ থেকে অনেক বেশি উচ্চতায় ঘটে থাকে। এই বৈপরীত্য আবার হয় (a) তাপীয় ও (b) যান্ত্রিক। তাপীয় উচ্চ স্তরের বৈপরীত্য ঘটে স্ট্র্যাটোস্ফিয়ারে (15 - 35 কিমি) ওজোন স্তরের অবস্থানের ফলে। ওজোন গ্যাসীয় স্তর সূর্যের অতিবেগুনী রশ্মিকে শোষণ করে বায়ুমণ্ডলের সেই অংশের তাপমাত্রা বাড়ায় এবং তখন এই স্তরের নীচে অপেক্ষাকৃত শীতল বায়ু অবস্থান করে। যখন বায়ুমণ্ডলে বায়ুর উল্লম্ব প্রবাহ থাকে না (উর্ধ্বগমন বা অবনমন) তখন এই তাপীয় উচ্চ স্তরের বৈপরীত্যের সৃষ্টি হয়। যান্ত্রিক উচ্চ স্তরের বৈপরীত্য বায়ুমণ্ডলের বেশি উচ্চতায় বায়ুর অবনমন (Subsidence) এবং অস্থিরতা ও পরিচলনের (Turbulence & Convection) ফলে সৃষ্টি হয়।

৭ অবনমন বৈপরীত্য — বায়ুমণ্ডলের নিম্নগতির ফলে ভূপৃষ্ঠ থেকে অনেক বেশি উচ্চতায় এই বৈপরীত্যের সৃষ্টি হয়। একটি ঘন বায়ুপ্রবাহ নীচের দিকে নামার সময় সংনমন বা চাপের ফলে প্রতি কিমিতে 10° সেঃ হারে উত্তপ্ত হয়। একে শুষ্ক অ্যাডিয়াবেটিক মাত্রা বলে এবং এইভাবে শীতল বায়ুর উপরে উষ্ণ বায়ু অবস্থান করে। অনেক সময় বায়ুর অবনমনের ফলে সৃষ্টি এই যান্ত্রিক বৈপরীত্যের সাথে প্রতীপ ঘূর্ণবাতের অবস্থাগুলি বর্তমান থাকে। মধ্য অংশে যেখানে অবনমনকারী বায়ুর ফলে উচ্চ চাপের সৃষ্টি হয় সেখানে এই বৈপরীত্য দেখা যায়। আয়ন বায়ুর মে(সীমান্তেও বায়ুর অবনমনের ফলে উচ্চচাপও বৈপরীত্যের সৃষ্টি হয়। অনেক সময় রাত্রে উচ্চচাপযুক্ত অঞ্চলে ভূপৃষ্ঠ সংলগ্ন স্তরে তাপ বিকিরণের ফলে যে বায়ুস্তরের সৃষ্টি হয়, তার উপরে বায়ুর অবনমনের ফলে একটি অপেক্ষাকৃত উষ্ণ(তর বায়ুস্তরের সৃষ্টি হয় এবং তাপের বৈপরীত্য ঘটে।

- b) **অস্থিরতা ও পরিচলন বৈপরীত্য** — বায়ুর পরিচলন গতি ও অস্থিরতার কারণে বায়ুমণ্ডলের নীচের স্তরে উষ্ণ বায়ু ও শীতল বায়ুর মধ্যে মিশ্রণ হয় এবং ফলে অনেক সময় তাপমাত্রা কমে যায়। কিন্তু একটি নির্দিষ্ট উচ্চতার উপরের দিকে পরিচলন ও অস্থিরতাজনিত কারণে বায়ুর মিশ্রণ হয় না। ফলে অপেক্ষাকৃত বেশি উচ্চতায় এই মিশ্রণজনিত তাপ হ্রাসের সুযোগ নেই এবং তাপমাত্রা নীচের স্তরের চেয়ে অপেক্ষাকৃত বেশি হয় এবং তাপের বৈপরীত্য ঘটে। নিম্নস্তরে স্থলভাগের সাথে সংঘর্ষজনিত কারণে বায়ুর ঘূর্ণির সৃষ্টি হয়, নীচের বায়ুকে উপরের স্তরে নিয়ে যায় এবং উপরের বায়ুকে নীচের স্তরে নামিয়ে আনে। আবার বায়ুর পরিচলন স্রোতের ফলেও উপরের ও নীচের বায়ুর মধ্যে স্থান বিনিময় ঘটে ও মিশ্রণ ঘটে। পরিচলনের ফলে বায়ু উপরে ওঠে ও তার তাপমাত্রা কমে। আবার একইভাবে বায়ু নীচে নামার সময় অ্যাডিয়াবেটিক মাত্রায় উষ্ণ হয়। দীর্ঘ মিশ্রণের পর অস্থিরতার সর্বোচ্চ অংশের বায়ু পূর্বেকার চেয়ে শীতলতর হয় এবং অস্থির স্তরের তলদেশের বায়ু উষ্ণতর হয়। এইভাবে উষ্ণতার বৈপরীত্য ঘটে।
- c) **সীমান্তবর্তী বৈপরীত্য** — অনেক সময় উষ্ণ ও শীতল বায়ুদ্বয়ের সীমান্তে উষ্ণতার বৈপরীত্য ঘটে থাকে। সীমান্ত অঞ্চলে বায়ুমণ্ডলের নীচের স্তর থেকে উপরের স্তরে উঠলে, উচ্চতা বৃদ্ধির সাথে তাপমাত্রার বৃদ্ধি ঘটে।

এই বৈপরীত্য নীতিশীতোষ্ণ ঘূর্ণবাতের কারণে নীতিশীতোষ্ণ মণ্ডলে ঘটতে দেখা যায়, যেখানে উষ্ণ পশ্চিমা বায়ু এবং শীতল মে(বায়ুদ্বয়ের মিলন হয় (উঃ গোলার্ধে)। এ(ত্রে শীতল বায়ু উষ্ণ বায়ুকে ঠেলে উপরে তুলে দেয় এবং হাল্কা উষ্ণ বায়ু শীতল ও ঘন বায়ুর উপরে অবস্থান করে। এইভাবে ‘উষ্ণতার হ্রাসত্র(মে’র বিপরীত অবস্থার সৃষ্টি হয়। সীমান্তবর্তী বৈপরীত্যের (ত্রে বিপরীত স্তরটি সবসময় ঢালু থাকে, যা অন্যান্য নীতিশীতোষ্ণ বৈপরীত্যের মত নয়, কারণ কোরিওলিস বলের প্রভাবে সীমান্তবর্তী অঞ্চল (উষ্ণ পশ্চিমা বায়ু ও শীতল মে(বায়ুর মধ্য ভাগে) অনুভূমিক হয় না, বরং ঢালু হয়। অন্য একটি গু(ত্বপূর্ণ বিষয় হলো এই যে, উষ্ণতার সীমান্ত বৈপরীত্যের (ত্রে বায়ুর আর্দ্রতা উপরের দিকে বৃদ্ধি পায়, কিন্তু অন্যান্য নীতিশীতোষ্ণ বৈপরীত্যের (ত্রে বায়ুর আর্দ্রতা হ্রাস পায়।

3.5.3 উষ্ণতার বৈপরীত্যের তাৎপর্য বা গুরুত্ব

উষ্ণতার বৈপরীত্যের জলবায়ু ও অর্থনীতি সংক্রান্ত তাৎপর্য অপরিসীম। মেঘের রূপ, অধঃপ(পণ, বায়ুমণ্ডলীয় দৃষ্টিস্বচ্ছতা — সব বিষয়গুলি উষ্ণতার বৈপরীত্যের দ্বারা প্রভাবিত হয়। বায়ু প্রবাহের উপরের দিকে বা নীচের দিকে এবং বায়ুমণ্ডলীয় স্তরগুলিতে মিশ্রণ প্রধানত উষ্ণতার হ্রাসত্র(মের দ্বারা অনেকখানি নিয়ন্ত্রিত হয় এটা সবার জানা যে, উর্ধ্বগামী শুষ্ক বায়ু শুষ্ক-অ্যাডিয়াবেটিক হ্রাসত্র(মের দ্বারা নিয়ন্ত্রিত হয় (প্রতি কিমিতে 10° সেঃ), আবার উর্ধ্বগামী আর্দ্র বায়ু এমনকি শুষ্ক — অ্যাডিয়াবেটিক হ্রাসত্র(মের

তুলনায় কম মাত্রা বা হারে ঠাণ্ডা হয়। নিম্নলিখিত বিভিন্ন কারণে উষ(তার বৈপরীত্যের বিশেষ তাৎপর্য বা গু(ত্র রয়েছে যথা—

- (1) ঠাণ্ডা বায়ুর উপরে উষ(তার বায়ু থাকার ফলে কুয়াশার সৃষ্টি হয় কারণ উষ(বায়ু নীচের দিকে থেকে শীতল হয় এবং ফলত শীতের রাত্রিতে ঘনীভবনের মাধ্যমে ভাসমান ধূলিকণা ও ধোঁয়ার কণার চারপাশে (দ্রাকার জলবিন্দু গঠিত হয়।

বাড়িঘর ও কারখানার চিমনি থেকে নির্গত ধোঁয়া কুয়াশাকে ঘন করে এবং শিল্পাঞ্চলে ধোঁয়াশার (smog) সৃষ্টি করে। ধোঁয়াশা অন্যান্য বায়ুদূষকের সাথে (যেমন সালফার ডাই অক্সাইড) মিশ্রিত হলে বিষাক্ত ও মারণকারী হয় এবং স্বাস্থ্যসমস্যার সৃষ্টি করে। উষ(শীতল সমুদ্রস্রোতের মিলনস্থলে ও কুয়াশার সৃষ্টি হয়। যেমন, নিউফাউন্ডল্যান্ডে উষ(উপসাগরীয় স্রোত ও শীতল ল্যাব্রাডর স্রোতের মিশ্রণে কুয়াশা তৈরি হয়। ঘন কুয়াশা দৃষ্টিস্বচ্ছতা কমার এবং অনেক দুর্ঘটনার কারণ হয়। যদিও কুয়াশা বিভিন্ন চাষের পক্ষে উপযুক্ত নয় (যেমন সরষে, গম, ছোলা, মটরশুঁটি প্রভৃতি), কিন্তু কখনো কখনো কুয়াশা কিছু শস্যের চাষকে সাহায্য করে। যেমন, অনেক সময় কুয়াশা প্রত্য(সূর্যরশ্মির হাত থেকে কফি গাছকে র(া করে।

- (2) উষ(তার বৈপরীত্যের ফলে হিমাক্ষের কম তাপমাত্রা সম্পন্ন শীতল বায়ুর সংস্পর্শে এর উপরে থাকা উষ(বায়ুর ঘনীভবনের ফলে তুহিনের সৃষ্টি হয়। অর্থনৈতিক দিক থেকে তুহিন একটি (তিকর উপাদান, যা ফল, সবজি ও অন্যান্য কৃষিশস্যের ব্যাপক (তিসাধন করে। তুহিনের কারণে ব্রাজিলে কফি বাগিচাগুলিকে উপত্যকার নীচে তৈরি না করে পাহাড়ের ঢালে তৈরি করা হয়। বিভিন্ন পার্বত্য শহরে বসবাস, হোটেল নির্মাণ প্রভৃতির (ে ত্রেও উপত্যকার চেয়ে পার্বত্য ঢালকে প্রথম নির্বাচন করা হয়।

- (3) অনেক সময় উষ(তার বৈপরীত্য বায়ুমণ্ডলীর স্থিরতার (Atmospheric Stability) সৃষ্টি করে, যা বায়ুর উর্ধ্বগতি ও নিম্নগতিকে থামিয়ে দেয়। এই বায়ুমণ্ডলীয় স্থিরতা বা স্থিতিশীলতা বৃষ্টিপাত ঘটতে দেয় না এবং শুষ্ক অবস্থার সৃষ্টি করে। বায়ুর অবনমনের ফলে গঠিত উষ(তার বৈপরীত্য, যা প্রতীপ ঘূর্ণবাতের পরিবেশ সৃষ্টি করে, তা বায়ুর শুষ্কতা বাড়িয়ে দেয়। এই কারণে 20° - 30° অ(াংশে মহাদেশগুলির পশ্চিমে প্রতীপ ঘূর্ণবাতজনিত প্রভাবে বিধে অসংখ্য ত্র(াঙ্গীয় ম(ভূমির সৃষ্টি হয়।

- (4) উষ(তার বৈপরীত্য দৈনিক উষ(তাকেও প্রভাবিত করে। প্রকৃতপক্ষে বৈপরীত্যের স্তরটি উপরের শুষ্ক, স্বচ্ছ বায়ু এবং নীচের আর্দ্র, ঘোলাটে বায়ুর মধ্যে অবস্থানকারী সীমান্তবর্তী স্তর। বায়ুমণ্ডলের বিভিন্ন অংশে আর্দ্র তার বন্টনও উষ(তার বৈপরীত্যের দ্বারা প্রভাবিত হয়।

- ৫) তাপমাত্রার উল্লম্ব বণ্টনকে প্রভাবিত করার মাধ্যমে উষ(তার বৈপরীত্য আবহাওয়াকে প্রভাবিত করে। ভূপৃষ্ঠ হলো বায়ুমণ্ডলীয় শক্তি বা তাপের প্রত্য(উৎস। তাপের বৈপরীত্য স্তরটির ঘনত্ব বেশি হলে এবং ভূপৃষ্ঠের কাছে অবস্থান করলে এর নীচের অংশটি ভূপৃষ্ঠ থেকে বেশি তাপ বা শক্তি আহরণ করে। উর্ধ্বাকাশের বৈপরীত্যের (ে ত্রে ভূপৃষ্ঠ থেকে বিকিরিত তাপ বায়ুমণ্ডলের ঘন স্তরের মধ্যে বণ্টিত হয় এবং ফলে ধীরে ধীরে বায়ুর তাপমাত্রা বৃদ্ধি পায়।
- ৬) বর্তমান বিমান চলাচলের যুগে বিমানের গতি ও দিক নির্ণয়ের (ে ত্রে উষ(তার বৈপরীত্যের প্রভাব অপরিসীম। বৈপরীত্য স্তরটি খুব বেশি উঁচুতে না থাকলে তা বিমান চলাচলের (ে ত্রে বিপর্যয় ঘটাতে পারে।

3.6 সর্বশেষ প্রশ্নাবলী

- 1 উষ(তার অনুভূমিক বণ্টন কি কি বিষয়ের দ্বারা প্রভাবিত হয়? অ(ংশ কিভাবে উষ(তার অনুভূমিক বণ্টনকে প্রভাবিত করে?
- 2 উচ্চস্থান কি কি কারণে শীতল হয় তা ব্যাখ্যা ক(ন।
- 3 উষ(তার বৈপরীত্যের কারণগুলি বি(ে-ষণ ক(ন।
- 4 উষ(তার ভূমি-বৈপরীত্য বলতে কি বোঝায়?

3.7 সারাংশ

আলোচিত এককটিতে আমরা বায়ুমণ্ডল উত্তপ্ত হবার বিভিন্ন প্রক্রিয়াগুলি ব্যাখ্যা করেছি। তাপমাত্রার পৃথিবীব্যাপী অনুভূমিক বণ্টনের কারণগুলি ব্যাখ্যা করে এর অন্যতম বৈশিষ্ট্যগুলি আলোচনা করেছি। জানুয়ারী ও জুলাই মাসে পৃথিবীতে উষ(তার বণ্টনজনিত সুনির্দিষ্ট বৈশিষ্ট্যগুলি উল্লেখ করা হয়েছে। তাপমাত্রার উল্লম্ব বণ্টন ব্যাখ্যা করতে গিয়ে প্রথমে উষ(তার স্বাভাবিক হ্রাসত্র(ম ব্যাখ্যা করা হয়েছে এবং পরে উঁচু স্থানগুলি শীতল হবার বিভিন্ন কারণ বি(ে-ষণ করা হয়েছে। এছাড়া তাপমাত্রার বৈপরীত্যের বিভিন্ন কারণ বি(ে-ষণ, বৈপরীত্যের শ্রেণীবিভাগ ও তার তাৎপর্য বা গু(ত্ব বর্তমান এককটিতে বিস্তারিতভাবে ব্যাখ্যা করা হয়েছে।

3.8 উত্তরমালা

অনুশীলনী-1

- A. i নং উত্তরের জন্য পাঠ্যাংশের 3.2 এককটি দেখুন।
ii নং উত্তরের জন্য পাঠ্যাংশের 3.3.A এককটি দেখুন।
iii নং উত্তরের জন্য পাঠ্যাংশের 3.3.2 এককটি দেখুন।
iv নং উত্তরের জন্য পাঠ্যাংশের 3.3.E এককটি দেখুন।
v নং উত্তরের জন্য পাঠ্যাংশের 3.3.1A ও 3.3.2 এককটি দেখুন।

অনুশীলনী-2

- B. i নং উত্তরের জন্য পাঠ্যাংশের 3.4.1 এককটি দেখুন।
ii নং উত্তরের জন্য পাঠ্যাংশের 3.4.1 এককটি দেখুন।
iii নং উত্তরের জন্য পাঠ্যাংশের 3.4.1 এককটি দেখুন।
iv নং উত্তরের জন্য পাঠ্যাংশের 3.4.2 এককটি দেখুন।
v নং উত্তরের জন্য পাঠ্যাংশের 3.4.4 এককটি দেখুন।

সর্বশেষ প্রশ্নাবলী

- 1 পাঠ্যাংশের 3.4.1 দেখুন।
- 2 পাঠ্যাংশের 3.5 দেখুন।
- 3 পাঠ্যাংশের 3.6.1 দেখুন।
- 4 পাঠ্যাংশের 3.6.2 দেখুন।

1.10 গ্রন্থপঞ্জী

- Critchfiel, H. J. 1987 : General Climatology/ Trentice Hall of Indian Pvt. Ltd, New Delhi.
- Lal, D, S, 1989 : Climatology; Chaitnya Pub. Hose Allahabad.
- Singh, S 1993 : Physical Geography/ Pryag Pustak Bhawan, Allahabad.
- বন্দোপাধ্যায়, ত(ন কুমার ও
শীল অজিত কুমার ১৯৯৮-৯৯ : আধুনিক ভূপরিচয় ছায়া-প্রকাশনী, কলিকাতা
- মুখোপাধ্যায় সূতপা ও
মুখোপাধ্যায় মলয় ১৯৯৬ : উচ্চ মাধ্যমিক ভূগোল(ইন্ডিয়ান প্রগ্রেসিভ পাবলিশিং কোং
প্রাইভেট লিমিটেড, কলিকাতা।

একক 4 □ পৃথিবীর বায়ুচাপ বলয়, বায়ুপ্রবাহ, বায়ুচাপ ও বায়ুপ্রবাহের পারস্পরিক সম্পর্ক, ট্রাইসেলুলার মডেল (Tricellular Model)

গঠন

4.1 প্রস্তাবনা

উদ্দেশ্য

4.2 বায়ুমণ্ডলের চাপ

4.2.1 বায়ুচাপ পরিমাণের পদ্ধতি

4.2.2 বায়ুচাপের প্রকারভেদ ও কারণ

4.2.3 সমুদ্রপৃষ্ঠে গড় বায়ুচাপের বণ্টন ও পৃথিবীর বায়ুচাপ বলয়

4.2.4 সমুদ্রপৃষ্ঠে জানুয়ারী ও জুলাই মাসে বায়ুচাপের বিস্তার

4.2.5 আবহাওয়া ও জলবায়ু উপাদান হিসাবে বায়ুচাপের গুরুত্ব

4.3 বায়ুপ্রবাহ

4.3.1 বায়ুপ্রবাহের সাধারণ নিয়ম

4.3.2 বায়ুর দিক ও বায়ুর গতি নির্ণয়

4.3.3 পৃথিবীর নিয়ত বায়ুপ্রবাহ ও বায়ুচাপ বলয়ের সাথে নিয়ত বায়ুপ্রবাহের সম্পর্ক

4.3.4 ঋতু পরিবর্তনের সাথে সাথে নিয়ত বায়ুপ্রবাহের পরিবর্তন

4.3.5 বায়ু পরিসংখ্যানের ত্রিকক্ষীয় মডেল।

4.4 সারাংশ

4.5 সর্বশেষ প্রশ্নাবলী

4.6 উত্তরমালা

4.7 গ্রন্থপঞ্জী

4.1 প্রস্তাবনা

ভূগোলের ছাত্রছাত্রী হিসাবে আপনাদের পৃথিবীর বায়ুচাপ বলয়, বায়ুপ্রবাহ, বায়ুচাপ ও বায়ুপ্রবাহের পারস্পরিক সম্পর্ক, ট্রাইসেলুলার মডেল ইত্যাদির সাথে পরিচিত হওয়া খুবই প্রয়োজন। কারণ জলবায়ুবিদ্যার পূর্ববর্তী এককগুলি পড়ে আপনারা নিশ্চয়ই জানতে পেরেছেন যে, আবহাওয়া ও জলবায়ুর বিভিন্ন উপাদানের মধ্যে বায়ুচাপ ও বায়ুপ্রবাহ অন্যতম মুখ্য উপাদান। এই উপাদান দুটি কখনও প্রত্য (ও কখনও পরো) ভাবে মানুষের অর্থনৈতিক ও সাংস্কৃতিক জীবনকে প্রভাবিত করে।

উদ্দেশ্য

এই এককটি পড়ে আপনি জানতে পারবেন

- বায়ুচাপের কারণ, পরিমাপ পদ্ধতি এবং গু(ত্ব
- ভূগোলকের বিভিন্ন অংশের বায়ুচাপের তারতম্য ও গু(ত্ব এবং তার কারণ
- বায়ুপ্রবাহের কারণ, পদ্ধতি ও গু(ত্ব, ভূগোলকের বিভিন্ন অংশে বায়ুপ্রবাহ ও তার সাথে পৃথিবীর চাপ বলয়ের সম্পর্ক
- বায়ুপ্রবাহ সম্পর্কিত বিভিন্ন মডেল

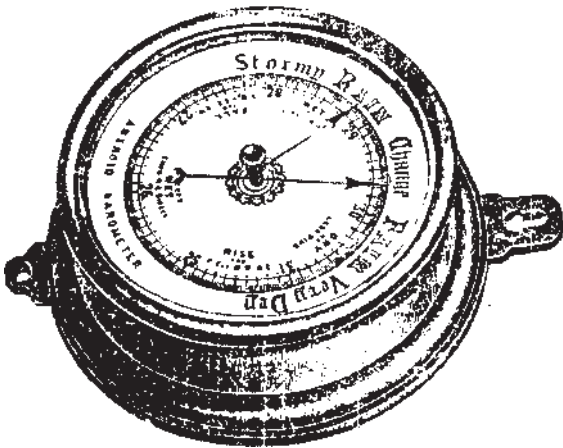
4.2 বায়ুপ্রবাহের চাপ

বায়ুমণ্ডল পৃথিবীপৃষ্ঠে একটি নির্দিষ্ট পরিমাণ চাপ দেয়, কারণ প্রত্যেক পদার্থের মতই বায়ুও একটি পদার্থ। ফলত প্রত্যেক পদার্থের মতই বায়ুরও ওজন আছে। বায়ুর এই ওজন তার ঘনত্বের উপর নির্ভরশীল। অধিক ঘনত্ব যুক্ত বায়ুর ওজন বেশি ও কম ঘনত্বযুক্ত বায়ুর ওজন স্বাভাবিক ভাবেই কম। পৃথিবীপৃষ্ঠে প্রতি বর্গএকক ভূমিতে বায়ু যে পরিমাণ চাপ দেয় তার পরিমাপকেই বায়ুচাপ বলা হয়। বায়ুচাপ মাপার একককে বলা হয় মিলিবার (Milibar) বা সং(পে এম. বি (Mb)। 1 মিলিবার 1000 ডাইন (DyNs) শক্তির সমতুল। 45° অ(ংশে 15°C তাপমাত্রায় গড় বায়ুচাপ দেখা গেছে 1013.25 মিলিবার।

সাধারণত মার্কারি ব্যারোমিটার বা ফোর্টিন্স ব্যারোমিটার (Mercury Barometer and Fortins Barometer) যন্ত্রের সাহায্যে বায়ুচাপের পরিমাপ করা হয়। বায়ুর চাপের উপর নির্ভর করে এই যন্ত্রের নলের মধ্যে পারদস্তম্ভের ওঠানামা। এই ওঠানামা নলের গায়ে নির্দিষ্ট ইঞ্চি বা মিলিমিটার স্কেলে মাপা হয় এবং পরে তা মিলিবারে রূপান্তরিত করা হয়। (1" = 33.86395 এম. বি)। সুতরাং 45° অ(ংশে 15°C তাপমাত্রায় পারদস্তম্ভের উচ্চতা হয় 760 মিলিমিটার বা 29.92"। যখন সমস্ত পৃথিবীর পরিপ্র(েতে



চিত্র নং 4.1 ফোর্টিনস্ ব্যারোমিটার

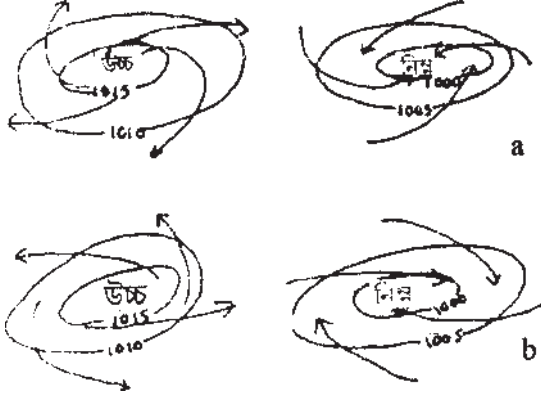


চিত্র নং 4.2 অ্যানেরয়েড ব্যারোমিটার

আলোচনা করা হয় তখন স্থানীয় প্রভাব সমূহ এড়াবার জন্য ফোর্টিনস্ ব্যারোমিটার থেকে প্রাপ্ত রাশিতথ্যকে (data) তিনপ্রকার সংশোধন করা হয়। (1) তাপমাত্রার বৃদ্ধির সাথে সাথে পারদের স্বাভাবিক বৃদ্ধি ঘটে এবং তার প্রভাব এড়াবার জন্য কোন অঞ্চলে ফোর্টিনস্ ব্যারোমিটারের সাহায্যে প্রাপ্ত রাশিতথ্যকে ঐ অঞ্চলের তাপমাত্রা 0°C হলে পারদস্তম্ভের উচ্চতার যে পাঠ হত তার সাথে তুলনা করে পরিবর্তন করে নেওয়া হয়। (2) পৃথিবী পৃষ্ঠে বিভিন্ন অংশে মাধ্যাকর্ষণ শক্তির পরিবর্তন ঘটে কারণ পৃথিবী পৃষ্ঠের সমস্ত অঞ্চল থেকে কেন্দ্র সমদূরত্বে অবস্থিত নয়। তাই ফোর্টিনস্ ব্যারোমিটার থেকে প্রাপ্ত রাশি-তথ্যকে একটি নির্দিষ্ট পরিমাণ মাধ্যাকর্ষণের (45° অংশে 9.81 Ms^{-2}) ভিত্তিতে সংশোধন করা হয়। (3) আবার প্রতি চার মিটার উচ্চতায় 1 মিলিবার করে বায়ুচাপ কমে যায় সুতরাং কোন স্থানের প্রাপ্ত রাশিতথ্যকে সমুদ্রপৃষ্ঠে পরিবর্তিত করে নেওয়া হয়, সেই স্থানের উচ্চতার প্রভাব এড়াবার জন্য। বায়ুচাপ পরিমাপের জন্য ফোর্টিনস্ ব্যারোমিটার ছাড়া অন্যান্য বহু যন্ত্র ব্যবহার করা হয়। এদের মধ্যে উল্লেখযোগ্য অ্যানেরয়েড ব্যারোমিটার (Aneroid Barometer) অলটিমিটার (Altimeter or Altitude Barometer), ব্যারোগ্রাফ (Barograph, an automatic recording aneroid barometer), মাইক্রোব্যারোগ্রাফ (Microbarograph)।

4.2.2 বায়ুচাপের প্রকারভেদ ও কারণ

বায়ুচাপ প্রধানত দুই প্রকার — উচ্চচাপ এবং নিম্নচাপ। প্রকৃতপক্ষে উচ্চচাপ ও নিম্নচাপকে নির্দিষ্ট করার জন্য কোন পরিমাপ নেই, এই দুটি পরস্পর সম্পর্কযুক্ত শব্দ। যদি কোন অঞ্চলের বায়ুচাপ তার পার্শ্ববর্তী অঞ্চল অপেক্ষা কম হয়, তাহলে তাকে নিম্নচাপ অঞ্চল বলে এবং কোন অঞ্চলের বায়ুচাপ যদি তার পার্শ্ববর্তী



চিত্র নং 4.3 উত্তর গোলার্ধে (a) ও দক্ষিণ গোলার্ধে (b) ঘূর্ণবাত ও প্রতীপ ঘূর্ণবাত।

অঞ্চল অপেক্ষা বেশি হয় তবে তাকে উচ্চচাপ অঞ্চল বলা হয়। সমচাপ রেখা (কাল্পনিক রেখা যার দ্বারা সমান বায়ুচাপ বিশিষ্ট অঞ্চলসমূহকে যোগ করা হয়) গুলি যদি বৃত্তাকার বা উপবৃত্তাকার হয় এবং তার কেন্দ্রে যদি নিম্নচাপ অঞ্চল থাকে তাহলে তাকে নিম্নচাপ বা ঘূর্ণবাত (depression or cyclone) বলা হয়। উল্লম্ব নিম্নচাপকে ট্রাফ (Trough) বলে, যখন কেন্দ্রে নিম্নচাপ না থেকে উচ্চ চাপ থাকে তখন তাকে উচ্চচাপ বা প্রতীপ ঘূর্ণবাত (Anti cyclone) বলা হয়। উত্তর গোলার্ধে ঘূর্ণবাতের কেন্দ্রে কেন্দ্রমুখী ঘড়ির কাঁটার বিপরীত দিকে বায়ুপ্রবাহ দেখা যায় এবং প্রতীপ

ঘূর্ণবাতের কেন্দ্রে কেন্দ্র বিমুখ ঘড়ির কাঁটার দিকে বায়ুপ্রবাহ দেখা যায়। দক্ষিণ গোলার্ধে ঘূর্ণবাতের কেন্দ্রে কেন্দ্রমুখী ঘড়ির কাঁটার দিকে বায়ুপ্রবাহ এবং প্রতীপ ঘূর্ণবাতের কেন্দ্রে কেন্দ্রবিমুখ ঘড়ির কাঁটার বিপরীত বায়ুপ্রবাহ দেখা যায়। (চিত্র নং 4.3) সমচাপ রেখার সাথে উল্লম্বভাবে প্রতি একক অঞ্চলে বায়ুচাপ হ্রাসের হারকে বায়ুচাপের নতি বা ঢাল (Pressure Gradient) বলা হয়। ঘূর্ণবাতের কেন্দ্রে এই ঢাল কেন্দ্রমুখী ও প্রতীপ ঘূর্ণবাতের কেন্দ্রে এই নতি কেন্দ্রবিমুখ।

বায়ুচাপের পরিবর্তন ঘটে নিম্নলিখিত কারণে — (1) উচ্চতা (2) তাপমাত্রা ও (3) ডাইনামিক কারণ (Dynamic)।

(1) উচ্চতা — উচ্চতার সাথে সাথে বায়ুচাপের দ্রুত পরিবর্তন ঘটে। কারণ উচ্চতার সাথে সাথে বায়ুর ঘনত্ব দ্রুত হ্রাস পায় এবং বায়ুচাপ বায়ুর ঘনত্বের উপর নির্ভরশীল। বায়ুমণ্ডলের সর্বনিম্ন অংশে বায়ুর ঘনত্ব এবং চাপ সর্বাপেক্ষা বেশি কারণ বায়ুমণ্ডলের অন্য সমস্ত স্তর এই স্তরটির উপর অবস্থান করলে সমুদ্রপৃষ্ঠ থেকে কয়েক কিমি উচ্চতা পর্যন্ত বায়ুচাপ হ্রাসের হার প্রতি 300 মিটার উচ্চতায় 34 মিলিবার বা 1 ইঞ্চি। কিন্তু এই হ্রাসের হার বায়ুমণ্ডলের সর্বত্র সমান নয়। উর্ধ্বাকাশে বায়ুর চাপ

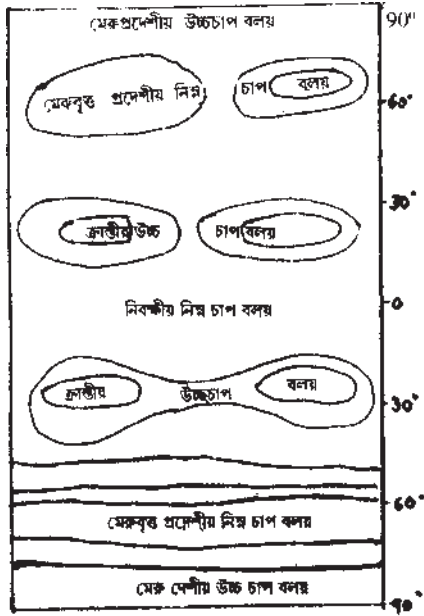
দ্রুত কমতে থাকে। যদি সমুদ্রপৃষ্ঠে বায়ুর চাপকে 100 ধরা হয় তাহলে 18 কিমি উচ্চতায় বায়ুচাপের শতকরা মাত্র 10 ভাগ অবশিষ্ট থাকে এবং 32 কিমি উচ্চতায় বায়ুচাপের শতকরা মাত্র 7 ভাগ অবশিষ্ট থাকে অর্থাৎ বায়ুমণ্ডলের ভরের শতকরা 99 ভাগ 32 কিমি উচ্চতার মধ্যে বিদ্যমান।

(2) তাপমাত্রা — বায়ুর চাপ বায়ুর তাপমাত্রার উপর নির্ভরশীল। বায়ু উত্তপ্ত হলে আয়তনে বৃদ্ধি পায় এবং এর ঘনত্ব প্রতি বর্গ এককে হ্রাস পায়। ঠিক সেই ভাবেই বায়ুর তাপমাত্রা কমলে বায়ু ‘সংকোচিত হয় এবং বায়ুর ঘনত্ব প্রতি বর্গ এককে বৃদ্ধি পায়। তাপমাত্রার সাথে সাথে বায়ুর ঘনত্বের এই পরিবর্তন সমুদ্রপৃষ্ঠে বায়ুচাপকে প্রভাবিত করে বা অনুভূমিক ও উল্লম্ব বায়ু চলাচলের প্রধান কারণ।

(3) ডাইনামিক কারণ — এছাড়া ঘর্ষণ, কেন্দ্রাতিগ বল প্রভৃতিও বায়ুমণ্ডলকে প্রভাবিত করে। একটি জলপূর্ণ পাত্রকে ঘোরালে জলের সঙ্গে পাত্রের দেওয়ালে যে ঘর্ষণজনিত টানের সৃষ্টি হয় তা ওই জলপূর্ণ পাত্রের ওজন বা ভরকে কিছুটা কমিয়ে আনতে সাহায্য করে। ঠিক এইভাবেই ঘূর্ণায়মান পৃথিবীপৃষ্ঠে সৃষ্ট ঘর্ষণজনিত বল এবং কেন্দ্রাতিগ বল বায়ুচাপের উপর গু(ত্বপূর্ণ প্রভাব বিস্তার করে।

4.2.3 সমুদ্রপৃষ্ঠে গড় বায়ুচাপের বণ্টন ও পৃথিবীর বায়ুচাপ বলয়

ভূগোলোকে সমুদ্রপৃষ্ঠের গড় বায়ুচাপের বণ্টন আলোচনা করলে কতগুলি বৈশিষ্ট্য ল(য় করা যায়। সাধারণত সমচাপ রেখাগুলি বলয়ের আকারে পৃথিবীকে বেষ্টিত করে থাকে এবং সমচাপ রেখাগুলি অ(রেখার



চিত্র নং 4.4 পৃথিবীর নিয়ত বায়ুচাপ বলয়সমূহ।

সঙ্গে সমান্তরাল। এই বায়ুচাপ বলয়গুলি দ(িণে গোলাপর্বে অধিক সুস্পষ্ট, কারণ দ(িণে গোলাপর্বে জলভাগের পরিমাণ বেশি। কিন্তু উত্তর গোলাপর্বে যেহেতু স্থলভাগের পরিমাণ বেশি সেইজন্য বায়ুচাপ বলয়গুলি কতগুলি বায়ুচাপ ক(ে বিভক্ত হয়ে গেছে। ক(গুলি লম্বাকৃতি এবং পূর্ব পশ্চিমে বিস্তৃত। পৃথিবীতে মোট সাতটি বায়ুচাপ বলয় বিদ্যমান। সূর্যের আপাত বার্ষিক গতি এবং তাপীয় নির(রেখার (heat equator) স্থান পরিবর্তনের সাথে সাথে বায়ুচাপ বলয়গুলি কিছুটা স্থান পরিবর্তন করে।(সর্বাধিক 5° - 10° অ(ংশ) তবে মোটামুটিভাবে ভূগোলোকে এই বায়ুচাপ বলয়গুলির অবস্থান নির্দিষ্ট (চিত্র নং 4.4)।

নিরক্ষীয় নিম্নচাপ বলয় — নিরক্ষীয় অঞ্চলে নিরক্ষরেখার উভয় পাশে 5° থেকে 10° অক্ষ পর্যন্ত অঞ্চলে সাধারণত বায়ুর চাপ কম হয়। একে নিরক্ষীয় নিম্নচাপ বলয় বলা হয়। সাধারণত এই নিম্নচাপ বলয়টি সূর্যের আপাতগতির সাথে সাথে কিছুটা স্থান পরিবর্তন করে ও সর্বোচ্চ তাপমাত্রায়ুক্ত অঞ্চলে অবস্থান করে অর্থাৎ দ্বিধাহীনভাবে বলা যায় যে তাপীয় কারণে এই বলয়ের সৃষ্টি হয়। সূর্যের প্রবল তাপে এই অঞ্চলের পৃথিবীপৃষ্ঠ প্রচণ্ড উত্তপ্ত হয়, ফলে ভূসংলগ্ন বায়ুস্তর উত্তপ্ত, প্রসারিত ও হালকা হয়ে উপরে উঠে যায়। এছাড়া সূর্যের প্রবল তাপে নিরক্ষীয় অঞ্চলের সমুদ্র থেকে প্রচুর জলীয় বাষ্প উপরে উঠে যায় এবং এই জলীয় বাষ্প বায়ুর সাথে মিশে যায় ও বায়ুকে হালকা করে তোলে। (কারণ জলীয় বাষ্প বিশুদ্ধ বায়ু অপেক্ষা হালকা)। এই উর্ধ্বগামী, উষ্ণ ও হালকা বায়ু এই অঞ্চলের নিম্নচাপ সৃষ্টির প্রধান কারণ।

ক্রান্তীয় উচ্চচাপ বলয় — নিরক্ষরেখা থেকে উত্তর ও দক্ষিণ উভয় দিকে বায়ুর চাপ ত্রমশ বাড়তে থাকে এবং 30° উত্তর ও দক্ষিণ অক্ষ অঞ্চলে বায়ুমণ্ডলের উচ্চ চাপ লক্ষ্য করা যায়। এরাই যথাক্রমে কর্কটীয় ও মকরীয় উচ্চচাপ বলয় নামে পরিচিত। ভূগোলকীয় বায়ুচাপ এবং বায়ুপ্রবাহের ক্ষেত্রে এই বলয় দুটির গুণিত্ব অপরিসীম। ডাইনামিক কারণ এই বলয় দুটি সৃষ্টির জন্য দায়ী। নিরক্ষীয় নিম্নচাপ অঞ্চল থেকে যে উষ্ণ ও হালকা বায়ু উপরে উঠে যায়, তা উপরে গিয়ে শীতল হয় এবং নীচে নেমে আসার চেষ্টা করে। নিম্ন বায়ুমণ্ডলে ত্রমাগত উর্ধ্বাচাপের ফলে সেই বায়ু সেই অঞ্চল থেকে নেমে আসতে পারে না। ফলে এই বায়ু ত্রমাগত উত্তর ও দক্ষিণ উভয় দিকে ছড়িয়ে পড়ে এবং 30° উত্তর ও দক্ষিণ অক্ষ অঞ্চলে নীচে নেমে আসে। এই শীতল, ভারী নিম্নগামী বায়ু কর্কটীয় ও মকরীয় উচ্চচাপ বলয় সৃষ্টির প্রধান কারণ।

মেরুপ্রদেশীয় নিম্নচাপ বলয় — ক্রান্তীয় উচ্চচাপ বলয় থেকে উত্তরে ও দক্ষিণে বায়ুর চাপ ত্রমশ কমতে থাকে এবং সুমে (ও কুমে) অঞ্চলে ($66\frac{1}{2}^\circ$ উত্তর ও দক্ষিণ অক্ষ) নিম্নচাপে পরিবর্তন হয়। এরাই মে (বৃত্ত) প্রদেশীয় নিম্নচাপ বলয় নামে পরিচিত। দক্ষিণ গোলার্ধে এই বলয় অধিকতর সুস্পষ্ট ও গভীর। কিন্তু উত্তর গোলার্ধে এই বলয়টি ভেঙে গেল গ্রীষ্মকালে স্থলভাগের উপর ও শীতকালে জলভাগের উপর ক্রমে অবস্থান করে। এই বলয়টি সৃষ্টির কারণ ও ডাইনামিক (Dynamic reasons)। মে (বিন্দু) অপেক্ষা মে (বৃত্ত) প্রদেশে ভূপৃষ্ঠের পরিসর এবং আবর্তনের বেগ উভয়ই বেশি। সুতরাং মে (অঞ্চল) থেকে প্রবাহিত শীতল বায়ু এই অঞ্চলে এসে কিছুটা প্রসারিত এবং ঘূর্ণায়মান পৃথিবীর কেন্দ্রবাহিমুখী শক্তির প্রভাবে কিছুটা বিচলিত হয়। ফলে মে (বৃত্ত) প্রদেশীয় অঞ্চলের বায়ুতে অণুর পরিমাণ (Volume of Molecule per unit air) কমে যায়। এই কারণেই উত্তর গোলার্ধে সুমে (বৃত্ত) প্রদেশীয় ও দক্ষিণ গোলার্ধে কুমে (বৃত্ত) প্রদেশীয় নিম্নচাপ সৃষ্টি হয়।

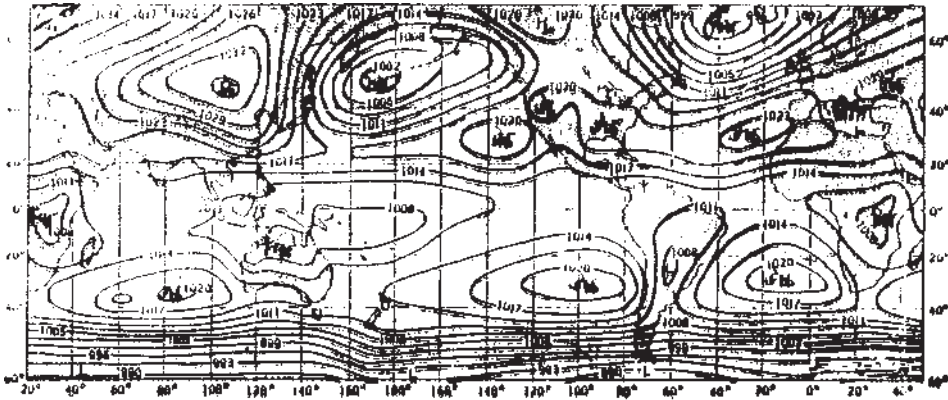
মেরুপ্রদেশীয় উচ্চচাপ বলয় — বেশিভাগ বিজ্ঞানীর মতে সুমে(ও কুমে(অঞ্চলে (90° উত্তর ও দাঁণ অ(1ংশ) অধিক শীতলতার জন্য বায়ু ঠাণ্ডা ও ভারী হয়। ফলত এই অঞ্চলে উচ্চচাপ বলয় সৃষ্টি হয়। এই উচ্চচাপ বলয় মূলত তাপীয় কারণেই সৃষ্টি হয়।

4.3.5 সমুদ্রপৃষ্ঠে জানুয়ারী ও জুলাই মাসে বায়ুচাপের বিস্তার

সূর্যের আপাত বার্ষিকগতির সাথে সাথে বায়ুচাপ বলয়গুলি জুলাই মাসে অর্থাৎ উত্তর গোলার্ধের গ্রীষ্মকালে কিছুটা উত্তর দিকে এবং জানুয়ারী মাসে অর্থাৎ উত্তর গোলার্ধের শীতকালে কিছুটা দাঁণ দিকে সরে যায়।

সমুদ্রপৃষ্ঠে জানুয়ারী ও জুলাই মাসের বায়ুচাপের বিস্তার ল(্য করলে কিছু কিছু বৈসাদৃশ্য চোখে পড়ে, স্থলভাগ ও জলভাগের বণ্টনই এর মূল কারণ। জলভাগ এবং স্থলভাগের তাপমোচন (মতা বিভিন্ন হওয়ার জন্য এরা বিভিন্ন হারে উত্তপ্ত হয় এবং বায়ুচাপকে প্রভাবিত করে।

জানুয়ারী মাসে বায়ুচাপের বিস্তার : জানুয়ারী মাসে পৃথিবীর বায়ুচাপের বিস্তারে নিম্নলিখিত বৈশিষ্ট্যগুলি ল(্য করা যায় (চিত্র নং 4.5)।

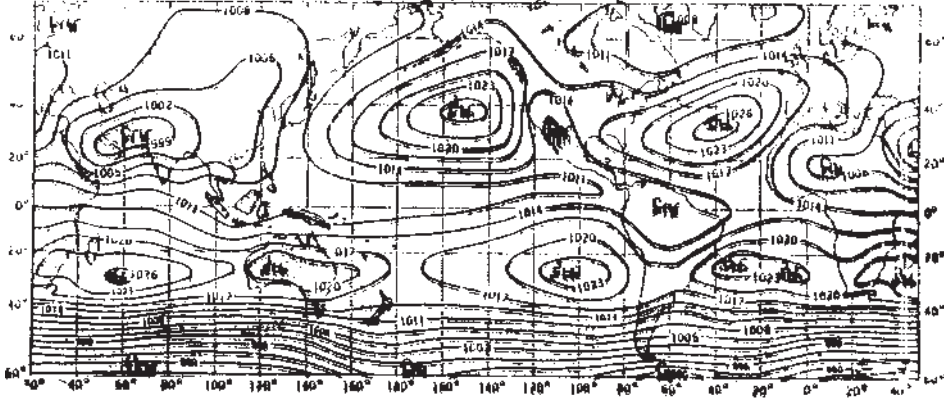


চিত্র নং 4.5 জানুয়ারী মাসে পৃথিবীর বায়ুচাপ বলয়ের অবস্থান।

- জানুয়ারী মাসে সূর্যের দাঁণায়নের সাথে সাথে নির(ীয় নিম্নচাপ বলয়টি কিছুটা দাঁণে সরে যায় এবং উত্তপ্ত দাঁণ আমেরিকা, দাঁণ আফ্রিকা, অস্ট্রেলিয়া, মহাদেশগুলির উপর এই সরণ অধিকতর সুস্পষ্ট।
- ত্র(ান্তীয় উচ্চচাপ বল দাঁণ গোলার্ধে এইসময় কতগুলি বিচ্ছিন্ন ক(রূপে সমুদ্রের উপর অবস্থান করে কিন্তু উত্তর গোলার্ধে এই বলয় অবিচ্ছিন্ন, সুনির্দিষ্ট ও গভীর।
- মে(বৃত্ত প্রদেশীয় নিম্নচাপ বলয় জানুয়ারী মাসে দাঁণ গোলার্ধে অবিচ্ছিন্ন, সুনির্দিষ্ট ও গভীর রূপে অবস্থান করে, কিন্তু উত্তর গোলার্ধে শীতল মহাদেশগুলির উপর স্থানীয় উচ্চচাপ বিরাজ করে। ফলে বলয়টি ভেঙে যায় এবং দুটি নিম্নচাপ ক(রূপে মহাসাগরের উপর অবস্থান করে। উত্তর আটলান্টিক মহাসাগরের উপর তা আইসল্যান্ড নিম্নচাপ ক(ও উত্তর প্রশান্তমহাসাগরের উপর অ্যালুশিয়ান নিম্নচাপ ক(রূপে পরিচিত।

৩) মে(প্রদেশীয় উচ্চচাপের কোন পরিবর্তন পরিলক্ষিত হয় না।

জুলাই মাসে বায়ুচাপের বিস্তার : জুলাই মাসে পৃথিবীর বায়ুচাপের বিস্তারের নিম্নলিখিত বৈশিষ্ট্য লক্ষ্য করা যায় (চিত্র নং 4.6)।



চিত্র 4.6 জুলাই মাসে পৃথিবী বায়ুচাপ বলয়ের অবস্থা

- ৩) নিরক্ষীয় নিম্নচাপ বলয় সূর্যের উত্তরায়নের সঙ্গে সঙ্গে উত্তর দিকে সরতে থাকে এবং নিরক্ষরেখার উত্তরে অবস্থান করে। এই সময় উত্তর গোলার্ধে উত্তপ্ত দিগ-পশ্চিম যুক্তরাষ্ট্র, ভারতবর্ষ, এশিয়া মাইনর ও উত্তর আফ্রিকার উপর সুগভীর নিম্নচাপের সৃষ্টি হয়।
- ৪) উত্তর গোলার্ধে মহাদেশগুলির উপর গভীর নিম্নচাপ সৃষ্টি হয় ফলে ত্রৈত্যীয় উচ্চচাপ বলয়টি উত্তর গোলার্ধে বিচ্ছিন্ন হয়ে পড়ে এবং কেবলমাত্র মহাসাগরের উপর উচ্চচাপ ক(রূপে বিরাজ করে। আটলান্টিক মহাসাগরে এই উচ্চচাপ ক(অ্যাজোর উচ্চচাপক((The Azore high) এবং প্রশান্ত মহাসাগরের উপর এই উচ্চচাপ ক(প্রশান্ত মহাসাগরীয় উচ্চচাপ (The Pacific high) নামে পরিচিত। দিগ গোলার্ধে এই উচ্চচাপ ক(সুগভীর ও নির্দিষ্ট।
- ৫) মে(বৃত্ত প্রদেশীয় নিম্নচাপ বলয়টি উত্তর গোলার্ধে গ্রীষ্মকালে স্থলভাগের উপর গভীর ও এটি নিরক্ষীয় নিম্নচাপ বলয়ের সাথে মিশে যায়। জলভাগের উপর বলয়টি অত্যন্ত িণভাবে অবস্থান করে কারণ অ্যাজোর ও প্রশান্তসাগরীয় উচ্চচাপের গভীরতা মধ্য-অ(ংশীয় সমুদ্র পর্যন্ত প্রসারিত থাকে। দিগ গোলার্ধে মে(বৃত্ত প্রদেশীয় নিম্নচাপ বলয় একটি অবিচ্ছিন্ন, সুনির্দিষ্ট বলয়রূপে অবস্থান করে।
- ৬) মে(প্রদেশীয় উচ্চচাপ বলয়ের কোন পরিবর্তন ঘটে না।

উচ্চবায়ুস্তরের বায়ুচাপের বিস্তার — বায়ুচাপের ক্রমিক বিস্তার (Cellular Pattern) যা সমুদ্রপৃষ্ঠে খুবই প্রকট একটা উচ্চতার সাথে সাথে লোপ পায় এবং মধ্য ট্রপোস্ফিয়ারে ক(গুলি খুবই িণ। উচ্চ বায়ুস্তরের (প্রায় 1000 উচ্চতায়) বায়ুচাপের বিস্তার ল(্য করলে দেখা যায় যে নির(ীয় নিম্নচাপ অঞ্চলে একটি সুগভীর উচ্চচাপ বলয় অবস্থান করছে। উচ্চ বায়ুস্তরে প্রকৃতপ(ে এইটিই সর্বোচ্চ চাপমুক্ত(অঞ্চল। এই অঞ্চল থেকে বায়ু ত্র(মাগত বায়ুচাপ উত্তরে ও দ(িণে কমতে থাকে ও মে(অঞ্চলে বায়ুচাপ সর্বাপে(া কম হয়। দেখা গেছে যে বায়ুচাপ হ্রাসের হার মধ্য অ(ংশীয় অঞ্চলে সর্বাপে(া বেশি।

4.2.5 আবহাওয়া ও জলবায়ুর উপাদান হিসাবে বায়ুচাপের গুরুত্ব

আবহাওয়া ও জলবায়ুর উপাদানগুলির মধ্যে যদিও বায়ুচাপ একটি অন্যতম প্রধান উপাদান কিন্তু প্রকৃতপ(ে জীবজগতের বা মানুষের উপর বায়ুচাপের প্রভাব সামান্যই। কারণ বায়ুচাপের সামান্য পরিবর্তন আমরা অনুভব করতে পারি না। কিন্তু প্রত্য(ে প্রভাব না থাকলেও বায়ুচাপের পরো(ে প্রভাব অপরিসীম। কারণ বায়ুচাপের বিভিন্নতাই বায়ুপ্রবাহের মূল কারণ। বায়ুপ্রবাহ শুধুমাত্র কোন অঞ্চলের তাপমাত্রাকে সহনীয় করে তোলে না, বায়ুর সাথে আসে জলীয় বাষ্প, যা বৃষ্টিপাত ঘটায়। তাই আবহাওয়া ও জলবায়ুর অন্যান্য উপাদানের মত বায়ুচাপের প্রত্য(ে প্রভাব না থাকলেও পরো(ে প্রভাব অপরিসীম।

অনুশীলনী-1

A. শূন্যস্থান পূরণ ক(ন

- i. বায়ুচাপ মাপার একককে বলা হয় —————।
- ii. 45° অ(ংশ 15°C তাপমাত্রায় সমুদ্রপৃষ্ঠে গড় বায়ুচাপ —————।
- iii. বায়ুচাপ মাপা হয় ————— যন্ত্রের সাহায্যে।
- iv. উল্লম্ব নিম্নচাপকে ————— বলে।
- v. উচ্চতার সাথে সাথে বায়ুচাপ হ্রাসের হার —————।

B. সং(িগ্ন উত্তর দিন

- i. পৃথিবীর প্রধান প্রধান বায়ুচাপ বলয়গুলির নাম লিখুন।
- ii. উত্তর গোলার্ধে জুলাই মাসে কর্কটীয় উচ্চচাপ (েত্রটির কিরূপ অবস্থা হয় বর্ণনা ক(ন।
- iii. উত্তর গোলার্ধে জানুয়ারী মাসে মে(বৃত্ত প্রদেশীয় নিম্নচাপ (েত্রটির কিরূপ অবস্থা হয় বর্ণনা ক(ন।
- iv. আবহাওয়া ও জলবায়ুর উপাদান হিসেবে বায়ুচাপের গু(ত্ব বিচার ক(ন।

4.3 বায়ুপ্রবাহ

আমরা জানি পৃথিবীর নিরীক অঞ্চলে তাপমাত্রা অত্যন্ত বেশি এবং মে(অঞ্চলের তাপমাত্রা কম। তাপমাত্রার এই পার্থক্যই মূলত পৃথিবীপৃষ্ঠে নিয়ত বায়ুপ্রবাহ সৃষ্টির জন্য দায়ী। তবে বায়ু যে শুধু অনুভূমিক ভাবে প্রবাহিত হয় তা নয়। বায়ুর উল্লম্ব চলাচলও ল(্য করা যায়। পৃথিবীপৃষ্ঠে বায়ুচাপের সমতা বজায় রাখার অন্যতম প্রাকৃতিক উপাদান হল বায়ুপ্রবাহ। বায়ু সাধারণত যে দিক থেকে প্রবাহিত হয় সেই দিকের নাম অনুসারে নামাঙ্কিত হয়।

4.3.1 বায়ুপ্রবাহের সাধারণ নিয়ম

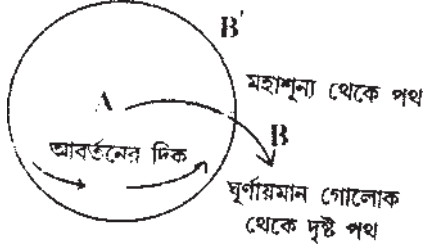
ভূপৃষ্ঠে বায়ুপ্রবাহের কতগুলি সাধারণ নিয়ম আছে। বায়ু প্রবাহের দিক ও গতি এই নিয়মগুলির উপর নির্ভরশীল।

(a) বায়ুচাপের তারতম্য বা ঢাল (Pressure Gradient) :

এটা বায়ুচাপের দিক ও গতি উভয়কেই প্রভাবিত করে। সাধারণভাবে বায়ু বায়ুচাপের ঢাল অনুসারে উচ্চচাপ অঞ্চল থেকে নিম্নচাপ অঞ্চলের দিকে সমচাপ রেখার সাথে উল্লম্ব ভাবে প্রবাহিত হয়। যদি সমচাপ রেখাগুলি খুব কাছাকাছি অবস্থিত হয় তাহলে বায়ুচাপের ঢাল বেশি হয় এবং বায়ুপ্রবাহের গতিও বেশি হয়। কিন্তু সমচাপ রেখাগুলি যদি দূরে দূরে অবস্থান করে তাহলে বায়ুচাপের ঢাল কম হয় এবং সেই অনুপাতে বায়ুপ্রবাহের গতিবেগও কম হয়। বায়ুচাপের ঢাল যে শুধুমাত্র অনুভূমিক বায়ুপ্রবাহকে প্রভাবিত করে তা নয়, উল্লম্ব বায়ু চলাচলকেও প্রভাবিত করে। তবে উল্লম্ব বায়ুপ্রবাহ খুব উল্লেখযোগ্য নয়। কারণ আমরা জানি যে পৃথিবীর বায়ুমণ্ডলের নীচের দিকের চাপ সবসময় বেশি ও উপরে বায়ুর চাপ কম। ফলে ভারী উচ্চচাপযুক্ত বায়ু নিচের দিকে এবং হালকা নিম্নচাপযুক্ত বায়ু উপরের দিকে থাকে। যদি কোন স্থানীয় কারণে এই অবস্থার পরিবর্তন ঘটে তাহলেই উল্লম্ব বায়ু চলাচল ল(্য করা যায়।

(b) কোরিওলিস বল বা পৃথিবীর আবর্তনজনিত শক্তি (Coriolis force or The earths' rotational deflective force) :

পৃথিবীর আবর্তন গতির ফলে অনুভূমিক ভাবে প্রবাহিত বায়ুর আপাত গতিবিধি প ঘটে, এটা কোরিওলিস বল নামে পরিচিত। এটা প্রকৃতপে পৃথিবীর আবর্তন ও অনুভূমিকভাবে প্রবাহিত কোন বস্তুর পারস্পরিক ফল। মনে করা হয় পৃথিবীপৃষ্ঠে উত্তর গোলার্ধে বায়ু উত্তর (A স্থান) থেকে দ(ি গে (B স্থান) যাত্রা করল। বায়ুপুঞ্জটি যত(গে 'A' থেকে 'B' -এ পৌঁছবে তখন তার নীচ থেকে পৃথিবী আবর্তনের ফলে B স্থান কিছুটা পূর্ব দিকে B¹ স্থানে সরে যাবে। কিন্তু বায়ুপুঞ্জ B স্থানে না পৌঁছে সরাসরি B¹ স্থানে পৌঁছবে। ফলে মনে হবে যে স্থানের সাপে(ে বায়ুপুঞ্জগুলি ডানদিকে বি(ি প্ত হয়েছে (চিত্র 4.7)। দ(ি গে গোলার্ধে এর



চিত্র নং 4.7 কোরিওলিস শক্তি বা আবর্তনের প্রভাব

বায়ুর গতির উপরও নির্ভরশীল। বায়ুর গতি বাড়লে বিদ্যেপের পরিমাণ বাড়তে থাকে এবং গতি কমলে বিদ্যেপের পরিমাণ কমতে থাকে। বায়ুমণ্ডলের চাপের সাথে বায়ুপ্রবাহের সম্বন্ধের কথা উনবিংশ শতাব্দীর মধ্যভাগে বাইস ব্যালট নামক এক বিজ্ঞানী প্রথম বলেন। তাঁর মতে, উত্তর গোলার্ধে বায়ুপ্রবাহের দিকে পিছন করে দাঁড়ালে ডানদিকের বায়ু অপেক্ষা বামদিকের বায়ুতে চাপ কম থাকে। দক্ষিণ গোলার্ধে এর ঠিক বিপরীত অবস্থা হয়। একে 'বাইস ব্যালট' সূত্র (Buys Ballot's law) বলে। এছাড়া বায়ুর ভরও (Mass) বিদ্যেপের পরিমাণকে প্রভাবিত করে থাকে।

(c) কেন্দ্রীয় ত্বরণ (Centripetal Acceleration) :

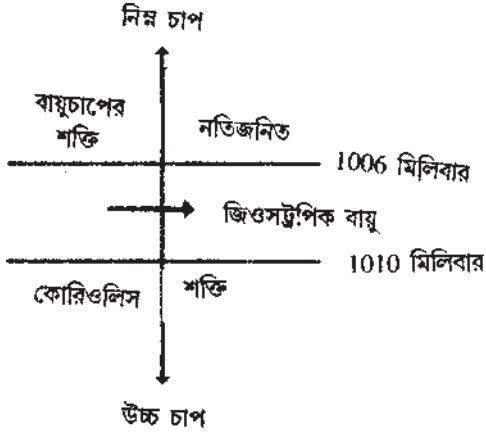
ঘূর্ণবাত ও প্রতীপ ঘূর্ণবাতের ক্ষেত্রে যেখানে বায়ু চক্রাকারে প্রবাহিত হয় সেখানে কেন্দ্রীয় ত্বরণ বায়ুপ্রবাহের দিককে নির্দিষ্ট করে। বায়ু যখন কোন নির্দিষ্ট কেন্দ্রের চারিদিকে চক্রাকারে আবর্তন করে তখন কেন্দ্রীয় ত্বরণ বা কেন্দ্রমুখী একটি শক্তি বায়ুপ্রবাহের চক্রাকার গতিকে বজায় রাখতে সাহায্য করে। কারণ এই শক্তি কেন্দ্রবাহিনী শক্তি (Centrifugal force)-র সমান কিন্তু বিপরীত দিকে কাজ করে।

(d) ঘর্ষণশক্তি (Frictional Force) :

ভূপৃষ্ঠ সংলগ্ন অঞ্চলে ভূপৃষ্ঠের সাথে ত্রিমাগত ঘর্ষণের ফলে বায়ুর গতিবেগ কমতে থাকে। যেহেতু আবর্তনজনিত বিদ্যেপকারী শক্তি গতিবেগের উপর নির্ভরশীল সেহেতু বিদ্যেপের পরিমাণও কমতে থাকে। তার ফলে বায়ু সমচাপ রেখাকে বায়ুচাপের ঢাল অনুসারে কোনাকুনিভাবে অতিক্রম করে যেতে থাকে। স্থলভাগের উপর এই কোণের পরিমাণ $25^\circ - 35^\circ$ এবং জলভাগের উপর কম ঘর্ষণের জন্য এই পরিমাণ $10^\circ - 20^\circ$ । উচ্চতার সাথে সাথে ঘর্ষণের প্রভাব কমতে থাকে।

বিপরীত অবস্থা দেখা যায়। অর্থাৎ মনে হয় বায়ুপুঞ্জটি বাম দিকে বিচলিত হয়েছে। এই বিষয়টি সর্বপ্রথম লক্ষ্য করেন বৈজ্ঞানিক ফেরেল এবং এই সংক্রান্ত একটি সূত্র আবিষ্কার করেন। ফেরেলের সূত্রানুসারে (Ferrel's law) উত্তর গোলার্ধে নিয়ত বায়ুগুলি ডানদিকে ও দক্ষিণ গোলার্ধে বাম দিকে বেঁকে যায়। এই গতি বিদ্যেপের পরিমাণ মে (অঞ্চলে সর্বাপেক্ষা বেশি। কমতে কমতে বিদ্যেপের পরিমাণ নিরর্থক অঞ্চলে প্রায় থাকে না বললেই চলে। এই বিদ্যেপকারী শক্তি

কিন্তু ভূপৃষ্ঠ থেকে 500 মিটার উচ্চতার উপরে ঘর্ষণ জনিত টান (Frictional Force) একেবারে থাকে না। ফলে উপরের স্তরে বায়ু প্রধানত বায়ুচাপের গতি ও কোরিওলিস বলের দ্বারা নিয়ন্ত্রিত হয়। ভূপৃষ্ঠ



চিত্র নং 4.8 জিওস্ট্রপিক বায়ুপ্রবাহ —
বায়ুচাপের গতিজনিত শক্তি কোরিওলিস শক্তি
যেখানে সঠিকভাবে একে অপরের ভারসাম্য
বজায় রাখে।

সঠিকভাবে একে অপরের সাথে ভারসাম্য বজায় রাখে (চিত্র নং 4.8)। এই বায়ুর গতিবেগ, বায়ুর ঘনত্ব ও অ(ংশের সাথে বিপরীতানুপাতিক (Inversely Proportional) এবং বায়ুচাপের গতির সাথে সমানুপাতিক (Directly Proportional)।

ভূপৃষ্ঠের প্রকৃতগত বিভিন্নতার জন্য ভূপৃষ্ঠের ঘর্ষণজনিত টানের প্রভাব বিভিন্ন। ভূপৃষ্ঠ থেকে যে উচ্চতার উপরে ঘর্ষণের প্রভাব ত্র(মশ কমে আসে তাকে 'রাফনেস লেঙ্ক' (Roughness length) বলা হয়। বিভিন্ন ভূমিরূপের উপর রাফনেস লেঙ্ক বিভিন্ন হয়। কিছু রাফনেস লেঙ্ক দেওয়া হল।

| ভূমিরূপ | রাফনেসলেঙ্ক (মিটারে) |
|--------------------------|----------------------|
| অতি উচ্চ অট্টালিকা | 1 - 10 |
| মধ্য অ(ংশীয় বনভূমি | 0.8 |
| মাঝারি উচ্চতার অট্টালিকা | 0.7 |
| উপনগরী অঞ্চল | 0.5 |
| গাছ ও ঝোপঝাড় | 0.05 - 0.1 |

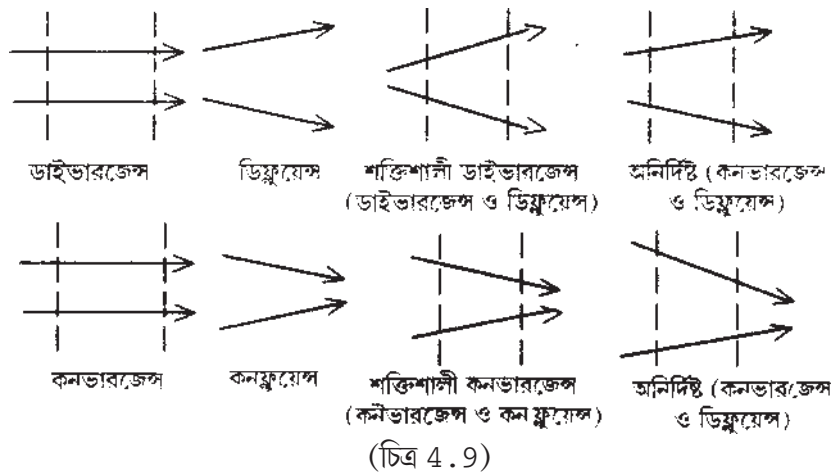
| | |
|-----------------|--------|
| কৃষিজমি | 0.008 |
| ঘাস | 0.005 |
| অনাবৃত মৃত্তিকা | 0.001 |
| বরফাবৃত অঞ্চল | 0.003 |
| জল | 0.0001 |

ভূপৃষ্ঠের বায়ু উপরোক্ত(সমস্ত কারণ ও নিয়মের সম্মিলিত ফল।

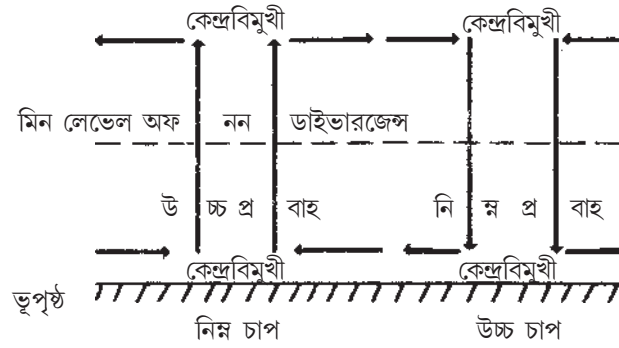
ডাইভারজেন্স (Divergence), উল্লম্বপ্রবাহ (Vertical Motion) এবং ঘূর্ণন (Vorticity) — আধুনিক জলবায়ু ও আবহবিদ্যার সাথে পরিচিত হতে হলে উপরিউক্ত(পরিভাষাগুলির সাথে পরিচিত হওয়া দরকার।

ডাইভারজেন্স (Divergence) : ঘর্ষণজনিত বা অন্য কোন কারণে বায়ুপুঞ্জের গতিবেগের বৃদ্ধি ও হ্রাসের ফলে ডাইভারজেন্স (Divergence) ও কনভারজেন্স (Convergence) ঘটে। বায়ুপুঞ্জ যদি প্রসারিত হয় বা সংকোচিত হয় তখন তাকে ডিফ্লুয়েন্স (Diffluence) বা কনফ্লুয়েন্স (Confluence) বলা হয়।

যদি বায়ুপুঞ্জের গতিবেগের বৃদ্ধি ও ডিফ্লুয়েন্স একই সাথে ঘটে তবে ডাইভারজেন্স অত্যন্ত শক্তি(শালী হয়। বিপরীত দিকে বায়ুপুঞ্জের গতিবেগের হ্রাস ও কনফ্লুয়েন্স যদি একই সাথে হয় তাহলে অত্যন্ত শক্তি(শালী কনভারজেন্স ঘটে। শক্তি(শালী কনভারজেন্স হলে বায়ুর ঘনত্ব তথা বায়ুর গতিবেগ বেড়ে যায় আবার শক্তি(শালী ডাইভারজেন্স হলে বায়ুর ঘনত্ব তথা গতিবেগ হ্রাস পায়।



উল্লম্বপ্রবাহ : উল্লম্ব বায়ুপ্রবাহ প্রকৃতপক্ষে অনুভূমিক বায়ুপ্রবাহের পরিপূরক। কারণ নিম্নচাপ অঞ্চল থেকে বায়ু সর্বদা উপর দিকে উঠে যায় এবং উচ্চচাপ অঞ্চলে বায়ু সর্বদা নীচে নেমে আসে। ভূপৃষ্ঠ সংলগ্ন অঞ্চলে যেখানে বায়ু পরস্পরের দিকে প্রবাহিত হয় সেখানে উচ্চ ট্রপোস্ফিয়ারে অবশ্যই বায়ুর বিপরীতমুখী প্রবাহ লক্ষ্য করা যায় এবং ভূপৃষ্ঠ সংলগ্ন অঞ্চলে যেখানে বায়ু পরস্পরের দিকে প্রবাহিত হয় সেখানে উচ্চ ট্রপোস্ফিয়ারে অবশ্যই বায়ুর বিপরীতমুখী প্রবাহ লক্ষ্য করা যায়। এবং ভূপৃষ্ঠ সংলগ্ন অঞ্চলে যেখানে বায়ু পরস্পরের বিপরীত দিকে প্রবাহিত হয় সেখানে উচ্চ ট্রপোস্ফিয়ারে পরস্পরের অভিমুখী বায়ুপ্রবাহ লক্ষ্য করা যায়। অতএব মধ্য ট্রপোস্ফিয়ার অঞ্চলে অবশ্যই কোন স্তর আছে যেখানে বায়ুর অনুভূমিক প্রবাহ থাকে না। এই স্তরটিকে মিন লেভেল অব নন ডাইভারজেন্স (The mean level of Non Divergence) বলা হয়। এটি সাধারণত মধ্য ট্রপোস্ফিয়ারের 600 Mb. বায়ুচাপ বিশিষ্ট স্তরে দেখা যায় (চিত্র 4.10)।



চিত্র 4.10 ভূপৃষ্ঠ ও উচ্চ ট্রপোস্ফিয়ারে উল্লম্ব ও অনুভূমিক বায়ুপ্রবাহের সম্পর্ক।

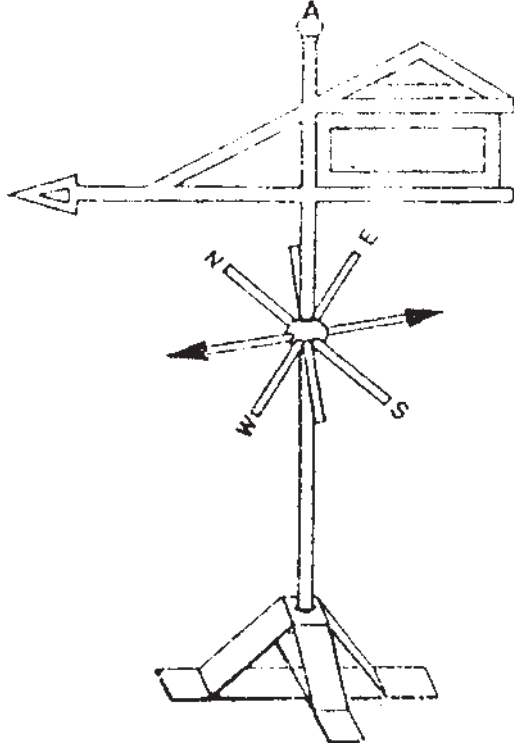
ঘূর্ণন : ঘূর্ণবাত ও প্রতীপ ঘূর্ণবাতের ক্ষেত্রে ঘূর্ণন বিশেষ উল্লেখযোগ্য। কারণ এই দুই ক্ষেত্রেই বায়ু একটি অক্ষের চারিদিকে ঘোরে এবং অক্ষের ভূপৃষ্ঠের সাথে উল্লম্ব। সুতরাং ঘূর্ণনের তিনটি বৈশিষ্ট্য আছে :

- (a) একটি নির্দিষ্ট অক্ষের (b) ঘূর্ণনের দিক এবং (c) ঘূর্ণনের বিস্তার।

ঘূর্ণনের অক্ষ সাধারণত ভূপৃষ্ঠের সাথে উল্লম্ব কিন্তু কোন কোন সময় ভূপৃষ্ঠের সাথে বায়ুপ্রবাহের ঘর্ষণের ফলে বায়ুপ্রবাহের অনুভূমিক ঘূর্ণন সৃষ্টি হয়। উত্তর গোলার্ধে ঘূর্ণবাতের ক্ষেত্রে বায়ুর ঘূর্ণন সাধারণত ঘড়ির কাঁটার বিপরীত দিকে এবং দক্ষিণ গোলার্ধে ঘড়ির কাঁটার দিকে হয়। ঘূর্ণনের বিস্তার নির্ভর করে ঘূর্ণনের বেগের উপর।

4.3.2 বায়ুর দিক ও বায়ুর গতি নির্ণয়

বায়ুর দিক নির্ণয় করার জন্য বাত পতাকা যন্ত্রটি (Windvane) (চিত্র 4.11) ব্যবহার করা হয়। যন্ত্রটি



চিত্র 4.11 বাতপতাকা

সাধারণত ভূপৃষ্ঠ থেকে কিছুটা উপরে খোলা জায়গায় বসানো হয়। বাতপতাকার তীর চিহ্নটি বায়ুপ্রবাহের দিক নির্দেশ করে এবং উন্নত আবহাওয়া অফিসে যন্ত্রটির সাথে একটি ইলেকট্রিকাল দিক নির্দেশক যন্ত্র বসানো থাকে যার সাহায্যে আবহাওয়া কেন্দ্রের অভ্যন্তরে বসেই বায়ুর দিক জানা যায়।

বায়ুর গতিবেগ সাধারণত অ্যানিমোমিটার (Anemometer) যন্ত্রের সাহায্যে মাপা হয়। রবিনসন অ্যানিমোমিটার (Robinson Anemometer) সর্বাপেক্ষা অধিক আদৃত হয়। এতে একটি দস্তুর সাথে তিনটি বা চারটি অর্ধগোলক বসানো থাকে এবং দস্তুরটি খুব সহজে ঘুরতে থাকে। বায়ুর গতির সাথে সাথে এই অর্ধগোলকগুলি ঘুরতে থাকে এবং একটি গতিমাপক যন্ত্রের সাহায্যে গতি

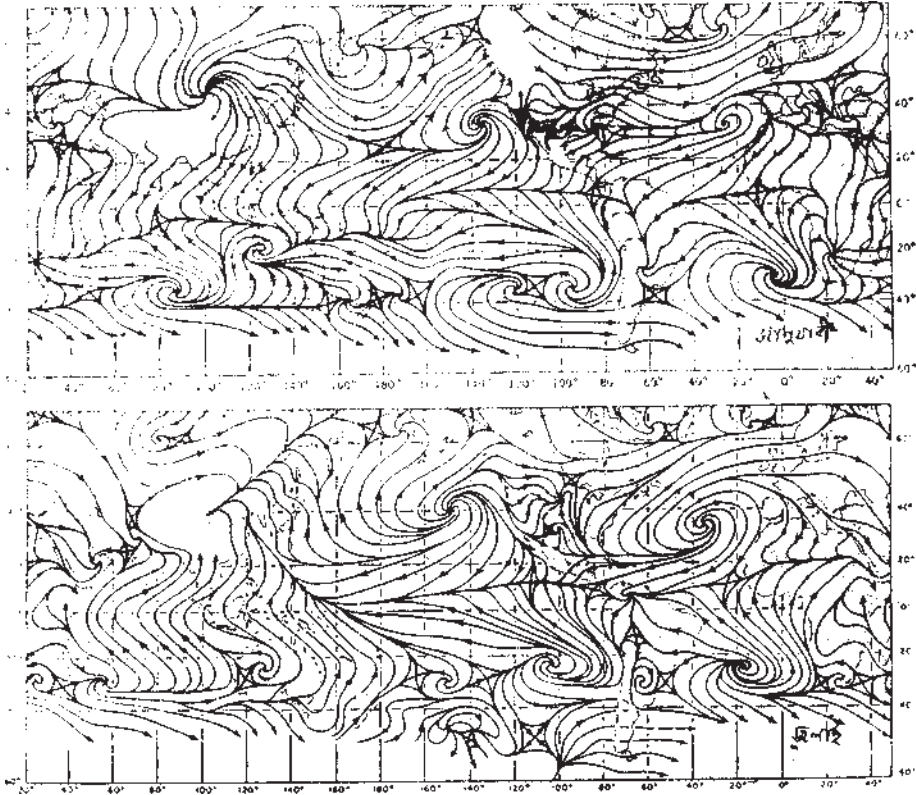
মাপা হয়। অর্ধগোলকের সংখ্যা বাড়িয়ে আরও উন্নত ধরনের অ্যানিমোমিটার তৈরি করা হয়েছে। ব্রাইডেলড অ্যানিমোমিটার (Bridel Anemometer) এ 32টি অর্ধগোলক থাকে। এছাড়া আছে প্রেসার টিউব অ্যানিমোমিটার (Pressure Tube Anemometer)। এই যন্ত্রে একটি একমুখ খোলা নলের খোলা দিকটা বায়ুর দিকে মুখ করে রাখা হয়। গতিবেগের হ্রাসবৃদ্ধির ফলে নলের ভিতর বায়ুচাপের যে পরিবর্তন হয় তার সাহায্যে বায়ুর গতিবেগ নির্ণয় করা যায়।

বায়ুর গতিবেগ নির্ণয় করার একককে নট (Knot) বলা হয়। নট কথাটির অর্থ নটিকাল মাইল প্রতি ঘণ্টা। 1 নট হলো 6080.20 ft. অথবা প্রায় 1.15 মাইল প্রতি ঘণ্টার অথবা 0.5148 মিটার প্রতি সেকেন্ডে।

4.3.3 পৃথিবীর নিয়ত বায়ুপ্রবাহ ও বায়ুচাপ বলয়ের সাথে নিয়ত বায়ুপ্রবাহের সম্পর্ক

পৃথিবীর নিয়ত বায়ুপ্রবাহে সবচেয়ে উল্লেখযোগ্য ভূমিকা গ্রহণ করে ত্রৈত্যীয় উচ্চচাপ বলয়। কারণ পৃথিবীর প্রধান দুটি নিয়ত বায়ু আয়ন বায়ু ও পশ্চিমা বায়ু এই উচ্চচাপ বলয় থেকে সৃষ্টি হয়। এছাড়া রয়েছে মে(বায়ু মে(প্রদেশীয় উচ্চচাপ বলয় থেকে উৎপন্ন (চিত্র 4.12)।

চিত্র নং 4.12 জানুয়ারী ও জুলাই মাসে পৃথিবীপৃষ্ঠে নিয়ত বায়ুপ্রবাহের অবস্থা



আয়ন বায়ু— পূর্বেই বলা হয়েছে পৃথিবীপৃষ্ঠে বায়ুচাপের অসমতা দূর করার জন্য যে প্রাকৃতিক চেষ্টা তারই ফল বায়ুপ্রবাহ। ত্রৈত্যীয় উচ্চচাপ বলয় থেকে নির(ীয় নিম্নচাপ বলয়ের দিকে সারা বছর নিয়মিতভাবে ফেরেলের সূত্রানুসারে আয়ন বায়ু প্রবাহিত হয়। নির(ীয় অঞ্চলের দিকে আসার সময় এই বায়ু উত্তর গোলার্ধে ডানদিকে বেঁকে উত্তর পূর্ব দিক থেকে এবং দ(িণ গোলার্ধে বাম দিকে বেঁকে দ(িণ পূর্ব দিক থেকে প্রবাহিত হয়। প্রতি সেকেন্ডে 7 মিটার মোটামুটি ভাবে এই বায়ুর গড় গতি, তবে সাধারণত শীতকালে এই বায়ু অধিকতর শক্তিশালী হয়।

আয়নবায়ু ত্রৈত্যীয় উচ্চচাপ বলয় থেকে সৃষ্টি হয়। ত্রৈত্যীয় উচ্চচাপ বলয়ে বায়ু নিম্নমুখী। এই নিম্নমুখী বায়ু উপরদিক থেকে নীচে নেমে আসে বলে উষ(তা বৃদ্ধি পায় ও জলধারণ (মতা বেড়ে যায়। ফলে এই বায়ু অত্যন্ত সুস্থিত (Stable)। সেই কারণেই আয়নবায়ুর মে(র দিকের অংশে বৃষ্টিপাত একেবারেই হয় না

এবং অত্যন্ত পরিষ্কার রৌদ্রকরোজ্জ্বল আবহাওয়া বিরাজ করে। কিন্তু এই বায়ু যত ত্র(াণ্টীয় সমুদ্রের উপর থেকে নির(রেখার দিকে অগ্রসর হয় তত এর উষ্(তা ও আর্দ্রতা বৃদ্ধি পায়। ফলে বায়ুতে পরিচালন স্রোত কার্যকারী হয় ও ঘনীভবন এবং বৃষ্টিপাতের সম্ভাবনা দেখা দেয়। ফলে অ(াংশের সাথে আয়ন বায়ুর চারিত্রিক পরিবর্তন ঘটে। তবে শুধুমাত্র অ(াংশ নয়, দ্রাঘিমার সাথে সাথেও আয়নবায়ুর চারিত্রিক পরিবর্তন ল(ণীয়। একেবারে শুষ্ক ও সুস্থিত আয়নবায়ু মহাদেশের পূর্বপ্রান্তে ল(ণীয়। কিন্তু যত পশ্চিম দিকে যাওয়া যায় ততই বায়ু আর্দ্র ও অসুস্থিত হতে থাকে।

ইন্টারট্রপিকাল কনভারজেন্স জোন বা I.T.C.Z. (Intertropical Convergence Zone) :

নির(ীয় অঞ্চলে উত্তর-পূর্ব আয়ন বায়ু ও দ(িণ পূর্ব আয়ন বায়ু যেখানে মিলিত হয় সেই অঞ্চলকে ইন্টারট্রপিকাল কনভারজেন্স জোন বলা হয়। এই অঞ্চলে বায়ুপ্রবাহ অনিয়মিত ও বি(িণ্ড। মনে করা হয় আয়ন বায়ু যত নির(রেখা অভিমুখে রওনা দেয় উষ্(তা, আর্দ্রতা ও উর্ধ্বগামিতা তত বেড়ে যায়। তাই নির(ীয় অঞ্চলে ভূপৃষ্ঠের সমান্তরাল বায়ুপ্রবাহ প্রায় থাকে না বললেই চলে। তাই অঞ্চলটি নির(ীয় শান্ত বলয় নামে পরিচিত।

পূর্বে মনে করা হতো নির(ীয় শান্ত বলয় সারা পৃথিবীব্যাপী বিস্তৃত। কিন্তু বর্তমানে বছরের বিভিন্ন সময় এর অবস্থানের বিভিন্নতা ল(য় করা যায়। তিনটি মোটামুটি নির্দিষ্ট সামুদ্রিক অঞ্চলে নির(ীয় শান্তবলয়ের অবস্থান ল(য় করা যায়। এদের মধ্যে সব থেকে বড়টি পশ্চিম প্রশান্ত মহাসাগরীয় অঞ্চল থেকে (180 দ্রাঘিমা) ভারত মহাসাগরের উপর দিয়ে আফ্রিকার পূর্ব উপকূল পর্যন্ত বিস্তৃত এবং দৈর্ঘ্য প্রায় 160 Km। বিশেষত মার্চ ও এপ্রিল মাসে এবং অক্টোবর ও ডিসেম্বর মাসে এটি প্রভূত বিস্তৃতি লাভ করে। এছাড়া আরও দুটি ছোট ছোট শান্তবলয় অবস্থান করছে। একটি আফ্রিকার পশ্চিম উপকূলের অদূরবর্তী আটলান্টিক মহাসমুদ্রে এবং অপরটি মধ্য আমেরিকার পশ্চিম উপকূলের অদূরবর্তী প্রশান্ত মহাসাগরীয় অঞ্চলে। ইন্টার ট্রপিকাল কনভারজেন্সের উত্তর সীমা ও দ(িণ সীমা যথাক্রমে উত্তর ট্রপিকাল কনভারজেন্স জোন (North Intertropical Convergence Zone) এবং দ(িণ ট্রপিকাল কনভারজেন্স জোন (South Intertropical Convergence Zone) বলা হয়। উত্তর সীমা বরাবর উত্তর-পূর্ব আয়নবায়ু এবং দ(িণ সীমা বরাবর দ(িণ-পূর্ব আয়নবায়ু উষ্(ও উর্ধ্বগামী হয়। যখন সে অঞ্চলে উষ্(ও উর্ধ্বগামী, আর্দ্র বায়ুপ্রবাহ শীতল ও ঘনীভূত হয়ে বৃষ্টিপাত ঘটায় সেই অঞ্চলের তাপমাত্রা কিছুটা হ্রাস পায় ও তার সাথে সাথে ইন্টারট্রপিকাল কনভারজেন্সের সীমা পরিবর্তিত হয়।

সাধারণত দুটি ভিন্নধর্ম বায়ুপ্রবাহের মিলনস্থলকে সীমান্ত বা ফ্রন্ট (Front) বলা হয়। যেহেতু উত্তর-পূর্ব ও দ(িণ-পূর্ব আয়নবায়ু সমধর্মী, তাই ইন্টারট্রপিকাল কনভারজেন্স অঞ্চলে সাধারণত কোন সীমান্ত গঠিত হয় না। কিন্তু যখন শীতকালীন গোলার্ধ থেকে নির(রেখা অতিক্রম করে আয়নবায়ু গ্রীষ্মকালীন গোলার্ধে প্রবেশ করে তখন তাদের মধ্যে চারিত্রিক পার্থক্য ল(য় করা যায় এবং খুব সুস্পষ্ট ভাবে না হলেও একটি সীমান্ত গঠিত হয়।

নিরীণ পশ্চিমা বায়ু নিরীণ অঞ্চলে উত্তর-পূর্ব আয়ন বায়ুও দাঁণ-পূর্ব আয়ন বায়ুর মাঝে একটি পশ্চিমা বায়ু দেখা যায়। এই বায়ু গ্রীষ্মকালীন গোলার্ধে অধিকতর সুস্পষ্ট। উত্তর গোলার্ধে গ্রীষ্মকালের সময় আফ্রিকা ও দাঁণ এশিয়ার উপর এই বায়ুপ্রবাহ অত্যন্ত স্পষ্ট। মনে করা হয়, তাপীয় নির(রেখা (Thermal Equator) ওর উত্তরায়ণের সাথে সাথে শীতকালীন গোলার্ধের আয়নবায়ু নির(রেখা অতিক্রম করে উত্তর গোলার্ধে ঢোকে এবং কোরিওলিস বলের প্রভাবে পশ্চিম দিক থেকে পশ্চিমা বায়ু রূপে প্রবাহিত হয়। আটলান্টিক ও প্রশান্ত মহাসাগরের উপর তাপীয় নির(রেখার এই উত্তরায়ণ সীমিত বলে এখানে পশ্চিমা বায়ু দেখা যায় না।

পশ্চিমা বায়ু — পশ্চিমা বায়ু প্রবাহ সাধারণত $30^\circ - 35^\circ$ ও $60^\circ - 65^\circ$ অ(ংশের মধ্যে সীমাবদ্ধ। ত্র(াণ্টীয় উচ্চচাপ বলয় থেকে এই বায়ুপ্রবাহ বায়ুচাপের নতি বা ঢাল বরাবর মে(বৃত্ত প্রদেশীয় নিম্নচাপ বলয়ের দিকে ধাবিত হয় এবং কোরিওলিস বলের প্রভাবে এই বায়ু উত্তর গোলার্ধে ডান দিকে বেঁকে দাঁণ পশ্চিম দিক থেকে এবং দাঁণ গোলার্ধে বাম দিকে বেঁকে উত্তর পশ্চিম দিক থেকে প্রবাহিত হয়, তাদের গতি প্রকৃতি আয়ন বায়ুর মত স্থির ও নির্দিষ্ট নয়। কারণ এদের প্রবাহ পথে পশ্চিম দিক থেকে পূর্ব দিকে ভ্রাম্যমাণ কতগুলি উচ্চ ও নিম্নচাপ বলয় দেখা যায় যার ফলে বায়ুপ্রবাহের সাধারণ গতি ব্যাহত ও কিছুটা পরিবর্তিত হয়। এছাড়া এশিয়া মহাদেশের পূর্বাংশে ও উত্তর আমেরিকা মহাদেশের পূর্বাংশে গ্রীষ্মকালে এই বায়ুপ্রবাহ প্রায় থাকে না বললেই চলে।

পশ্চিমা বায়ুর গতিবেগ চরম প্রকৃতির। বছরের কোন কোন সময় বিশেষত শীতকালে এই বায়ু তীব্র গতিতে প্রবাহিত হয়। বিভিন্ন গোলার্ধে এই বায়ুর গতিবেগের বিভিন্নতা ল(্য করা যায়। অনেক সময় অত্যন্ত হাল্কা বায়ুও প্রবাহিত হয়। জল ও স্থলভাগের অসম বণ্টনই মূলত এর জন্য দায়ী। দাঁণ গোলার্ধে 40° থেকে 65° অ(ংশ পর্যন্ত অঞ্চলে স্থলভাগের পরিমাণ সীমিত। তাই এই অঞ্চলে পশ্চিমা বায়ুর তীব্র গতিবেগ ল(ণীয়। সেই জন্য 40° দঃ অ(ংশকে গর্জনশীলা চল্লিশা (Roaring forties), ভয়ঙ্কর পঞ্চাশিয়া (Furious fifties) এবং আর্তনাদকারী ষাট (Screaming sixties) বলা হয়। কিন্তু উত্তর গোলার্ধে জল ও স্থলভাগের অসম বণ্টনের ফলে এবং স্থানীয় কারণের জন্য এই বায়ুপ্রবাহ জটিল। গ্রীষ্মকালে এই বায়ু বিভিন্ন দিক থেকে বিভিন্ন গতিতে প্রবাহিত হয়। কিন্তু শীতকালে এই বায়ু অধিকতর শক্তিশালী, কারণ অ্যালুশিয়ান ও আইসল্যান্ড নিম্নচাপ ক(থেকে অত্যন্ত শীতল মহাদেশের অভ্যন্তরে বায়ুচাপের নতি বা ঢাল বরাবর বায়ু তীব্র বেগে প্রবাহিত হয়। উভয় গোলার্ধে যে শুধু পশ্চিমা বায়ুর গতিবেগের পার্থক্য ল(্য করা যায়, তাই নয়, পশ্চিমা বায়ুর নিশ্চয়তায় পার্থক্য ল(্য করা যায়। দাঁণ গোলার্ধে এই বায়ুপ্রবাহের দিক ও নিশ্চয়তা অনেক বেশি কিন্তু উত্তর গোলার্ধে কম।

অশ্ব অক্ষাংশ — পশ্চিমা বায়ুর ত্রাণ্টিয় সীমা অর্থাৎ ত্রাণ্টিয় উচ্চচাপ বলয় (৬ — অ(১ংশ) যে অঞ্চল থেকে আয়ন বায়ু ও পশ্চিমা বায়ু উভয়েরই উৎপত্তি তা অ(১ংশ নামে পরিচিত। এই অঞ্চলে যেহেতু বায়ু উপর থেকে নীচে নামে তাই এখানে বায়ু প্রবাহিত হয় না ও অনুভবও করা যায় না। প্রাচীন কালে এই কারণে পালতোলা জাহাজগুলিকে এই অ(১ংশে এসে অসুবিধায় পড়তে হত। কথিত আছে একটি ঘোড়া বোঝাই জাহাজ পশ্চিম ভারতীয় দ্বীপপুঞ্জ থেকে উত্তর আমেরিকার উদ্দেশে রওনা হয় এবং এই অ(১ংশে বায়ুর অভাবে জাহাজটি গতিহীন হয়ে পড়ে। জাহাজের খাদ্য ও পানীয় জলের ব্যয়সংকোচন করার জন্য ও জাহাজটিকে হালকা করার জন্য কিছু ঘোড়া সমুদ্রগর্ভে নিক্ষেপ করা হয়। এই ঘটনা থেকে ঐ অ(১ংশ অ(১ংশ নামে পরিচিত।

সীমান্ত — পশ্চিমা বায়ুপ্রবাহের মে(পার্লীয় সীমা অর্থাৎ মে(বৃত্ত প্রদেশীয় নিম্নচাপ বলয় অঞ্চলে ত্রাণ্টিয় অঞ্চল থেকে আগত উষ্ণ ও আর্দ্র পশ্চিমা বায়ু ও মে(থেকে আগত শীতল ও শুষ্ক মে(বায়ু মিলিত হয়। এই দুই ভিন্নধর্মী বায়ু যখন মুখোমুখি মিলিত হয় তারা তৎ(ণাৎ মিশে যায় না বরং উভয়ের মধ্যে একটি বিভাজন রেখা তৈরি করে যা সীমান্ত নামে পরিচিত। এই সীমান্ত অঞ্চলে অত্যন্ত বিকল আবহাওয়া দেখা যায় এবং মধ্য ঘূর্ণবাতের এখানেই সৃষ্টি হয়।

মেরুবায়ু — মে(প্রদেশীয় উচ্চচাপ বলয় থেকে এই বায়ু মে(বৃত্ত প্রদেশীয় নিম্নচাপ বলয়ের দিকে ধাবিত হয় ফেরেলের সূত্রানুযায়ী এই বায়ু উত্তর গোলার্ধে ডানদিকে বেঁকে উত্তর-পূর্ব দিক থেকে এবং দি(ণ গোলার্ধে বামদিকে বেঁকে দি(ণ-পূর্ব দিক থেকে প্রবাহিত হয়। উত্তর গোলার্ধে উত্তর প্রশান্ত মহাসাগর ও উত্তর আটলান্টিক মহাসাগরে এবং দি(ণ গোলার্ধে ভারত মহাসাগরীয় অঞ্চলে এই বায়ুর প্রবাহ অত্যন্ত স্পষ্ট কিন্তু অন্যান্য অঞ্চলে এই বায়ুপ্রবাহ অতটা স্পষ্ট নয়।

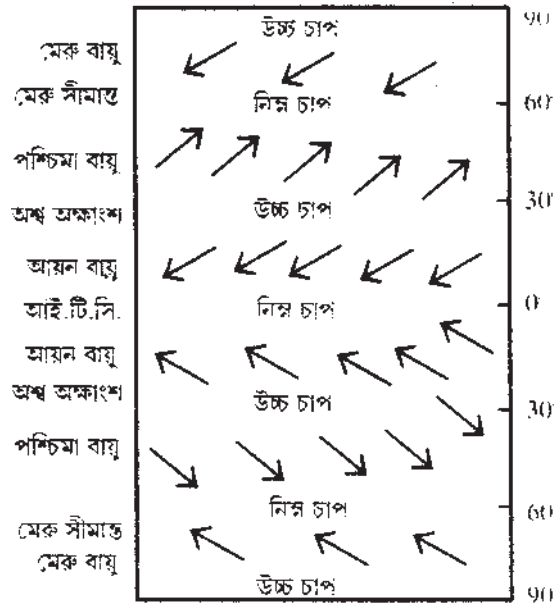
4.3.4 ঋতু পরিবর্তনের সাথে সাথে নিয়ত বায়ুপ্রবাহের পরিবর্তন

ঋতু পরিবর্তনের সাথে সাথে নিয়তবায়ুর গড় অবস্থানের কিছুটা পরিবর্তন ঘটে। বায়ুপ্রবাহের ঋতুগত অবস্থার অপর একটি বৈশিষ্ট্য হল বায়ুর কৌণীয় প্রবাহ। যদিও দি(ণ গোলার্ধে জলভাগের পরিমাণ বেশি থাকায় বায়ুপ্রবাহগুলি ততটা প্রকট নয় কিন্তু উত্তর গোলার্ধে সুনির্দিষ্ট ঘূর্ণবাত ও প্রতীপ ঘূর্ণবাত সারা বছর ল(য় করা যায়।

জানুয়ারী মাসে উত্তর গোলার্ধে ত্রাণ্টিয় উচ্চচাপ বলয় মহাদেশের উপর মহাসাগরগুলির পূর্বপ্রান্তে অত্যন্ত গভীর ফলে এই অঞ্চলে আয়নবায়ু ও পশ্চিমা বায়ুর অত্যন্ত শক্তি(শালী। কিন্তু দি(ণ গোলার্ধে ঠিক এর বিপরীত অবস্থা দেখা যায়। ত্রাণ্টিয় প্রতীপ ঘূর্ণবাত মহাসাগরের উপর অধিক সুস্পষ্ট। এই সময় উত্তর গোলার্ধে স্থলভাগগুলির অভ্যন্তর ভাগ অত্যন্ত শীতল হয়ে যাওয়ায় এই সমস্ত অঞ্চলে স্থানীয় উচ্চচাপ ক(তৈরি হয় এবং প্রতীপ ঘূর্ণবাতের গতি ল(য় করা যায় যা পশ্চিমা বায়ুপ্রবাহকে প্রতিহত করে। এই অঞ্চল থেকে দি(ণে নির(ীয় নিম্নচাপ অঞ্চলের দিকে যে স্থানীয় ও ঋতু গত বায়ু প্রবাহিত হয় তা শীতকালীন

মৌসুমী বায়ু নামে পরিচিত। জানুয়ারী মাসে অপর ল(ণীয় বৈশিষ্ট্য হল যে মধ্য অ(ণশীয় মহাসাগরগুলির উপর সুগভীর নিম্নচাপ ক(তৈরি হয়। এই নিম্নচাপ ক(গুলির জন্য ঘূর্ণবাত ও কেন্দ্রাভিমুখী বায়ুপ্রবাহ সৃষ্টি হয়। দ(ণে গোলার্ধে এই সময় অস্ট্রেলিয়া মহাদেশের উপর গভীর এবং দ(ণে আফ্রিকা ও দ(ণে আমেরিকা মহাদেশগুলির উপর (ণ নিম্নচাপ ক(ও কেন্দ্রাভিমুখী বায়ুপ্রবাহ দেখা যায়।

জুলাই মাসে সূর্যের উত্তরায়ণের। সাথে সাথে বায়ুচাপ ক(গুলির স্থানান্তরণের অবশ্যজ্ঞাবী প্রভাব পড়ে বায়ুপ্রবাহের উপর। উত্তর গোলার্ধে ত্র(ণ্ণীয় উচ্চচাপ বলয়টি মহাদেশের অভ্যন্তরে বিস্তার লাভ করতে পারে না। শুধুমাত্র প্রশান্ত ও আটলান্টিক মহাসাগরের উপর (35° উঃ — 40° উঃ অ(ণশ) ক(রূপে অবস্থান করে। ফলে এই অঞ্চল থেকে কেন্দ্রবিমুখ বায়ুপ্রবাহ অর্থাৎ প্রতীপ ঘূর্ণবাতের সৃষ্টি হয়। জানুয়ারী মাসে মধ্য অ(ণশে প্রশান্ত ও উঃ আটলান্টিক মহাসাগরের উপর যে ঘূর্ণবাত ও কেন্দ্রমুখী বায়ুপ্রবাহের সৃষ্টি হয়েছিল তা ত্র(মশ দুর্বল হয়ে পড়ে। বিপরীত প(ে মহাদেশগুলির অভ্যন্তরভাগে অত্যন্ত গভীর নিম্নচাপ ও কেন্দ্রমুখী বায়ুপ্রবাহ দেখা যায়। ভারতবর্ষে ও পূর্ব এশিয়ায় এই বায়ুই গ্রীষ্মকালীন মৌসুমী বায়ু নামে পরিচিত।



চিত্র নং 4.13 জানুয়ারী ও জুলাই মাসে পৃথিবী পৃষ্ঠে নিয়ত বায়ুপ্রবাহের অবস্থান।

নিয়ত বায়ুর সীমানা পরিবর্তন — সূর্যের আপাত বার্ষিকগতির সাথে সাথে নিয়ত বায়ুর সীমানা পরিবর্তিত হয়। সূর্যের উত্তরায়ণের সাথে সাথে বলয়গুলি কিছুটা উত্তরে ও দিগায়নের সাথে সাথে কিছুটা দিগে সরে যায়। ফলে ভূ-গোলকে কিছু কিছু অঞ্চল আছে যেখানে বছরের দুই ঋতুতে বায়ু সম্পূর্ণ দুই ভিন্ন ভিন্ন দিক থেকে প্রবাহিত হয়। $5^\circ \pm$ থেকে $15^\circ \pm$ পর্যন্ত অ(ংশে শীতকালে ইন্টারট্রপিকাল কনভারজেন্স জোনের প্রভাব ল(গীয়। ফলে এই অঞ্চল শীতকালে শুষ্ক এবং গ্রীষ্মকাল আর্দ্র। আবার উত্তর গোলার্ধে 30° থেকে 40° অ(ংশে শীতকালে শুষ্ক আয়নবায়ুর প্রভাবে শুষ্ক জলবায়ু ও গ্রীষ্মকালে পশ্চিমা বায়ুর প্রভাবে আর্দ্র জলবায়ু ল(য় করা যায়। তবে উত্তর গোলার্ধে কোন কোন অঞ্চলে বিশেষত মহাদেশসমূহের পশ্চিম প্রান্তে এই জলবায়ুর পরিবর্তন ল(য় করা যায়। কারণ উত্তর গোলার্ধে জলভাগ ও স্থলভাগের অসম বন্টনের জন্য ত্র(াণ্টীয় উচ্চচাপ বলয়ের অবস্থান এবং গভীরতা সর্বত্র সমান হয় না। আবার উভয় গোলার্ধে 60° থেকে 70° অ(ংশ পর্যন্ত অঞ্চলে শীতকালে শীতল সমুদ্র, শুষ্ক ও মে(বায়ু এবং গ্রীষ্মকালে উষ(ও আর্দ্র পশ্চিমা বায়ুর প্রভাব ল(িত হয়।

উচ্চতার সাথে সাথে বায়ুর গতি ও দিকের পরিবর্তন — উচ্চতার সাথে সাথে বায়ুচাপের পরিবর্তন ঘটে এবং বায়ুর দিকে ও গতিও পরিবর্তিত হয়। ঘর্ষণশক্তি(যে উচ্চতা পর্যন্ত কাজ করে তার উপরে (প্রায় 500 - 1000 মিটার) বায়ুর গতি ত্র(মশ বাড়তে থাকে এবং ত্র(মশ জিওসট্রপিক অর্থাৎ সমচাপ রেখার সমান্তরাল বায়ুপ্রবাহ দেখা যায়। এছাড়া উচ্চতার সাথে সাথে বায়ুর ঘনত্ব কমে যায় ফলে বায়ুর গতিবেগও কমে যায়। 45° উত্তর অ(ংশে, ভূপৃষ্ঠে প্রতি সেকেন্ডে 10 মিটার গতিসম্পন্ন বায়ু সৃষ্টির জন্য যে নতি বা ঢালের প্রয়োজন সমপরিমাণ বায়ুচাপের নতি 3000 মিটার উচ্চতায় প্রতি সেকেন্ডে 14 মিটার গতিবেগ সম্পন্ন বায়ুর সৃষ্টি করবে। বায়ুর গতির ঋতুগত পরিবর্তনও ল(য় করা যায়। গ্রীষ্মকালে গতিবেগ কম ও শীতকালে গতিবেগ বেশি হয়।

মধ্য ট্রপোস্ফিয়ারে 30° দিগে অ(ংশের দিগে মে(প্রদেশকে বেষ্টিত করে একটি ঘূর্ণবাত ল(য় করা যায়। কিন্তু উত্তর গোলার্ধে একটির বদলে দুটি নিম্নচাপ ক(ও ঘূর্ণবাত ল(য় করা যায়। একটি কানাডার পূর্বে সুমে(মহাসাগরে এবং অপরটি পূর্ব সাইবেরিয়ায় রকি ও তিব্বত মালভূমির মত উচ্চ ভূভাগে, উষ(সমুদ্রশ্রোত ও স্থলভাগের অবস্থানকে এর কারণ হিসাবে ধরা হয়।

পূর্বেই আলোচনা করা হয়েছে যে উচ্চ ট্রপোস্ফিয়ারে সর্বোচ্চ বায়ুচাপ দেখা যায় নির(ীয় অঞ্চলে এবং সেখান থেকে মে(র দিকে বায়ুচাপের ত্র(মাবনতি ঘটে। সুতরাং এখানে বায়ুপ্রবাহ মূলত উত্তর গোলার্ধে দিগে থেকে উত্তরে এবং দিগে গোলার্ধে উত্তর থেকে দিগে প্রবাহিত হয় যা ঘর্ষণশক্তি(র অভাবে ও কোরিওলিস শক্তি(র প্রভাবে জিওসট্রপিক বায়ুতে পরিণত হয় এবং পৃথিবীকে বেষ্টিত করে পশ্চিম থেকে পূর্ব দিকে প্রবাহিত হয়।

পশ্চিমবায়ুর গতিবেগ মে(থেকে নির(রেখার দিকে ত্র(মশ বাড়তে থাকে এবং 30° অ(াংশে এটি সর্বোচ্চ সীমায় পৌঁছায়, তারপর নির(রেখায় দিকে গতিবেগ দ্রুত কমে যায়।

অনুশীলনী-2

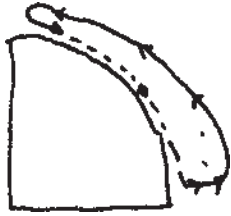
A. শূন্যস্থান পূরণ ক(ন

- i) যদি সমচাপ রেখাগুলি কাছাকাছি হয় তবে বায়ুচাপের ঢাল ————— হয় এবং যদি সমচাপ রেখাগুলি দূরে দূরে অবস্থান করে তাহলে বায়ুচাপের ঢাল ————— হয়।
- ii) কোরিওলিস বলের প্রভাবে উত্তর গোলার্ধে বায়ু ————— এবং দ(িণ গোলার্ধে বায়ু ————— দিকে বেঁকে যায়।
- iii) ভূ-সংলগ্ন অঞ্চলে যেখানে বায়ুপ্রবাহ পরস্পর মুখোমুখী, উচ্চ ট্রপোস্ফিয়ারে সেখানে প্রবাহ পরস্পর —————।
- iv) ত্র(াঙ্গীয় উচ্চচাপ বলয় অঞ্চলকে ————— অ(াংশ বলে।

B. সং(িপ্ত উত্তর দিন

- i) কোরিওলিস বল প্রকৃতপ(ে কি ব্যাখ্যা ক(ন।
- ii) বায়ুর গতি ও দিক কি কি যন্ত্রের সাহায্যে নির্ণয় করা হয়?
- iii) ইন্টারট্রপিকাল কনভারজেন্স জোন সম্পর্কে যা জানেন লিখুন।
- iv) নিয়ত বায়ুর সীমা ঋতু পরিবর্তনের সাথে সাথে পরিবর্তিত হয় কেন?

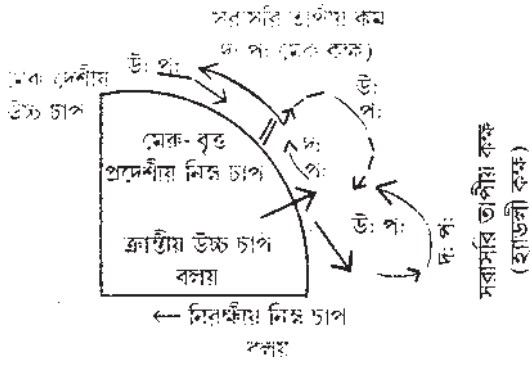
4.3.5 বায়ু পরিসঞ্চালনের ত্রিকক্ষীয় মডেল (Tricellular Model of Atmospheric Circulation)



চিত্র 14.4 হ্যাডলীর উভয় গোলার্ধে কার্যকরী এককক্ষীয় মডেল।

ভূগোলকের বায়ুসঞ্চালন শুধুমাত্র পৃথিবীপৃষ্ঠের সমান্তরালে হয় না। এই সমান্তরাল বায়ুপ্রবাহ অবশ্যই কোথাও না কোথাও উল্লম্ব প্রবাহ হয়। এর দ্বারা উচ্চ ট্রপোস্ফিয়ারে একটি বিপরীতমুখী বায়ুপ্রবাহের সঙ্গে যুক্ত। এই তিনটি খণ্ডাংশ মিলে তৈরি করে বায়ুপ্রবাহের একটি পূর্ণাঙ্গ ক(। পূর্বে মনে করা হতো এইরূপ একটি মাত্র সম্পূর্ণ ক(ই নির(রেখা থেকে মে(প্রদেশ পর্যন্ত বিস্তৃত। উভয়

গোলার্ধে একটি করে ক(আছে। (চিত্র 4.3.7) এই ক(দুটিকে নিম্ন অ(াংশীয় ক(বা হ্যাডলীয় ক(বলা



চিত্র 14.5 বায়ুর পরিসঞ্চালনের ত্রিকীয় মডেল।

হয়, কারণ 1735 খ্রীষ্টাব্দে জি. হ্যাডলী (Hedley) প্রথম এর কথা বলেন। কিন্তু পরবর্তীকালে তিনটি ক(ের কথা বলা হয়েছে। তারা যথাত্রমে হ্যাডলীর ক(বা নিম্ন অ(াংশীয় ক(, ফেরেলের ক(বা মধ্য অ(াংশীয় ক(এবং মে(ক(। এর মধ্যে হ্যাডলীর ক(এবং মে(ক(এই দুটি সৃষ্টির মুখ্য কারণ তাপের পার্থক্য। তাই এই দুটিকে সরাসরি তাপীয় ক(বলা হয় (Thermally direct cell)। কিন্তু ফেরেল ক(কে পরো(তাপীয় ক(বলা হয় (Thermally indirect cell) (চিত্র 4.15)।

হ্যাডলীর কক্ষ বা নিম্ন অক্ষাংশীয় কক্ষ

নির(ীয় অঞ্চলের তাপাধিক্য এই অঞ্চলের বায়ুকে উত্তপ্ত ও হাল্কা করে। ফলে এই বায়ু উপরে উঠে যায় এবং নির(ীয় অঞ্চলে একটি নিম্নচাপ ক(ের সৃষ্টি হয়। ত্র(াংশীয় অঞ্চল থেকে ভূপৃষ্ঠের সমান্তরালে একটি বায়ু নির(রেখার দিকে প্রবাহিত হয় যা পৃথিবীর ঘূর্ণনের ফলে পূর্ব দিকে বেঁকে উত্তর গোলার্ধে উত্তর-পূর্ব দিক থেকে এবং দ(িণ গোলার্ধে দ(িণ-পূর্ব দিক থেকে প্রবাহিত হয়। এই বায়ুই আয়ন বায়ু নামে পরিচিত হয়।

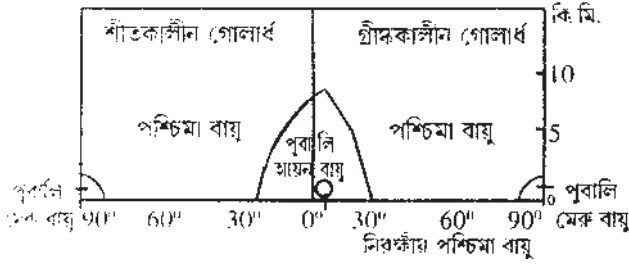
নির(ীয় অঞ্চলের উষ(ও উর্ধ্বগামী বায়ু উপরে উঠে প্রসারিত ও শীতল হয় বটে কিন্তু নীচের উর্ধ্বমুখী বায়ুপ্রবাহের চাপে সেই অঞ্চলেই নেমে আসতে পারে না। ফলে উভয় মে(র দিকে প্রসারিত হয়। এরা আয়ন বায়ুর ঠিক বিপরীত দিকে প্রবাহিত হয় অর্থাৎ উত্তর গোলার্ধে এই বায়ু দ(িণ - পশ্চিম দিক থেকে এবং দ(িণ গোলার্ধে উত্তর - পশ্চিম দিক থেকে প্রবাহিত হয়। তাই অনেক সময় এই বায়ুকে প্রত্যয়ন বায়ু বলা হয় (Anti trades)। নির(ীয় অঞ্চলে এই বায়ু 8,000 থেকে 12,000 মিটার উচ্চতায় দেখা যায় এবং 20° - 25° অ(াংশের দিকে এটি ত্র(মশ নীচু হতে থাকে। এই বায়ুর সঙ্গে ভূপৃষ্ঠের ঘর্ষণ হয় না। তাই এই বায়ু ঘর্ষণশক্তির প্রভাব মুক্ত। সুতরাং উচ্চতা বাড়ার সাথে সাথে এই বায়ু অধিক পরিমাণ কোরিওলিস বল দ্বারা প্রভাবিত হয় এবং জিওস্ট্রপিক পশ্চিমা বায়ুতে পরিণত হয়। তারপর ত্র(মশ ঠাণ্ডা হয়ে 30° অ(াংশের কাছে এই বায়ু নীচে নেমে এসে ভূপৃষ্ঠের সমান্তরাল দুটি বায়ুপ্রবাহকে পরিপুষ্ট করে। তারা যথাত্রমে আয়ন বায়ু ও পশ্চিমা বায়ু। এই ক(টি সরাসরি তাপীয় ক(কারণ এখানে ভূপৃষ্ঠ সংলগ্ন বায়ুপ্রবাহটি উচ্চ অ(াংশ অর্থাৎ অপে(কৃত শীতল অঞ্চল থেকে নিম্ন অ(াংশ অর্থাৎ অপে(কৃত উষ(অঞ্চলের দিকে।

মেরু কক্ষ বা উচ্চ অক্ষাংশীয় কক্ষ —

এটিও একটি সরাসরি তাপীয় কক্ষ। মে(প্রদেশীয় উচ্চচাপ বলয় থেকে ভূপৃষ্ঠ সংলগ্ন বায়ুপ্রবাহটি মে(বৃত্ত প্রদেশীয় নিম্নচাপ বলয়ের দিকে প্রবাহিত হয়। কোরিওলিস বলের প্রভাবে উত্তর গোলার্ধে এই বায়ু ডান দিকে বেঁকে উত্তর-পূর্ব দিকে এবং দাঁ(গ গোলার্ধে বাম দিকে বেঁকে দাঁ(গ-পূর্ব দিক থেকে প্রবাহিত হয়। এই বায়ু মে(বায়ু নামে পরিচিত। মে(বৃত্ত নিম্নচাপ বলয় অঞ্চলের হাঙ্কা বায়ু উপরে উঠে যথাত্র(মে উত্তর ও দাঁ(গ উভয় দিকে প্রবাহিত হয়। এই বায়ু মে(বায়ুর ঠিক বিপরীত দিকে অর্থাৎ উত্তর গোলার্ধে দাঁ(গ-পশ্চিম দিক থেকে এবং দাঁ(গ গোলার্ধে উত্তর পশ্চিমে দিক থেকে প্রবাহিত হয় ও যথাত্র(মে মে(দেশীয় উচ্চচাপ বলয়ে এসে নামে এবং এইভাবে ক(টি সম্পূর্ণ হয়।

ফেরেলের কক্ষ বা মধ্য অক্ষাংশীয় কক্ষ—

এই ক(টি একটি পরো(ক(। এখানে ভূপৃষ্ঠ সংলগ্ন বায়ুপ্রবাহটি নিম্ন অ(ংশ থেকে উচ্চ অ(ংশের দিকে প্রবাহিত হয়। ত্র(াঙ্গীয় উচ্চচাপ বলয় থেকে এই বায়ু মে(বৃত্ত প্রদেশীয় নিম্নচাপ বলয়ের দিকে প্রবাহিত হয় এবং কোরিওলিস বলের প্রভাবে উত্তর গোলার্ধে ডান দিকে বেঁকে দাঁ(গ-পশ্চিম দিক



চিত্র 14.16 অ(ংশ অনুযায়ী নিয়ত বায়ুপ্রবাহের প্রস্থচ্ছেদ

থেকে এবং দাঁ(গ গোলার্ধে বাম দিকে বেঁকে উত্তর-পশ্চিম দিক থেকে প্রবাহিত হয়। এটি পশ্চিমা বায়ু নামে পরিচিত। মে(বৃত্ত প্রদেশীয় অঞ্চল থেকে হাঙ্কা উর্ধ্বাগামী বায়ুর একটি শাখা ত্র(াঙ্গীয় উচ্চচাপ বলয়ের দিকে ফিরে আসে ও 30° অ(ংশের কাছে এই বায়ু নীচে নেমে আসে ও ক(টিকে সম্পূর্ণ করে। সুতরাং গতিবিজ্ঞানের নিয়ম অনুসারে উচ্চ ট্রপোস্ফিয়ারের এই বায়ুপ্রবাহের দিক উত্তর ও দাঁ(গ গোলার্ধে যথাত্র(মে উত্তর-পূর্ব ও দাঁ(গ-পূর্ব দিক হওয়া উচিত ছিল। কিন্তু

1930 -1940 খ্রীষ্টাব্দে হাওয়া বেলুনের সাহায্যে উচ্চ ট্রপোস্ফিয়ারে পরী(া চালিয়ে দেখা গেছে যে এই অঞ্চলে পশ্চিমা বায়ুরই প্রাধান্য রয়েছে।

সুতরাং আমরা যদি মে(থেকে মে(পর্যন্ত একটি অ(ংশীয় প্রস্থচিত্র অঙ্কন করি, তাহলে দেখা যায় যে বায়ু প্রবাহে মূলত পশ্চিমা বায়ুর প্রাধান্য শুধুমাত্র নিম্ন অ(ংশে স্বল্পস্থান জুড়ে এবং উচ্চ অ(ংশে স্বল্পস্থান জুড়ে পূর্বালি বায়ু রয়েছে।

বর্তমান মতবাদ — 1948 খ্রীষ্টাব্দের পর থেকে এই ত্রিকণীয় মতবাদ প্রবল সমালোচনার সম্মুখীন হয়েছে এবং বর্তমানে অনেক আবহবিদ এই মতবাদ পোষণ করেন যে বায়ুমণ্ডলের তাপের সমতার জন্য যে ত্রিকণীয় মডেলের অস্তিত্বের কথা বলা হয়েছে তা সর্বত্র প্রয়োজনীয় নয়। মধ্য অংশে দেখা গেছে ভূপৃষ্ঠের সমান্তরাল কতগুলি ভ্রাম্যমান উচ্চচাপ ও নিম্নচাপ কেন্দ্র কয়েকটি বেশির ভাগ তাপ পরিবহন করে। আবার বিজ্ঞানী স্যার গিলবার্ট ওয়াকার উত্তর গোলার্ধের নিম্ন অংশে বিশেষতঃ গ্রীষ্মকালে কতগুলি পূর্ব পশ্চিমে বিস্তৃত করে কথা বলেছেন সেগুলি সমুদ্র ও স্থলভাগের মধ্যে বায়ুর তাপের সমতা রাখে।

4.4 সারাংশ

- বায়ুচাপের তারতম্য ভূগোলকের বিভিন্ন অঞ্চলের তাপের তারতম্যের ফলশ্রুতি।
- বায়ু সাধারণ বায়ুচাপের ঢাল বা নতি অনুসারে উচ্চচাপ অঞ্চল থেকে নিম্নচাপ অঞ্চলের দিকে প্রবাহিত হয়।
- বায়ুচাপ বলয়গুলি সূর্যের আপাত উত্তরায়ন ও দিগায়নের সঙ্গে স্থান পরিবর্তন করে ফলে ভূপৃষ্ঠে কোন কোন অঞ্চলে বছরে দুটি ভিন্ন ঋতুতে দুটি ভিন্ন বায়ু প্রবাহিত হতে দেখা যায়।
- বায়ুচাপ বলয়গুলি ও বায়ুপ্রবাহ উত্তর গোলার্ধ অপেক্ষা দিগায়নে অনেক সুস্থিত। উত্তর গোলার্ধে বিস্তৃত ভূখণ্ড অঞ্চল বায়ুচাপ বলয় ও বায়ুপ্রবাহের উপর গুরুত্বপূর্ণ প্রভাব বিস্তার করে।
- বায়ুর পরিসঞ্চালন বলতে শুধুমাত্র বায়ুর ভূপৃষ্ঠের সমান্তরাল প্রবাহকে বোঝায় না উল্লম্ব প্রবাহকেও বোঝায়। ভূপৃষ্ঠ সংলগ্ন প্রবাহ। উল্লম্ব প্রবাহ এবং উচ্চ ট্রপোস্ফিয়ারে বিপরীত প্রবাহ মিলে এক একটি বায়ুচাপ কেন্দ্র গঠন করে। ভূগোলকে এরূপ তিনটি বায়ুচাপ কেন্দ্র অবস্থান লক্ষ্য করা গেছে।

4.5 সর্বশেষ প্রশ্নাবলী

- 1 পৃথিবী পৃষ্ঠে বায়ুচাপ বলয়গুলি অবস্থান ও বৈশিষ্ট্য আলোচনা ক(ন)।
- 2 উভয় গোলার্ধে বায়ুচাপের যে ঋতুগত পরিবর্তন দেখা যায় তা আলোচনা ক(ন)।
- 3 বায়ুপ্রবাহের মূল সূত্রগুলি উল্লেখ কর অথবা বায়ু প্রবাহ কি কি শক্তির ফলশ্রুতি তা আলোচনা ক(ন)।
- 4 নিয়তবায়ু প্রবাহ ও তার সাথে বায়ুচাপ বলয়গুলির সম্পর্ক আলোচনা ক(ন)।
- 5 বায়ুর পরিসঞ্চালনের ত্রিকণীয় মডেলটির একটি পূর্ণাঙ্গ আলোচনা ক(ন)।

4.6 উত্তরমালা

অনুশীলনী-1

- A. i, ii নং প্রশ্নের উত্তরের জন্য পাঠ্যাংশের 4.2 একক দেখুন।
iii নং প্রশ্নের উত্তরের জন্য পাঠ্যাংশের 4.2.1 একক দেখুন।
iv, v নং প্রশ্নের উত্তরের জন্য পাঠ্যাংশের 4.2.2 একক দেখুন।
- B. i নং প্রশ্নের উত্তরের জন্য পাঠ্যাংশের 4.2.3 একক দেখুন।
ii ও iii নং প্রশ্নের উত্তরের জন্য পাঠ্যাংশের 4.2.4 একক দেখুন।
iv নং প্রশ্নের উত্তরের জন্য পাঠ্যাংশের 4.2.5 একক দেখুন।

অনুশীলনী-2

- A. i, ii, iii নং প্রশ্নের উত্তরের জন্য পাঠ্যাংশের 4.3.1 একক দেখুন।
iv নং প্রশ্নের উত্তরের জন্য পাঠ্যাংশের 4.2.3 একক দেখুন।
- B. i নং প্রশ্নের উত্তরের জন্য পাঠ্যাংশের 4.2.1 একক দেখুন।
ii নং প্রশ্নের উত্তরের জন্য পাঠ্যাংশের 4.3.2 একক দেখুন।
iii নং প্রশ্নের উত্তরের জন্য পাঠ্যাংশের 4.3.3 একক দেখুন।
iv নং প্রশ্নের উত্তরের জন্য পাঠ্যাংশের 4.3.4 একক দেখুন।

সর্বশেষ প্রশ্নাবলী

1. পাঠ্যাংশের 4.2.3 একক দেখুন।
2. পাঠ্যাংশের 4.2.4 একক দেখুন।
3. পাঠ্যাংশের 4.3.1 একক দেখুন।
4. পাঠ্যাংশের 4.3.3 একক দেখুন।
5. পাঠ্যাংশের 4.3.5 একক দেখুন।

4.7 গ্ৰন্থপঞ্জী

- 1 Barry, R.J. Chorley R. G., Atmosphere, Weather and Climate, Meltun & Co. London, 1992.
- 2 Crichfield, H.R. General Climatology, Prentice Hill, India Ltd. New Delhi, 1975.
- 3 Starr, V.P. "The General Circulation of the Atmosphere, Scientific American, Vol. 195, 1956.
- 4 Trewartha, G. T., An Introduction to Climate, Megraw Hill Kongunusha Ltd. Tokyo, 1968.

একক 5 □ জেট বায়ুপ্রবাহ ও বায়ুপঞ্জ (Jet Stream and Airmass)

গঠন

5.1 প্রস্তাবনা

উদ্দেশ্য

5.2 জেট বায়ুপ্রবাহ

5.2.1 জেট বায়ুপ্রবাহের বৈশিষ্ট্যসমূহ

5.2.2 জেট বায়ুপ্রবাহের উৎপত্তি

5.2.3 জেট প্রবাহের সাথে নিম্ন ট্রপোস্ফিয়ারের আবহাওয়ার সম্পর্ক

5.3 বায়ুপঞ্জ

5.3.1 বায়ুপঞ্জের উৎপত্তি

5.3.2 বায়ুপঞ্জের বৈশিষ্ট্য

5.3.3 বায়ুপঞ্জের শ্রেণীবিভাগ

5.3.4 বায়ুপঞ্জের পরিবর্তন

5.3.5 পরিবর্তনের ফলাফল

5.3.5.1 শীতল বায়ুপঞ্জের পরিবর্তন : উত্তর ও দক্ষিণ গোলার্ধে

5.3.5.2 উষ্ণ বায়ুপঞ্জের পরিবর্তন : উত্তর ও দক্ষিণ গোলার্ধে

5.3.6 বায়ুপঞ্জ ও সীমান্ত

5.4 সারাংশ

5.5 সর্বশেষ প্রশ্নাবলী

5.6 উত্তরমালা

5.7 গ্রন্থপঞ্জী

5.1 প্রস্তাবনা

ভূগোলের ছাত্রছাত্রী হিসাবে আপনাদের জেট বায়ুপ্রবাহ ও বায়ুপুঞ্জের সাথে পরিচিত হওয়া অত্যন্ত প্রয়োজনীয়। পূর্ববর্তী অধ্যায়ে আপনারা জিওস্ট্রপিক বায়ুপ্রবাহ সম্পর্কে কিছু তথ্য জেনেছেন, জেট প্রবাহ এইরকমই একটি জিওস্ট্রপিক বায়ুপ্রবাহ। উচ্চ ট্রপোস্ফিয়ারের বা স্ট্র্যাটোস্ফিয়ারের এই জিওস্ট্রপিক প্রবাহ নিম্ন ট্রপোস্ফিয়ারের আবহাওয়াকে বিশেষভাবে প্রভাবিত করে। এছাড়া পূর্ববর্তী অধ্যায়ে আপনি নিয়ত বায়ুপ্রবাহ পড়েছেন। এই নিয়ত বায়ুপুঞ্জ জলভাগ ও স্থলভাগ উভয় অঞ্চলের উপর দিয়েই প্রবাহিত হয় এবং অংশের সাথে সাথে এদের চারিত্রিক পরিবর্তন ঘটে। বায়ুপুঞ্জ পড়লে এ সম্পর্কে আপনি সম্যক ধারণা লাভ করতে পারবেন।

উদ্দেশ্য

এই এককটি পড়ে আপনি জানতে পারবেন

- উচ্চ ট্রপোস্ফিয়ার বা স্ট্র্যাটোস্ফিয়ারে বায়ুপ্রবাহের স্বরূপ ও বৈশিষ্ট্য
- জেট প্রবাহের উৎপত্তি, বৈশিষ্ট্য
- উচ্চ ট্রপোস্ফিয়ার বা স্ট্র্যাটোস্ফিয়ারে বায়ু চলাচলের সঙ্গে নিম্ন ট্রপোস্ফিয়ারের আবহাওয়া সম্পর্ক
- বায়ুপুঞ্জের উৎপত্তি, পরিবর্তন ও শ্রেণীবিভাগ
- বায়ুপুঞ্জের সঙ্গে সীমান্ত গঠনের সম্পর্ক
- পৃথিবীর বিভিন্ন অঞ্চলে বায়ুপুঞ্জের ঋতুগত বৈচিত্র্য

5.2 জেট বায়ুপ্রবাহ

জেট বায়ুপ্রবাহ আবিষ্কৃত হয় দ্বিতীয় বিশ্বযুদ্ধের সময়ে। দ্বিতীয় বিশ্বযুদ্ধের সময়ে যে আমেরিকান বোমা(বিমানগুলি জার্মানিতে এবং জাপানে বোমাবর্ষণের জন্য যেত, তারা ভূপৃষ্ঠ থেকে 9-12 কিমি উচ্চতায় প্রায় বিমানের গতির সমান গতিসম্পন্ন একটি বায়ু প্রবাহের অস্তিত্ব লক্ষ্য করে। যুদ্ধোত্তরকালে চিকাগো বিশ্ববিদ্যালয়ে কার্ল গুস্টাফ রসবি (Carl Gustaf Rossby)-র অধীনে এই বিষয় সংক্রান্ত গবেষণা শুরু হয় যা আজও অব্যাহত।

5.2.1 জেট বায়ুপ্রবাহের বৈশিষ্ট্যসমূহ

জেট প্রবাহ উচ্চ ট্রপোস্ফিয়ার বা স্ট্র্যাটোস্ফিয়ারে, ভূপৃষ্ঠ থেকে 9-12 কিমি উচ্চতায় ভূপৃষ্ঠের সঙ্গে প্রায়সমান্তরাল অ(বরাবর (along a quasi horizontal axis with respect to the earth surface) প্রবাহিত হয়। এটি পশ্চিমদিক থেকে পূর্বদিকে সমচাপ রেখার সঙ্গে সমান্তরালে প্রবাহিত হয়, অর্থাৎ এটি একটি জিওস্ট্রপিক বায়ুপ্রবাহ। এটি একটি অত্যন্ত শক্তিশালী বায়ুপ্রবাহ যার দৈর্ঘ্য কয়েক হাজার কিলোমিটার, প্রস্থ কয়েক শত কিলোমিটার ও বেধ কয়েক কিলোমিটার। এই বায়ুপ্রবাহের গতি ঘণ্টায় সর্বনিম্ন 100 কিমি থেকে সর্বোচ্চ 500 কিমি পর্যন্ত হতে দেখা যায়। এই বায়ুপ্রবাহের অপর বৈশিষ্ট্য হল এর চারিদিকে স্বল্পগতিসম্পন্ন বায়ু থাকে। চারিদিকে স্বল্পগতিসম্পন্ন বায়ুর মাঝখানে এই অত্যন্ত শক্তিশালী প্রবাহ একটি নদীর মত বিরাজ করে তাই একে ইংরাজীতে বলা হয় Jet stream।

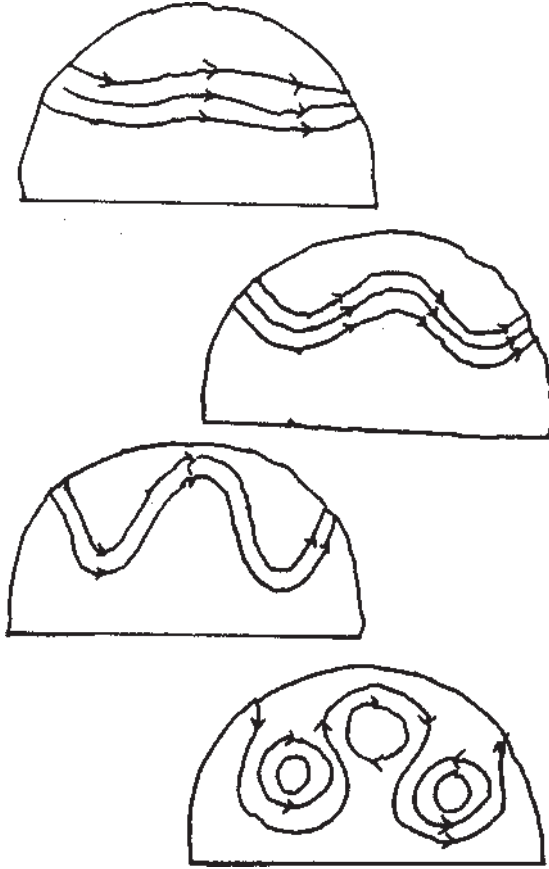
জেট প্রবাহ একটি পারিমে(বায়ুস্রোত (Circumpolar wind) এবং একটি আঁকাবাঁকা পথে পৃথিবীকে সম্পূর্ণরূপে বেষ্টিত করে থাকে। এই বায়ু সাধারণত অ(অ(1°শে এবং ত্র(1°স্থীয় উচ্চচাপ বলয়ের ঠিক উপর অবস্থান করে। উভয় গোলার্ধেই 30° থেকে 35° অ(1°শের মধ্যে এর অবস্থান। তবে ঋতুর সাথে এর অবস্থান কিছুটা পরিবর্তিত হয়। গ্রীষ্মকালে 35° থেকে 45° অ(1°শের মধ্যে এবং শীতকালে 20° থেকে 25° অ(1°শের মধ্যে এই বায়ু বিরাজ করে। ঋতুর সাথে সাথে এদের গতিও পরিবর্তিত হয়। এদের শীতকালীন গতি গ্রীষ্মকালীন গতির প্রায় দ্বিগুণ। এছাড়া পৃথিবীব্যাপী এর প্রবাহপথের বিভিন্ন অংশেও গতির তারতম্য দেখা যায়। সর্বোচ্চ গতি দেখা যায় এশিয়া মহাদেশের উপকূল সংলগ্ন সমুদ্র অঞ্চলে, দ(1°-পূর্ব আমেরিকা যুক্ত(রাষ্ট্রে ও উত্তর আফ্রিকা ও ভারত মহাসাগরের মধ্যবর্তী অঞ্চলে।

উপত্র(1°স্থীয় জেট প্রবাহ ছাড়া উত্তর গোলার্ধে ট্রপোপজ অঞ্চলে আর একটি পশ্চিমা বায়ুপ্রবাহ দেখা যায়, একে মে(সীমান্ত জেট প্রবাহ বলা হয় (Polar Front Jet Stream)। তবে এই জেট প্রবাহ ত্র(1°স্থীয় জেট প্রবাহের মত নিয়মিত নয়। যদিও এটিও পারিমে(প্রবাহ তবুও বিস্তারের (ে ত্রেও এর পার্থক্য ল(1° করা যায়। সেই কারণে জেট প্রবাহ বলতে সাধারণত উপত্র(1°স্থীয় জেট প্রবাহকেই বোঝান হয়।

যদিও জেট বায়ুপ্রবাহ বলয়াকারে পৃথিবীকে বেষ্টিত করে আছে অর্থাৎ এই প্রবাহপথ অ(রেখার সঙ্গে সমান্তরাল কিন্তু কোথাও কোথাও এর মধ্যে উত্তর দ(1°দিকে বিস্তৃতি ল(1° করা যায়। এই সময় সমচাপ রেখাগুলি ও তার সাথে জেট প্রবাহ একটি আঁকাবাঁকা পথ ধরে চলে। এগুলিকেই জেট প্রবাহে ঢেউ বা তরঙ্গ বা রসবি ওয়েভস (Rossby Waves) বলা হয় কারণ কার্ল গুস্টাফ রসবি সর্বপ্রথম এগুলি ল(1° করেন। যদিও এই ঢেউ বা তরঙ্গগুলির গতিপথ ও শক্তি(কখনো কখনো পরিবর্তিত হয় কিন্তু সাধারণত দেখা গেছে পৃথিবীর কোন কোন অঞ্চলে এই তরঙ্গগুলি স্থায়ী। মনে করা হয় গতিপথে পর্বতের

অবস্থান এবং ফলস্বরূপ ঘর্ষণশক্তি(এই তরঙ্গগুলির স্থায়ী হবার মূল কারণ। সর্বাপেক্ষা উল্লেখযোগ্য স্থায়ী তরঙ্গটি দেখা যায় 70° পশ্চিম দ্রাঘিমা ও 150° পূর্ব দ্রাঘিমার মধ্যে। মনে করা হয় রকি পর্বত ও তিব্বত মালভূমি এই তরঙ্গের স্থায়িত্বের জন্য দায়ী। জেট তরঙ্গের আকৃতি বড়, ফলে ল(য় করা গেছে যে মাত্র ছয়টি থেকে সাতটি তরঙ্গ সমস্ত পৃথিবীকে বেষ্টিত করে আছে।

জেট প্রবাহের গতি সপ্তাহে সপ্তাহে পরিবর্তিত হয়। এই পরিবর্তনের পরিমাণ স্বাভাবিক গড় গতির শতকরা প্রায় 50 থেকে 150 ভাগ। জেট প্রবাহের এই গতি পরিবর্তনের সাথে উত্তর দাঁণ বিচ্যুতির একটি যোগাযোগ আছে। জেট প্রবাহের উত্তর দাঁণ বিচ্যুতি এবং তার সাথে গতি ও আকৃতির পরিবর্তন চক্র(কারে চলতে থাকে যা ইনডেক্স সাইকেল (Index Cycle) নামে পরিচিত। একবার চক্র(টি সম্পূর্ণ হতে চার থেকে ছয় সপ্তাহ সময় লাগে এবং এতে চারটি সুনির্দিষ্ট পর্যায় ল(য় করা যায় (চিত্র নং 5.1)।



চিত্র নং 5.1 ইনডেক্স সাইকেল : বিভিন্ন পর্যায়ে জেট স্ট্রীমের অবস্থা।

প্রথম পর্যায়ে জেট প্রবাহ অপেক্ষাকৃত উত্তরে, 40° উত্তর অক্ষ রেখার উত্তরে অবস্থান করে। এই সময় জেট প্রবাহে ঢেউ কম লক্ষ্য করা যায় ও বায়ুটি মোটামুটি পশ্চিম থেকে পূর্বদিকে সরাসরি প্রবাহিত হয়। এই সময় বায়ুর গতিবেগ অত্যন্ত বেশি হয় এবং উত্তর দিকে তাপের পরিবহন সর্বাপেক্ষা কম হয়। এই পর্যায়টি হাই জোনাল ইনডেক্স (High Zonal Index) নামে পরিচিত।

দ্বিতীয় পর্যায়ে তরঙ্গগুলির আকৃতি বৃদ্ধি পায়। জেট স্ট্রিম নিরক্ষরেখার দিকে কিছুটা সরে আসে। ফলে জেট প্রবাহের গতিবেগ কিছুটা হ্রাস পায়। পরবর্তী পর্যায়ে তরঙ্গগুলির আকৃতি আরো বৃদ্ধি পায় এবং এই আঁকাবাঁকা তরঙ্গরেখা বরাবর ঠাণ্ডা মেঘবায়ু ত্রৈভূমিক অঞ্চলের দিকে এবং উষ্ণ ত্রৈভূমিক বায়ু মেঘ অঞ্চলের দিকে ধাবিত হয়। এই পর্যায়ে তরঙ্গগুলির আকৃতি এতটাই বৃদ্ধি পায় যে তিনটি থেকে ছয়টি রসবি তরঙ্গ পুরো পৃথিবীকে বেষ্টিত করে থাকে। তরঙ্গগুলির অক্ষীয় বিস্তৃতি হয় প্রায় $15^\circ - 20^\circ$ এবং দ্রাঘিমা বরাবর বিস্তৃতি হয় প্রায় 60° । যদিও এই তরঙ্গগুলি স্থান পরিবর্তন করে তবে কোন কোন পছন্দমত জায়গায় এরা অল্পদিনের জন্য স্থায়ী হয়ে যায় এবং নিম্ন ট্রপোস্ফিয়ারের আবহাওয়াকে প্রভাবিত করে। এই পর্যায়ে জেট প্রবাহের গতিবেগ আরও কমে আসে। তরঙ্গগুলির আকৃতিবৃদ্ধি ও গতিবেগ হ্রাসের অবশ্যজ্ঞাবী ফল হিসাবে দেখা যায় যে তরঙ্গগুলি বিচ্ছিন্ন হয়ে ছোট ছোট বায়ুকণ গঠন করে। ফলে অত্যন্ত শীতল মেঘবায়ু ত্রৈভূমিক অঞ্চলে এবং উষ্ণ আর্দ্র ত্রৈভূমিক বায়ু মেঘ অঞ্চলের দিকে বিচ্ছিন্ন কণ গঠন করে। এই পর্যায়ে তাপের সর্বাধিক পরিবহন লক্ষ্য করা যায়। এবং মূল জেট প্রবাহ আবার উত্তরদিকে কিছুটা সরে গিয়ে সর্বোচ্চ গতিতে পূর্ব দিকে প্রবাহিত হতে থাকে। এই সর্বশেষ পর্যায়টি লো-জোনাল ইনডেক্স (Low Zonal Index) নামে পরিচিত। এইভাবে ত্রৈভূমিক পর্যায়ে ত্রৈভূমিকভাবে জেট প্রবাহ অক্ষীয় তাপীয় সমতা (Latitudinal Heat Balance) রক্ষায় উল্লেখযোগ্য ভূমিকা গ্রহণ করে।

5.2.2 জেট বায়ুপ্রবাহের উৎপত্তি

জেট বায়ুপ্রবাহ অবশ্যই একটি তাপপার্থক্য জনিত প্রবাহ (Thermal wind)। উচ্চ ট্রপোস্ফিয়ারে যে অক্ষাংশে সর্বাপেক্ষা বেশি তাপ ঢাল (Temperature Gradient) লক্ষ্য করা যায় অর্থাৎ যেখানে সমতাপ রেখাগুলি খুব কাছাকাছি অবস্থিত সেখানে এই বায়ুপ্রবাহ সৃষ্টি হয় এবং এই অঞ্চলেই সব থেকে বেশি তাপ ও শক্তির আদানপ্রদান ঘটেতে দেখা যায়। উচ্চ ট্রপোস্ফিয়ারে এইরূপ একটি সংকীর্ণ অঞ্চলে কেন তাপ ও চাপ ঢাল এত বেশি সে সম্পর্কে আবহবিদগণ একমত নন। তবে কার কার মতে উচ্চ ট্রপোস্ফিয়ারে বায়ু যেখানে কেন্দ্রমুখী সেখানেই এইরূপ তাপ ও চাপ ঢালের সৃষ্টি হয়। বায়ুপ্রবাহের ত্রিকীয় মডেল অনুযায়ী ত্রৈভূমিক উচ্চচাপ বলয়ের ঠিক উপরে নিরক্ষীয় অঞ্চল থেকে আগত একটি বায়ু ও মেঘবৃত্ত প্রদেশীয় নিম্নচাপ বলয় থেকে আগত অপর একটি বায়ু মুখোমুখি মিলিত হয় ফলে তাদের মধ্যে চরিত্রগত পার্থক্য সর্বাধিক থাকে। এইরূপ সীমান্ত সাধারণত যা ব্যারোক্লিনিক সীমান্ত নামে পরিচিত দীর্ঘ ও সংকীর্ণ হয়, ফলে উৎপন্ন বায়ুপ্রবাহও দীর্ঘ ও সংকীর্ণ।

তাপ, শক্তি, গতি ও প্রবাহজনিত বিভিন্ন গবেষণার পর বৈজ্ঞানিকগণ এ বিষয়ে একমত যে আবহমণ্ডলে কোন কারণে সৃষ্ট ব্যারোক্লিনিক অসুস্থতা জেট প্রবাহ সৃষ্টির জন্য দায়ী। এইরূপ অসুস্থতা সাধারণত ঘূর্ণায়মান অঘনীভূত পদার্থে (Fluid) সৃষ্টি হয় যার ভারসাম্যের স্থিতিশীলতা (Static Stability) রয়েছে কিন্তু যা তাপ বৈচিত্রের (differential heating) দ্বারা প্রভাবিত। বায়ুমণ্ডল পৃথিবীর সাথে ঘূর্ণায়মান একটি অঘনীভূত পদার্থের আস্তরণ। বায়ুমণ্ডলের ভারসাম্যের স্থিতিশীলতা রয়েছে যা hydrostatic equilibrium নামে পরিচিত। এছাড়া বায়ুমণ্ডল তাপপার্থক্যের সম্মুখীন হয় কারণ অ(ংশের সাথে সাথে আগত সৌর বিকিরণের (insolation) পার্থক্য ঘটে যার ফলে নির(রেখা থেকে মে(পর্যন্ত একটি তাপ ঢালের সৃষ্টি হয়। 1947 খ্রীষ্টাব্দে জুল চার্নে (Jule Charney) এবং 1949 খ্রীষ্টাব্দে ই. টি. এডি (E. T. Eady) পৃথকভাবে গবেষণাগারে কম্পিউটারাইজড মডেল তৈরি করে দেখিয়েছেন যে বায়ুমণ্ডলের মত বৈশিষ্ট্যযুক্ত(অঘনীভূত (Fluid) পদার্থে ব্যারোক্লিনিক অসুস্থতা এবং জেট প্রবাহের মত একটি প্রবাহ সৃষ্টি হতে বাধ্য। ফলে প্রত্য(ভাবে না হলেও পরো(ভাবে জেট স্ট্রীমের উৎপত্তির ব্যাখ্যা করা হয়েছে এবং তা মেনে নেওয়া হয়েছে। বর্তমানে এ বিষয়ে সকলেই একমত যে জেট স্ট্রীম অঞ্চলে বায়ুমণ্ডলের তাপ ও চাপের পার্থক্য যেরকম সর্বাধিক তেমনি বায়ুমণ্ডলের সমান্তরাল ও উল্লম্ব মিশ্রণও সর্বাধিক।

জেট স্ট্রীমের মধ্যে যে দীর্ঘ বা রসবি তরঙ্গ (Longer or Rossby Waves) সৃষ্টি হয় তাও পৃথিবীর আবর্তন গতি এবং কোরিওলিস শক্তি(দ্বারা ব্যাখ্যা করা হয়েছে। আমরা জানি যে কোরিওলিস শক্তি(অ(ংশের সাথে সাথে পরিবর্তিত হয়। মনে করা যাক কোন বায়ুপুঞ্জ মে(র দিকে অগ্রসর হচ্ছে। যত মে(র দিকে তা অগ্রসর হতে তত বেশি পরিমাণ কোরিওলিস শক্তি(দ্বারা প্রভাবিত হবে এবং যেহেতু কোরিওলিস শক্তি(ঘূর্ণবাতের বিপরীত দিকে কাজ করে বায়ুপুঞ্জটির ঘূর্ণবাত জনিত ঘূর্ণন (Cyclonic Vorticity) ত্র(মশ কমে আসবে। ফলে বায়ুপুঞ্জটি ত্র(মশঃ প্রতীপ ঘূর্ণবাত জনিত ঘূর্ণন (Anticyclonic Vorticity) (যা উত্তর গোলার্ধে ডানদিকে) দ্বারা প্রভাবিত হবে এবং ত্র(মশ নির(রেখার দিকে বিচ্যুত হবে। নির(রেখার দিকে বিচ্যুত হবার সাথে সাথে বায়ুপুঞ্জটির উপর সত্রিয় কোরিওলিস শক্তি(র পরিমাণ কমে থাকবে। ফলে ঘূর্ণবাত জনিত ঘূর্ণন ত্র(মশ বৃদ্ধি পাবে এবং বায়ুপুঞ্জটি পুনরায় মে(র দিকে বি(ি প্ত হবে। পুনরায় একইভাবে বায়ুপুঞ্জটি নির(রেখার দিকে বি(ি প্ত হবে। এইভাবে জেট স্ট্রীমে দীর্ঘ তরঙ্গ বা রসবি তরঙ্গ সৃষ্টি হয়।

বর্তমানে মনে করা হয় জেট স্ট্রীম উচ্চ ট্রপোস্ফিয়ারের উল্লম্ব প্রবাহকে দুটি নির্দিষ্ট অংশে ভাগ করেছে — নির(রেখা থেকে মধ্য অ(ংশ পর্যন্ত বিস্তৃত একটি উষ(অংশ ও মধ্য অ(ংশ থেকে মে(পর্যন্ত বিস্তৃত একটি শীতল অংশ। এই দুই অংশের মধ্যকার তাপ ঢালটি জেটপ্রবাহ বরাবর ল(্য করা যায়।

5.2.3 জেটপ্রবাহের সাথে নিম্ন ট্রপোস্ফিয়ারের আবহাওয়ার সম্পর্ক

জেটপ্রবাহ, বিশেষত জেট প্রবাহে সৃষ্ট রসবি তরঙ্গ নিম্ন ট্রপোস্ফিয়ারের আবহাওয়াকে বিশেষভাবে প্রভাবিত করে। বিশেষত ঘূর্ণবাতগুলির প্রবাহপথ এবং তীব্রতা জেটপ্রবাহের দ্বারা বিশেষভাবে প্রভাবিত হয়। সাধারণত জেটপ্রবাহের অধোভঙ্গের পূর্ববাহুর তলায় ঘূর্ণবাত প্রগাঢ়তা লাভ করে। কারণ অধোভঙ্গের পূর্ববাহু ত্র(মশ মে(র দিকে বিচ্যুত হয়, ফলে ত্র(মশ তা প্রতীপ ঘূর্ণবাতের বৈশিষ্ট্য লাভ করে এবং এখানে বায়ু কেন্দ্রবিমুখ হয়। উচ্চ ট্রপোস্ফিয়ারে বায়ু যদি কেন্দ্রবিমুখ হয় তবে অবশ্যই নিম্ন ট্রপোস্ফিয়ারে কেন্দ্রমুখী বায়ু প্রগাঢ়তা লাভ করবে। ফলে স্বভাবতই ঘূর্ণবাতের তীব্রতা বৃদ্ধি পাবে ও ঝড়বৃষ্টি দেখা যাবে। কিন্তু জেট প্রবাহের অধোভঙ্গের পশ্চিমে বায়ুর নীচে অর্থাৎ যেখানে জেটপ্রবাহ নির(রেখা অভিমুখী সেখানে ঘূর্ণবাত জনিত ঘূর্ণন বৃদ্ধি পায় ও বায়ুপ্রবাহ কেন্দ্রমুখী হতে দেখা যায়। ফলে জেটপ্রবাহের অধোভঙ্গের পশ্চিমবাহুর নীচে যদি কোন নিম্নচাপ সৃষ্টি হয় তা ত্র(মশ দুর্বল হয়ে পড়ে এবং বিনষ্ট হয়। ফলে সাধারণত এই অঞ্চলে পরিষ্কার বৃষ্টিশূন্য আবহাওয়া দেখা যায়।

অনুশীলনী-1

A. শূন্যস্থান পূরণ ক(ন

- i) জেট বায়ুপ্রবাহ ভূপৃষ্ঠ থেকে গড়ে _____ কিমি উচ্চতায় প্রবাহিত হয়।
- ii) জেট বায়ুপ্রবাহের গতি গড়ে ঘণ্টায় সর্বনিম্ন _____ থেকে সর্বোচ্চ _____ পর্যন্ত হতে পারে।
- iii) জেট প্রবাহে যে তরঙ্গ বা ঢেউ দেখা যায় তা _____ নামে পরিচিত।
- iv) জেট প্রবাহের অধোভঙ্গের পূর্ববাহুর তলায় ঘূর্ণবাত _____ লাভ করে। কিন্তু পশ্চিম বাহুর তলায় ঘূর্ণবাত ত্র(মশ _____ হয়ে পড়ে।

B. সং(ি প্ত উত্তর দিন

- i) হাই জোনাল ইনডেক্স বলতে কি বোঝেন?
- ii) জেট প্রবাহের মধ্যে রসবি তরঙ্গ গঠিত হবার কারণ কি?
- iii) জেট বায়ুপ্রবাহ নিম্ন ট্রপোস্ফিয়ারের আবহাওয়াকে কিভাবে প্রভাবিত করে লিখুন।

5.3 বায়ুপুঞ্জ

সাম্প্রতিকালে পুরো আবহবিদ্যা বিষয়টি বিপুল পরিবর্তনের সন্মুখীন হয়েছে। নিয়ত বায়ুপ্রবাহ বিষয়টিতে যে নতুন মত সংযোজিত হয়েছে তা হল পৃথিবীর কিছু অঞ্চলে কিছু কিছু বিশেষ বৈশিষ্ট্যসমৃদ্ধ বায়ুপুঞ্জ সৃষ্টি হয় এবং তা বিভিন্ন দিকে প্রবাহিত হয়। প্রবাহের সঙ্গে সঙ্গে চলে তাপের ও শক্তির আদান প্রদান ও তারপর কতগুলি বিশেষ অঞ্চলে এরা মিলিত হয় (front)। উৎপত্তি অঞ্চলে, প্রবাহপথে ও মিলনস্থলে ভিন্ন ভিন্ন আবহাওয়া ও জলবায়ু দেখা যায়।

5.3.1 বায়ুপুঞ্জের (Airmass) উৎপত্তি

বায়ুপুঞ্জ বলতে বোঝায় বায়ুমণ্ডলের একটি বিশাল ও বহুদূরব্যাপী অংশ যার ভৌত প্রকৃতিগুলি বিশেষত তাপমাত্রা ও আর্দ্রতা প্রায় একই রকমের। যদি একটি বায়ুস্তরের তাপমাত্রা, আর্দ্রতা প্রভৃতি ভৌত প্রকৃতিগুলি মোটামুটি একই রকম থাকে তাহলে নিঃসন্দেহে বলা যায় ঐ বায়ুস্তরের উৎপত্তি অঞ্চলের (Source Region) অবস্থা ও বৈশিষ্ট্যগুলি সমধর্মী বা একই রকমের। বায়ুপুঞ্জ ও গঠনের অপর একটি শর্ত হল বায়ু অধোগমন ও কেন্দ্র বিমুখীনতা। একটি সহধর্মী অঞ্চলের উপর বায়ু যদি নেমে আসে ও কিছু সময় অবস্থান করে তাহলে ঐ বায়ুপুঞ্জের ভূপৃষ্ঠ সংলগ্ন অংশ ভূপৃষ্ঠ থেকে তাপ, আর্দ্রতা প্রভৃতি বৈশিষ্ট্য আরোহণ করে এবং ত্র(মশ তা উপরের দিকে ছড়িয়ে দেয়। এই প্রক্রিয়া কয়েকদিনেই (3 দিন থেকে 7 দিন) সম্পূর্ণ হতে পারে অথবা বেশ কিছু দিন সময় লাগতে পারে। ত্র(মশ এমন এক অবস্থা আসে যখন বায়ুস্তরটিতে সমান্তরালভাবে সমধর্মিতা ও উল্লম্বভাবে কতগুলি নির্দিষ্ট পরিবর্তন তলের অবস্থান ল(য় করা যায়। এইভাবেই বায়ুপুঞ্জের সৃষ্টি হয়। সাধারণভাবে কেন্দ্রমুখী উর্ধ্বগামী বায়ু বায়ুপুঞ্জ গঠনের বিরোধী। কারণ এইরূপ বায়ু বায়ুমণ্ডলের স্থিরতা নষ্ট করে যা বায়ুপুঞ্জ গঠনের জন্য একান্ত প্রয়োজনীয়।

5.3.2 বায়ুপুঞ্জের বৈশিষ্ট্য

বায়ুপুঞ্জের দুটি প্রধান এবং উল্লেখযোগ্য বৈশিষ্ট্য হল তাপমাত্রা এবং আর্দ্রতা। এই প্রাথমিক বৈশিষ্ট্য গুলি কিছু অন্যান্য বৈশিষ্ট্য গঠন করে, যেমন — ঘনীভবন ও মেঘের সৃষ্টি, অধঃপণ এবং বায়ুর স্বচ্ছতা (Visibility)। যদিও তাপমাত্রা বায়ুপুঞ্জের একটি বিশেষ ধর্ম, এর পরিমাপ ও প্রকাশ যথেষ্ট জটিল। কারণ বিশাল বায়ুপুঞ্জের (যে যার অনুভূমিক ও উল্লম্ব ব্যাপ্তি বহু দূর বায়ুপুঞ্জের ভিতরেই বায়ুর উর্ধ্বগমন ও অধোগমন চলতে থাকে, ফলে বায়ুপুঞ্জ অ্যাডিয়াবেটিক হারে উষ্ণ বা শীতল হয়। যদি উর্ধ্বগমন বা অধোগমনের ফলে বাষ্পীভবন এবং ঘনীভবন না হয় তবে অ্যাডিয়াবেটিক হারটি নির্দিষ্ট। সেই কারণে বায়ুপুঞ্জের তাপমাত্রা বললে সাধারণভাবে শুধু মাত্র তাপমাত্রাকে বোঝায় না, একে সম্ভাব্য তাপমাত্রা (Potential Temperature) বলে। অর্থাৎ 1000 মিলিবার বায়ুচাপ তল পর্যন্ত বায়ুপুঞ্জের

উর্ধ্বগমন ও নিম্নগমন ঘটলে তাপমাত্রা নির্দিষ্ট হারে পরিবর্তিত হয়ে কতটা হতে পারে তা গণনা করে দেখা হয় এবং একেই সম্ভাব্য তাপমাত্রা বলা হয়। এছাড়া বায়ুপুঞ্জের অধোগমন এবং উর্ধ্বগমনের ফলে যদি বাষ্পীভবন ও ঘনীভবন হয় তাহলে লীন তাপ কার্যকরী হয়ে পড়ে। লীনতাপ যে কোন বায়ুপুঞ্জের সঞ্চিত তাপ। ফলে বায়ুপুঞ্জের তাপমাত্রা নির্ণয় করার সময় সঞ্চিত লীনতাপকে গণনা ও যুক্ত করা হয় এবং এই তাপমাত্রাকে ইকুইভ্যালেন্ট বা তুল্য পোটেনশিয়াল বা সম্ভাব্য তাপমাত্রা (Equivalent Potential Temperature) বলে। বায়ুপুঞ্জের তাপমাত্রা বলতে এই ইকুইভ্যালেন্ট পোটেনশিয়াল তাপমাত্রাকেই বোঝান হয় এবং এই তাপমাত্রা উল্লম্বভাবে নির্দিষ্ট (Constant) থাকে। উচ্চতা, সংকোচন, প্রসারণ বা ঘনীভবন, বাষ্পীভবন কোন কিছুতেই এই তাপমাত্রা পরিবর্তিত হয় না।

তাপমাত্রা যেরূপ উচ্চতার সাথে সাথে পরিবর্তিত হয় সেইরূপ বায়ুর আপেক্ষিক আর্দ্রতা বা চরম আর্দ্রতাও উচ্চতার সাথে সাথে পরিবর্তিত হয়। তাই তাপমাত্রার যে যে রূপ পোটেনশিয়াল ইকুইভ্যালেন্ট তাপমাত্রা নির্ণয় করা হয়, তেমনি আর্দ্রতা পরিমাপের জন্য স্পেসিফিক আর্দ্রতা (Specific Humidity)-র সাহায্য নেওয়া হয়। স্পেসিফিক আর্দ্রতা হল একটি নির্দিষ্ট পরিমাণ বায়ুতে অবস্থিত জলীয় বাষ্পের ভর বা ওজন, যা গ্রামে প্রকাশ করা হয়। সুতরাং উচ্চতার সাথে সাথে স্পেসিফিক আর্দ্রতার পরিবর্তনের কোন প্রভেই ওঠে না কারণ গ্যাসীয় বা তরল যে অবস্থায় থাকুক না কেন বায়ুর জলীয় বাষ্পের মোট অপরিবর্তিত থাকবে।

5.3.3 বায়ুপুঞ্জের শ্রেণীবিভাগ

বায়ুপুঞ্জের বৈশিষ্ট্যসমূহ সাধারণত বায়ুপুঞ্জ তার উৎপত্তিস্থল থেকেই সংগ্রহ করে। পূর্বেই বলা হয়েছে বায়ুপুঞ্জের উৎপত্তিস্থলে কেন্দ্রবিমুখ বায়ুপ্রবাহ, প্রতীপ ঘূর্ণপাত বা উচ্চচাপ অঞ্চল থাকতে হবে। ফলে বায়ুপুঞ্জের প্রধান উৎপত্তিস্থল গুলি হল :

- (1) মে(অঞ্চল)
- (2) উত্তর আমেরিকা এবং এশিয়ার শীতল স্থল অঞ্চল
- (3) ত্র(ান্তীয় উচ্চচাপ অঞ্চল।

সুতরাং উৎপত্তি স্থলের ফলত তাপমাত্রার ভিত্তিতে বায়ুপুঞ্জের প্রাথমিক শ্রেণীবিভাগ হল

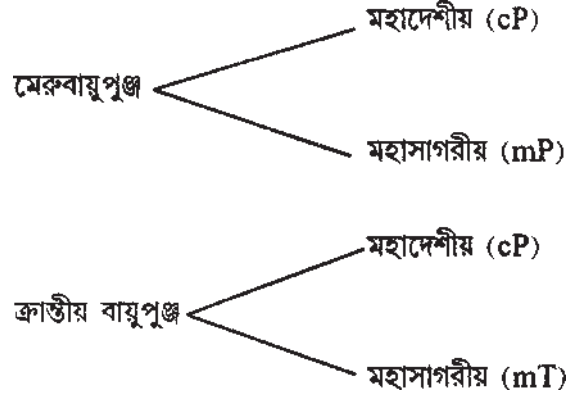
- (i) শীতল মে(বায়ুপুঞ্জ (Coldpolar Airmass) (P)
- (ii) উ(ত্তর(ান্তীয় বায়ুপুঞ্জ (Warmtropical Airmass) (T)

বায়ুপুঞ্জের অন্যতম বৈশিষ্ট্য হল বায়ুপুঞ্জের আর্দ্রতা। বায়ুপুঞ্জের আর্দ্রতার পরিমাণও উৎপত্তি স্থলের ভূমিরূপের প্রকৃতির উপর নির্ভর করে এবং তার ভিত্তিতে বায়ুপুঞ্জকে দুটি প্রধান শ্রেণীতে ভাগ করা যায়—

1. মহাদেশীয় বায়ুপুঞ্জ (Continental Airmass) (C)

2. মহাসাগরীয় বায়ুপুঞ্জ (Oceanic or Maritime Airmass) (M)

সুতরাং শ্রেণীর বিভাগটি নিম্নরূপ



উত্তরপত্তি অঞ্চল থেকে বায়ুপুঞ্জ যখন প্রবাহিত হয় তখন বায়ুপুঞ্জ ধীরে ধীরে যে অঞ্চলের উপর দিয়ে প্রবাহিত হয় তার বৈশিষ্ট্যসমূহ আহরণ করে এবং তার নিজস্ব বৈশিষ্ট্য সমূহ ধীরে ধীরে পরিবর্তিত হয়। এর ফলে কতকগুলি দ্বিতীয় পর্যায়ের বায়ুপুঞ্জের (Secondary Airmass) সৃষ্টি হয়।

1 শীতল মেরুবায়ু পুঞ্জ (Cold Polar Airmass) — উত্তর গোলার্ধে উচ্চ অ(াংশে সাধারণত দু'ধরনের শীতল মে(বায়ু ল(য করা যায়। i) শীতকালে অত্যন্ত শীতল কানাডা ও ইউরেশিয়া অঞ্চল থেকে উৎপন্ন মহাদেশীয় মে(বায়ুপুঞ্জ (cP, Continental Polar Airmass) এবং ii) শীতল সুমে(অঞ্চল থেকে উৎপন্ন শীতল বায়ুপুঞ্জ। এই বায়ুপুঞ্জকে কখনো কখনো মহাদেশীয় সুমে(বায়ু (Continental Arctic Airmass) বলা হয়। যদিও cP এবং cA এর মধ্যে পার্থক্য প্রায় নেই বললেই চলে। কেবলমাত্র মধ্য ও উচ্চ ট্রপোস্ফিয়ারে cA বায়ুপুঞ্জ cP বায়ুপুঞ্জ অপেক্ষা অনেক বেশি শীতল। বরফ আচ্ছাদিত অঞ্চলে উৎপন্ন হয় বলে এই বায়ুপুঞ্জগুলির নিম্নস্তর অত্যন্ত শীতল থাকে। যেহেতু শীতল বায়ুর জলধারণ (মতা কম তাই এই বায়ুপুঞ্জগুলি অত্যন্ত শুষ্ক হয়। অত্যন্ত শীতলতা এবং শুষ্কতা এই দুয়ের ফলস্বরূপ এই বায়ু অত্যন্ত সুস্থিত (Stable)। এই বায়ুতে তাই কোন প্রকার উল্লম্ব মিশ্রণ দেখা যায় না। ফলে বায়ুপুঞ্জের উচ্চস্তরগুলি শুধুমাত্র বিকিরণ পদ্ধতিতে শীতল হয়। উচ্চচাপ এবং বায়ুর অবনমনের ফলে ভূপৃষ্ঠ থেকে কিছু উপরে (850 mb pressure layer, 850mb বায়ুচাপস্তর) একটি নির্দিষ্ট বৈপরীত্য উল্লেখ (Inversion of Temperature) তল দেখা যায়। গ্রীষ্মকালে যদিও cA বায়ুপুঞ্জ থাকে, এর গভীরতা হ্রাস পায় কিন্তু cP বায়ুপুঞ্জ আর দেখাই যায় না কারণ কানাডা ও ইউরেশিয়া অঞ্চলটিতে তখন উচ্চচাপ আর না থাকায় cP বায়ুপুঞ্জ উৎপন্ন হতে পারে না।

দাঁণে গোলাৰ্ধে বিশাল অ্যানটার্কটিক মহাদেশ সারা বছর cA বায়ুর উৎপত্তিস্থল রূপে চিহ্নিত হয়। কিন্তু এখানে মধ্য অংশীয় অঞ্চলে স্থলভাগ না থাকায় cP বায়ু সৃষ্টি হতে পারে না।

cA এবং cP উভয় প্রকার বায়ুই যখন সমুদ্রের উপর দিয়ে প্রবাহিত হয় তখন ধীরে ধীরে কিছুটা পরিবর্তিত হয়ে যায় এবং কতগুলি দ্বিতীয় পর্যায়ের বায়ুপুঞ্জের সৃষ্টি হয়।

- 2 উষ্ণক্রান্তীয় বায়ুপুঞ্জ (Warm Airmass) —** এদের উৎপত্তিস্থল ত্রাণ্তীয় উচ্চচাপবলয়। ত্রাণ্তীয় বায়ুপুঞ্জ প্রধানত দু'ধরনের হয় — উষ(ত্রাণ্তীয় মহাসাগরীয় বায়ুপুঞ্জ (Maritime Tropical mT.) এবং উষ(ত্রাণ্তীয় মহাদেশীয় বায়ুপুঞ্জ (Continental Tropical cT.)। অর্থাৎ প্রথম ধরনের বায়ুপুঞ্জ অবশ্যই ত্রাণ্তীয় মহাসাগরীয় অঞ্চল থেকে উৎপত্তি হয় এবং দ্বিতীয় ধরনের বায়ুপুঞ্জ অবশ্যই ত্রাণ্তীয় মহাদেশীয় অঞ্চল থেকে উৎপন্ন হয়।

মহাসাগরীয় ত্রাণ্তীয় বায়ুপুঞ্জের একটি উল্লেখযোগ্য বৈশিষ্ট্য হল এর অধিক তাপমাত্রা। এই তাপমাত্রার কারণ দুটি। প্রথমত এই অঞ্চলে সূর্যরশ্মি মোটামুটি সারাবছরই লম্বভাবে পড়ে এবং দ্বিতীয়ত ত্রাণ্তীয় উচ্চচাপ অঞ্চলে বায়ুপুঞ্জের অধোগমন পরিলাি ত হয় এবং বায়ুর অধোগমন সর্বদাই তাপমাত্রা বৃদ্ধির ও সুস্থিত অবস্থার কারণ।

বায়ুপুঞ্জের নিম্নস্তরের আর্দ্রতা খুব বেশি থাকে। এই উষ(ও আর্দ্র বায়ুপুঞ্জ যত মে(র দিকে অগ্রসর হয় তত এতে মেঘসৃষ্টি হতে দেখা যায়। শীতকালে উত্তর গোলাৰ্ধে মহাদেশীয় ত্রাণ্তীয় বায়ুপুঞ্জ শুধুমাত্র উত্তর আফ্রিকা মহাদেশের উপর সৃষ্টি হয়। এই বায়ুপুঞ্জ অত্যন্ত উষ(, শুষ্ক ও সুস্থিত। কিন্তু গ্রীষ্মকালে উত্তপ্ত স্থলভাগ সং(িষ্ট বায়ু উত্তপ্ত হয়ে পড়ায় এই বায়ুর কিছুটা অসুস্থিত হয়ে পড়ে। কিন্তু যেহেতু এই বায়ুপুঞ্জ অধোগামী তাই এতে জলীয় বাষ্প প্রায় থাকে না বললেই চলে। ফলে অসুস্থিত হওয়া সত্ত্বেও এই বায়ুতে কোনরূপ মেঘ বা বৃষ্টি হয় না।

দাঁণে গোলাৰ্ধে মহাসাগর সমূহ অধিক বিস্তৃত বলে এই গোলাৰ্ধে ত্রাণ্তীয় মহাসাগরীয় বায়ুপুঞ্জের আধিপত্য বেশি। গ্রীষ্মকালে শুধুমাত্র দাঁণে অমেরিকার উপর এবং শীতকালে কেবলমাত্র আর্জেন্টিনার উপর ত্রাণ্তীয় মহাদেশীয় বায়ুপুঞ্জ সৃষ্টি হতে দেখা যায়।

5.3.4 বায়ুপুঞ্জের পরিবর্তন (Modification) কাকে বলে

যখন কোন বায়ুপুঞ্জ তার উৎপত্তিস্থল থেকে ধীরে ধীরে প্রবাহিত হতে আরম্ভ করে তখন ধীরে ধীরে তার নিজস্ব বৈশিষ্ট্যগুলি পরিবর্তিত হতে থাকে। জলভাগ ও স্থলভাগ — যে অঞ্চলের উপর দিয়েই প্রবাহিত হোক না কেন, সেই অঞ্চলের প্রাকৃতিক অবস্থা বায়ুপুঞ্জটিকে প্রভাবিত করতে থাকে। এই পরিবর্তন

সর্বপ্রথম নিচের অর্থাৎ ভূ-সংলগ্ন স্তরে ল(য় করা যায় এবং ধীরে ধীরে পরিবর্তনগুলি ত্র(মশ উপরের দিকে ছড়িয়ে পড়ে। সুস্থিত (Stable) বায়ুর (ে ত্রে এই পরিবর্তন ঘটে ধীরে ধীরে ও অসুস্থিত বায়ুর (Unstable) (ে ত্রে এই পরিবর্তন ঘটে দ্রুতগতিতে।

এই পরিবর্তনকে দুটি নির্দিষ্ট ভাগে ভাগ করা যায়

(A) থার্মোডায়নামিক পরিবর্তন এবং (B) ডায়নামিক বা যান্ত্রিক পরিবর্তন। দুটি নির্দিষ্ট ভাগে ভাগ করা হলেও এই পরিবর্তন দুটি সাধারণত একই সঙ্গে কাজ করে।

(A) থার্মোডায়নামিক পরিবর্তন (Thermodynamic Changes) : একটি বায়ুপুঞ্জ যখন প্রবাহিত হয় তখন প্রবাহপথের প্রকৃতি অনুযায়ী বায়ুপুঞ্জটি গরম বা ঠাণ্ডা হতে পারে। যদি প্রবাহপথের নিম্নস্থ ভূপৃষ্ঠ অপেক্ষিত উষ্ণ হয় তাহলে বায়ুপুঞ্জটি ত্র(মশঃ নীচ থেকে উত্তপ্ত হবে। এছাড়া যদি অঞ্চলটি অধিক পরিমাণ আগত সৌর বিকিরণ (Incoming Solar Radiation) শোষণ করে থাকে তাহলেও বায়ুপুঞ্জটি নীচ থেকে ত্র(মশ উত্তপ্ত হবে। অপরপক্ষে প্রবাহপথের নিম্নস্থ ভূপৃষ্ঠ অধিক পরিমাণ শীতল হলে বা অল্প পরিমাণ আগত সৌর বিকিরণ লাভ করলে বায়ুপুঞ্জটি ত্র(মশ নীচ থেকে শীতল হবে। বায়ুপুঞ্জটি যদি সর্বনিম্ন ভূ-সংলগ্ন স্তর থেকে উত্তপ্ত হতে থাকে তবে বায়ুপুঞ্জটি স্থিতাবস্থা নষ্ট হবে এবং অসুস্থিত বায়ুতে তাপ জনিত পরিবর্তন অতি দ্রুতগতিতে ছড়িয়ে পড়বে। প(ান্তরে বায়ুপুঞ্জটি ভূ-সংলগ্ন স্তর থেকে যদি ত্র(মশ শীতল হতে থাকে তবে বায়ুপুঞ্জটিতে একটি অত্যন্ত সুস্থিত অবস্থার সৃষ্টি হবে। ফলে পরিচলন পদ্ধতি ত্রি(য়াশীল থাকবে না এবং পরিবর্তন অত্যন্ত ধীর গতিতে উপরের স্তরে ছড়িয়ে পড়বে। এই কারণে বায়ুপুঞ্জ শীতল হয় খুব আন্তে আন্তে কেবলমাত্র বিকিরণ ও পরিবহন পদ্ধতিতে।

বায়ুপুঞ্জের পরিবর্তন ত্র(মবর্ধমান বাষ্পীভবন বা ঘনীভবনের ফলেও ঘটতে পারে। কারণ বাষ্পীভবন বা ঘনীভবনের ফলে লীনতাপ শোষিত বা উৎপাদিত হয়। ফলে এই লীন তাপ বায়ুপুঞ্জের ধর্মকে পরিবর্তন করতে সাহায্য করে। সুতরাং বায়ুপুঞ্জের থার্মোডায়নামিক পরিবর্তনের ফলে বায়ুপুঞ্জের যে চরিত্রগত পরিবর্তন হয় তা সাধারণত দুটি বর্ণ দ্বারা প্রকাশ করা হয়। W (Warm) এবং K (Kalt or Cold)। যদি বায়ুপুঞ্জ নিম্নস্থ ভূমিভাগ অপেক্ষিত উষ্ণ হয় তবে W বর্ণটি ব্যবহার করা হয় এবং যদি নিম্নস্থ ভূমিভাগ অপেক্ষিত শীতল হয় তবে K বর্ণটি ব্যবহার করা হয়।

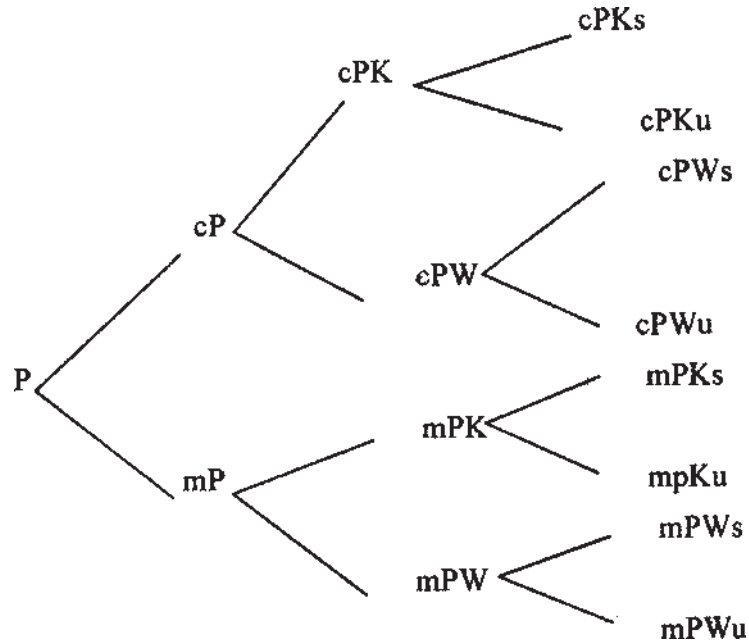
(B) ডায়নামিক বা যান্ত্রিক পরিবর্তন (Dynamic or Mechanical Modification) : ডায়নামিক বা যান্ত্রিক পরিবর্তন ঘটে ভূপৃষ্ঠের সঙ্গে বায়ুপুঞ্জের ঘর্ষণের ফলে এবং বায়ুপুঞ্জের উল্লম্ব ও অনুভূমিক মিশ্রণের ফলে। ঘর্ষণের ফলে বায়ুর প্রবাহপথে উচ্চ পাহাড় বা পর্বত থাকলে তাপ ও

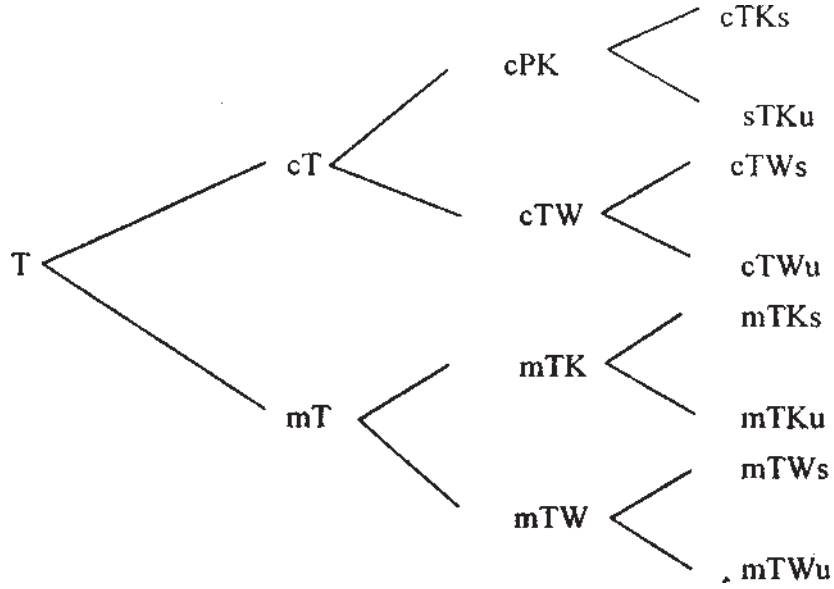
জলীয় বাষ্প উপরের দিকে পরিচালিত হয় এবং এর ফলে বায়ুমণ্ডলের একটি বিশাল অংশের রূপান্তর ঘটে। সেইরূপ বায়ুতে যদি উল্লম্ব পরিচলন প্রক্রিয়া দীর্ঘ সময় ধরে চলতে থাকে তাহলে বায়ুপুঞ্জের উল্লেখযোগ্য পরিবর্তন ঘটতে দেখা যায়।

ঘর্ষণ এবং পরিচলন প্রক্রিয়া যেমন উল্লেখযোগ্য তেমনিই উল্লেখযোগ্য আবহমণ্ডলের উচ্চস্তরে অনুভূমিক কেন্দ্রমুখী ও কেন্দ্রবিমুখ বায়ুপ্রবাহ। আবহমণ্ডলের উচ্চস্তরে বায়ু যদি কেন্দ্রমুখী হয় তাহলে অবশ্যই নিম্নগামী বায়ুর সৃষ্টি হবে এবং নিম্নগামী বায়ু সুস্থিত আবহমণ্ডল গঠন করে। এইরূপ অবস্থা পর্বতের অনুবাত ঢালে যেখানে ঘর্ষণের ফলে বায়ু নেমে আসে সেখানেও দেখা যায়। উচ্চস্তরে কেন্দ্রমুখী প্রবাহ অঞ্চল থেকে যত সরে আসা যায় ততই বায়ু ত্র(মশ) অসুস্থিত হয়ে পড়ে। পরিবর্তনের এই ডায়নামিক বা যান্ত্রিক পরিবর্তনের ফলে বায়ুপুঞ্জের যে চরিত্রগত পরিবর্তন হয় তাকে *s* (Stable air aloft বা উচ্চস্তরে সুস্থিত বায়ু) ও *v* (Unstable air aloft বা উচ্চস্তরে অসুস্থিত বায়ু) এই দুই ভাগে ভাগ করা যায়। এবং বায়ুপুঞ্জের মোট যোনটি শ্রেণীবিভাগ সম্ভব।

5.3.5 বায়ুপুঞ্জের পরিবর্তনের ফলাফল

বায়ুপুঞ্জের পরিবর্তন কাকে বলে এবং এই পরিবর্তন কেন ও কিভাবে হয় তা আপনারা জেনেছেন। এবার জানতে হবে এই পরিবর্তনের ফলে কি হয়। পূর্বেই বলা হয়েছে পরিবর্তনের ফলে দ্বিতীয় পর্যায়ের বায়ুপুঞ্জ (Secondary Airmass) গঠিত হয়।





টেবিল নং 5.1 (a)

প্রধান বায়ুপুঞ্জের শীতকালীন বৈশিষ্ট্যসমূহ

| বায়ুপুঞ্জ | অঞ্চল | বৈশিষ্ট্য | প্রায় 1000 mb | 500 mb |
|------------|-----------------|-----------|-------------------|--------|
| cA | উত্তর আমেরিকা | তাপমাত্রা | - | -42°C |
| | ভূমধ্যসাগরীয় | তাপমাত্রা | 1°C | -36°C |
| | ঐ | আর্দ্রতা | 2.4 | 0.2 |
| | অ্যান্টার্কটিকা | তাপমাত্রা | 0.33°C | -42°C |
| | ঐ | আর্দ্রতা | 0.2 | 0.1 |
| m A | উত্তর আমেরিকা | তাপমাত্রা | - | -38°C |
| | ভূমধ্যসাগরীয় | তাপমাত্রা | 4°C | -33°C |
| | ঐ | আর্দ্রতা | 4.6 | 0.3 |

| বায়ুপুঞ্জ | অঞ্চল | বৈশিষ্ট্য | প্রায় 1000 mb | 500 mb |
|------------|------------------------|-----------|-------------------|--------|
| | ব্রিটিশ দ্বীপপুঞ্জ | তাপমাত্রা | 1°C | -40°C |
| | ঐ | আর্দ্রতা | 3.1 | 0.6 |
| | দক্ষিণের সমুদ্র (50°S) | তাপমাত্রা | 0°C | -35°C |
| | ঐ | আর্দ্রতা | 3.0 | 0.2 |
| cP | উত্তর আমেরিকা | তাপমাত্রা | - | -33°C |
| | ব্রিটিশ দ্বীপপুঞ্জ | তাপমাত্রা | -2°C | -41°C |
| | ঐ | আর্দ্রতা | 2.6 | 0.1 |
| | ভূমধ্যসাগরীয় | তাপমাত্রা | 7°C | -24°C |
| | ঐ | আর্দ্রতা | 4.5 | 0.4 |
| mT | উত্তর আমেরিকা | তাপমাত্রা | - | -17°C |
| | ব্রিটিশ দ্বীপপুঞ্জ | তাপমাত্রা | 11°C | -17°C |
| | ঐ | আর্দ্রতা | 6.8 | 1.2 |
| | ভূমধ্যসাগরীয় | তাপমাত্রা | - | -14°C |
| | ঐ | আর্দ্রতা | - | 1.0 |
| | অস্ট্রেলিয়া | তাপমাত্রা | -14°C | -18°C |
| mT | অস্ট্রেলিয়া | আর্দ্রতা | -7.8 | 0.6 |
| cT | ভূমধ্যসাগরীয় | তাপমাত্রা | 19 | -17 |
| | ঐ | আর্দ্রতা | 7.0 | 0.9 |

টেবিল নং 5.1 (b)

প্রধান বায়ুপুঞ্জের গ্রীষ্মকালীন অবস্থা

| বায়ুপুঞ্জ | অঞ্চল | বৈশিষ্ট্য | প্রায় 1000 mb | 500 mb |
|------------|--------------------|---------------|-------------------|--------|
| cA | অ্যান্টার্কটিকা | তাপমাত্রা | -9°C | -33°C |
| | ঐ | আর্দ্রতা | 1.8 | 0.7 |
| m A | উত্তর আমেরিকা | তাপমাত্রা | - | -33°C |
| | ব্রিটিশ দ্বীপপুঞ্জ | তাপমাত্রা | 14°C | -25°C |
| | ঐ | আর্দ্রতা | 6.3 | 0.1 |
| | mP | উত্তর আমেরিকা | তাপমাত্রা | - |
| | ব্রিটিশ দ্বীপপুঞ্জ | তাপমাত্রা | 16°C | -24°C |
| | ঐ | আর্দ্রতা | 8.4 | 0.4 |
| | ভূমধ্যসাগরীয় | তাপমাত্রা | - | -19°C |
| | ঐ | আর্দ্রতা | - | 0.8 |
| | অস্ট্রেলিয়া | তাপমাত্রা | 17°C | -14°C |
| | ঐ | আর্দ্রতা | 8.0 | 1.0 |
| cP | ভূমধ্যসাগরীয় | তাপমাত্রা | 26°C | -14°C |
| | ঐ | আর্দ্রতা | 16.1 | 0.9 |
| m T | উত্তর আমেরিকা | তাপমাত্রা | - | -8°C |
| | ব্রিটিশ দ্বীপপুঞ্জ | তাপমাত্রা | -19°C | -11°C |
| | ঐ | আর্দ্রতা | 10.8 | 2.4 |
| | অস্ট্রেলিয়া | তাপমাত্রা | 22°C | -11°C |
| | ঐ | আর্দ্রতা | 13.4 | 1.7 |
| | cT | উত্তর আমেরিকা | তাপমাত্রা | -11°C |

| বায়ুপুঞ্জ | অঞ্চল | বৈশিষ্ট্য | প্রায় 1000 mb | 500 mb |
|------------|--------------------|-----------|-------------------|--------|
| C | ব্রিটিশ দ্বীপপুঞ্জ | তাপমাত্রা | 21°C | -11°C |
| | | এ | আর্দ্রতা | 12.1 |
| | ভূমধ্যসাগরীয় | তাপমাত্রা | - | -10°C |
| | | এ | আর্দ্রতা | - |
| | অস্ট্রেলিয়া | তাপমাত্রা | 27°C | -12°C |
| | | এ | আর্দ্রতা | 8.0 |

অনুশীলনী-2

A. শূন্যস্থান পূরণ ক(ন)

- i. দুটি ভিন্নধর্মী বায়ুপুঞ্জ যেখানে মিলিত হয় তাকে _____ বলে।
- ii. বায়ুপুঞ্জের দুটি প্রধান এবং উল্লেখযোগ্য বৈশিষ্ট্য হল _____ ও _____।
- iii. দুটি প্রাথমিক বায়ুপুঞ্জ হল _____ ও _____।

B. সংশ্লিষ্ট উত্তর দিন

- i. বায়ুপুঞ্জের সংজ্ঞা নিরূপণ ক(ন)।
- ii. বায়ুপুঞ্জের প্রধান উৎপত্তিস্থলগুলির নাম লিখুন।
- iii. বায়ুপুঞ্জের থার্মোডায়নামিক পরিবর্তন বলতে কি বোঝেন?

5.3.5.1 শীতল বায়ুপুঞ্জের পরিবর্তন : উত্তর ও দক্ষিণ গোলার্ধে

এবার দেখা যাক প্রকৃতিতে প্রকৃতপক্ষে এই পরিবর্তন কিভাবে সংঘটিত হয় এবং কি ভাবে ধীরে ধীরে প্রাথমিক বায়ুপুঞ্জ পরিবর্তিত হয়ে দ্বিতীয় পর্যায়ের বায়ুপুঞ্জ গঠিত হয় (চিত্র নং 5.2 ও 5.3)।

উত্তর গোলার্ধে শীতকালীন ও গ্রীষ্মকালীন শীতল মেরুবায়ুপুঞ্জের পরিবর্তন ও প্রভাব : $50^{\circ} - 55^{\circ}$ উঃ অ(রেখার উত্তরে কানাডা ও বরফ জমা সুমে(মহাসাগর থেকে শীতকালে মহাদেশীয় শীতল মে(বায়ুপুঞ্জ পশ্চিম আটলান্টিকের উপর দিয়ে প্রবাহিত হয় এবং দ্রুত এই বায়ুপুঞ্জের চরিত্র বদলে যায়। উষ(উপসাগরীয় স্রোতের উপর দিয়ে প্রবাহিত হবার সময় এই বায়ুপুঞ্জের নিম্নস্তরগুলি প্রচুর তাপ শোষণ করে ও অসুস্থিত হয়ে পড়ে। তাপ বৃদ্ধির সাথে সাথে এর জলধারণ (মতা বেড়ে যায় এবং এই বায়ুতে জলীয় বাষ্পের পরিমাণ বৃদ্ধি পায়। আলোড়ন ও পরিচলন প্রক্রিয়ার ফলে ঘনীভবন, বাদ, ঝঞ্ঝা, কুয়াশা, মেঘ প্রভৃতি দেখা যায়। এই বায়ু যখন মধ্য আটলান্টিকের উপর পৌঁছয় তত(ণে এটি ঠাণ্ডা, আর্দ্র, সামুদ্রিক মে(বায়ুপুঞ্জে (mPKu) পরিণত হয়। এশিয়া মহাদেশের অভ্যন্তরীণ শীতকালীন উচ্চচাপ থেকে যে বায়ু উত্তর প্রশান্ত মহাসাগরের উপর প্রবাহিত হয় তা ঠিক একই ভাবে পরিবর্তিত হয়। অত্যন্ত শীতল আন্টার্কটিক বা সুমে(বায়ুর (ে ত্রেও এই পরিবর্তন ঘটে তবে সে(ে ত্রে সৃষ্ট mP-র তাপমাত্রা অনেক কম হয়। এই শীতল মহাসাগরীয় আর্দ্র মে(বায়ু (mP) পশ্চিম ইউরোপের উপকূলকে, সাইবেরিয়া, কোরিয়া ও মাঞ্চুরিয়া উপকূলকে প্রভাবিত করে।

এই শীতল মহাদেশীয় মে(বায়ুপুঞ্জ যখন আমেরিকা যুক্ত(রাষ্ট্র ও ইউরেশিয়া মহাদেশের উপর দিয়ে প্রবাহিত হয় তখন তার প্রকৃতি সম্পূর্ণ ভিন্ন হয়। যত(ণ পর্যন্ত এই বায়ু বরফঢাকা প্রান্তরের উপর দিয়ে প্রবাহিত হয় এর বিশেষ কোন পরিবর্তন হয় না এবং রকি পর্বত ও বৃহৎ হ্রদ অঞ্চলের মধ্যবর্তী স্থানে ভূ-ভাগ মোটামুটি একই ধরনের হওয়ায় এই বায়ু প্রায় অপ্রতিহত গতিতে মেক্সিকো উপসাগর পর্যন্ত চলে আসে। এই সমস্ত অঞ্চলে শরৎকালীন ও বসন্তকালীন তুহিন এই অত্যন্ত শীতল বায়ুর কারণেই দেখা যায়। কিন্তু বৃহৎ হ্রদ অঞ্চলের উপর এই শীতল মহাদেশীয় মে(বায়ুপুঞ্জের প্রকৃতি সম্পূর্ণ বদলে যায়। উষ(জলপৃষ্ঠ থেকে জলীয় বাষ্পের সংযোজন এর ফলে বায়ুটি ত্র(মশ cPKu হয়ে পড়ে এবং এর থেকে প্রচুর তুষারপাত হয়। এই বায়ুপুঞ্জ যখন উত্তর-পূর্ব আমেরিকা যুক্ত(রাষ্ট্রের অসমতল ভূমিভাগের উপর দিয়ে উপরে উঠতে শু(করে তখনও এতে প্রচুর তুষারপাত হয়। কিন্তু এই ঘনভবনের ফলে সঞ্জাত লীন তাপ বায়ুপুঞ্জটিকে ত্র(মশ উষ(করে তোলে এবং পর্বতের অনুবাত ঢাল বরাবর এই বায়ু যখন নেমে আসে তখন এই বায়ুতে ঘনীভবন বা তুষারপাত কিছুই ঘটে না। রকি পর্বত যেহেতু বাধা হিসেবে কাজ করে, এই শীতল মহাদেশীয় মে(বায়ুপুঞ্জ উত্তর আমেরিকার পশ্চিম উপকূলে প্রায়ই পৌঁছতে পারে না, ফলে এই অঞ্চলে শীতকাল খুব শীতল হয় না, কখনো কখনো শীতল মহাদেশীয় মে(বায়ুপুঞ্জ প্রবেশ করতে পারলে কিছুটা শৈত্য অনুভূত হয়।

ইউরোপের উত্তরাংশ ত্র(মশ সংকীর্ণ হয়ে যাবার জন্য ইউরোপের (ে ত্রে শীতল মহাদেশীয় মে(বায়ুপুঞ্জের প্রভাব উত্তর আমেরিকার মত ততটা উল্লেখযোগ্য নয়। ইউরোপের মধ্য ও পূর্ব অংশ এই বায়ুপুঞ্জের দ্বারা অধিক মাত্রায় প্রভাবিত হয়। ইউরোপের এই বায়ু প্রবাহিত হয় সাধারণত দুটি অঞ্চল থেকে ফেনো স্ক্যান্ডিনেভিয়া ও পশ্চিম রাশিয়া। রাশিয়ার সুমে(অঞ্চল থেকে যে শীতল বায়ুপুঞ্জ প্রবাহিত

হয় শৈত্য ও অন্যান্য গুণাবলীর নিরিখে তাকে উত্তর আমেরিকার এই বায়ুপুঞ্জের সঙ্গে তুলনা করা যায়। কিন্তু এই বায়ু যখন মধ্য ও পশ্চিম ইউরোপে এসে পৌঁছয়, তখন এটা বহুলাংশে পরিবর্তিত হয়ে যায়। ফেনো স্ক্যান্ডিনেভিয়া ও পশ্চিম রাশিয়া থেকে যে শীতল মহাদেশীয় বায়ুপুঞ্জ প্রবাহিত হয় তা অপেক্ষাকৃত উষ্ণ এবং তা যখন পশ্চিম ও মধ্য ইউরোপে পৌঁছয় তখন তা বহুলাংশে পরিবর্তিত হয়ে যায়। এই বায়ুর সঙ্গে উত্তর আমেরিকার মহাদেশের পরিবর্তিত শীতল মহাদেশীয় বায়ুপুঞ্জের মিল আছে। তবে জলভাগের সংস্পর্শে না আসায় এই বায়ুর জলীয় বাষ্পের পরিমাণ বৃদ্ধি পায় না এবং এই বায়ু বহুলাংশে সুস্থিত। এশিয়া মহাদেশে সাইবেরিয়া ও মঙ্গোলিয়া অঞ্চল থেকে শীতল মহাদেশীয় বায়ুপুঞ্জ প্রবাহিত হয়। এই বায়ু অত্যন্ত শীতল, গড় তাপমাত্রা (50 থেকে -40°C)। এই বায়ু যখন চীনে প্রবেশ করে তখন এর তাপমাত্রা ও আর্দ্রতা যথেষ্ট বৃদ্ধি পেলেও বায়ু যথেষ্টই শীতল ও শুষ্ক থাকে। এই শীতল ও শুষ্ক বায়ুর প্রভাবে আবহাওয়া পরিচ্ছন্ন থাকে।

এত(এ আমরা উত্তর আমেরিকা ও ইউরেশিয়া মহাদেশে এবং আটলান্টিক ও প্রশান্ত মহাসাগরে শীতকালে কিভাবে শীতল মহাদেশীয় মে(বায়ুপুঞ্জ (cP) নিজের ধর্ম পরিবর্তন করে ও অন্যান্য বৈশিষ্ট্য গ্রহণ করে তা পর্যালোচনা করে দেখলাম। এখন দেখা যাক গ্রীষ্মকালে এই বায়ুপুঞ্জের অবস্থা কিরূপ হয়। গ্রীষ্মকালে উত্তর আমেরিকা মহাদেশের উপর ও ইউরেশিয়া মহাদেশের উপর বরফ যখন ধীরে ধীরে গলতে থাকে এবং পানিবর্তী সমুদ্র অঞ্চল যখন স্থলভাগ (cP) অপেক্ষাকৃত শীতল থাকে, তখন শীতল মহাদেশীয় বায়ুর বৈশিষ্ট্যসমূহ পাল্টে যায়। সাধারণভাবে গ্রীষ্মকালে এই বায়ুপুঞ্জ অপেক্ষাকৃত দুর্বল। তবে উৎপত্তি স্থলের নিকটে এর শীতকালীন বৈশিষ্ট্যগুলি মোটামুটি বজায় থাকে। এই বায়ু যখন কানাডার সীমা অতিক্রম করে দক্ষিণ ও পূর্ব আমেরিকা যুক্তরাষ্ট্রে পৌঁছয়, তখন এর তাপমাত্রা ধীরে ধীরে ও আর্দ্রতা সামান্য পরিমাণ বৃদ্ধি পায়। কিন্তু এই বায়ুর স্থিতিবস্থা নষ্ট হয় না। ইউরোপে cP বায়ুপুঞ্জ উত্তর আমেরিকার এই বায়ুপুঞ্জ অপেক্ষাকৃত উষ্ণ এবং এর জলীয় বাষ্পের পরিমাণও কিছুটা বেশি। তাপমাত্রার কিছুটা পার্থক্য থাকলেও এর সাথে মহাদেশীয় ত্রৈত্যীয় বায়ুর খুব একটা বৈশিষ্ট্যগত পার্থক্য চোখে পড়ে না। এশিয়া মহাদেশের বেশিরভাগ অঞ্চল গ্রীষ্মকালে ত্রৈত্যীয় বায়ুপুঞ্জের অধীনে চলে আসে। কখনো কখনো দুর্বল মহাদেশীয় শীতল মে(বায়ুপুঞ্জ প্রবেশ করলেও তার তাপমাত্রা এবং আর্দ্রতা শীতকালীন বায়ু অপেক্ষাকৃত অনেকটাই কম হয়।

দক্ষিণ গোলার্ধে শীতকালীন ও গ্রীষ্মকালীন শীতল মেরু বায়ুপুঞ্জের পরিবর্তন ও প্রভাব : দক্ষিণ গোলার্ধে একমাত্র অ্যান্টার্কটিক মহাদেশে শীতল মহাদেশীয় মে(বায়ুপুঞ্জের (cP) সা(ীৎ পাওয়া যায়। যেহেতু এই মহাদেশে চারদিকেই বিস্তৃত সমুদ্র অঞ্চল দ্বারা আবদ্ধ, এই বায়ু যখন সমুদ্রের উপর দিয়ে প্রবাহিত হয় এর চরিত্রগত পরিবর্তন ঘটে এবং শীতল, আর্দ্র মহাসাগরীয় বায়ুপুঞ্জে (mP) পরিণত হয়। গ্রীষ্মকালে এই বায়ুপুঞ্জ প্রায় অ্যান্টার্কটিকার সীমানা পর্যন্ত বিস্তৃত হয় এবং সেখানে cP ও mP বায়ুপুঞ্জের বিভাজনটি অত্যন্ত সুনির্দিষ্ট।

5.3.5.2 উষ্ণ ক্রান্তীয় বায়ুপুঞ্জের পরিবর্তন : উত্তর ও দক্ষিণ গোলার্ধে

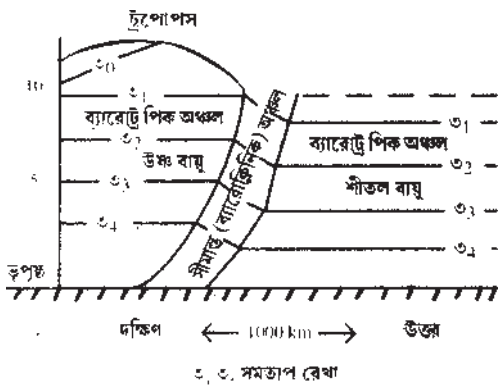
এত(ণ আমরা শীতল বায়ুপুঞ্জের প্রভাব ও পরিবর্তন নিয়ে আলোচনা করলাম। এখন আপনারা জানতে পারবেন যে উষ্ণ(ত্র(ান্তীয় বায়ুর প্রভাব ও পরিবর্তন কি কি? সাধারণত উষ্ণ(বায়ুপুঞ্জের পরিবর্তন ঘটে ধীর গতিতে। কারণ উষ্ণ(বায়ু উভয় গোলার্ধেই ত্র(মশ উচ্চ অ(ংশের দিকে প্রবাহিত হয় এবং ফলস্বরূপ বায়ুপুঞ্জ নীচ থেকে শীতল হতে আরম্ভ করে। ফলে বায়ুতে বৈপরীত্য উত্তাপের সৃষ্টি হয় এবং এই বায়ু অত্যন্ত সুস্থিত হওয়ায় পরিবর্তন অত্যন্ত ধীর গতিতে উপরের দিকে ছড়িয়ে পড়ে।

উত্তর গোলার্ধে উষ্ণ ক্রান্তীয় বায়ুপুঞ্জ : মেক্সিকো উপসাগর ও ক্যারিবিয়ান সমুদ্রের উপর দিয়ে যে মহাসাগরীয় ত্র(ান্তীয় বায়ু (cmT) উত্তর দিকে প্রবাহিত হয় তা অত্যন্ত উষ্ণ(ও আর্দ্র। শীতকালে এই বায়ুর তীব্রতা বৃদ্ধি পায় এবং এই mT ও পূর্ব উল্লিখিত cP বায়ুর মধ্যে একটি সুনির্দিষ্ট সীমারেখার (Front) সৃষ্টি হয়। mT বায়ু যত উত্তরে যায় তত কুয়াশা সৃষ্টি হতে দেখা যায়। নিউফাউন্ডল্যান্ডের উপকূল অঞ্চলে এবং উত্তর ক্যালিফোর্নিয়ায় গ্রীষ্মে এবং বসন্তকালে কুয়াশা সৃষ্টি হতে দেখা যায়। উত্তর আমেরিকার দ(ি(ণ পশ্চিমে উপকূলে, রকি পর্বতের পশ্চিমেও মহাসাগরীয় ত্র(ান্তীয় বায়ুপুঞ্জের প্রাধান্য দেখা যায়। তবে এটি প্রশান্ত মহাসাগরে সৃষ্ট mT বায়ু। শীতকালে এশিয়া মহাদেশের অভ্যন্তরের উচ্চচাপ কেন্দ্র ও কেন্দ্রবিমুখ বায়ুপ্রবাহ এত বেশি সত্রি(য়ে থাকে যে উষ্ণ(আর্দ্র মহাসাগরীয় বায়ু প্রবাহিত হতে পারে না। শীতকালে ইউরোপে যে উষ্ণ(, আর্দ্র মহাসাগরীয় ত্র(ান্তীয় বায়ুপুঞ্জ প্রবাহিত হয় তা অত্যন্ত সুস্থিত এবং এই বায়ুতে বৃষ্টিপাত প্রায় হয় না বললেই চলে। তবে পশ্চিম ইউরোপে, যেখানে এই বায়ু শীতল শুষ্ক মহাদেশীয় মে(বায়ুপুঞ্জের সঙ্গে মিলিত হয় সেখানে সীমান্ত (front) গঠিত হয়।

গ্রীষ্মকালে ত্র(ান্তীয় উচ্চচাপ দুর্বল হয়ে পড়লে উত্তর আমেরিকায় এই mT বায়ুও দুর্বল হয়ে পড়ে। তবুও এশিয়ার ত্র(ান্তীয় মৌসুমী বায়ুর ন্যায় এখানে একটি অত্যন্ত উষ্ণ(, আর্দ্র ও অসুস্থিত মহাসাগরীয় বায়ু প্রবাহিত হয় (mT) যার সাহায্যে দ(ি(ণ-পূর্ব আমেরিকার উপকূল অঞ্চলে বৃষ্টিপাত ঘটে। কিন্তু এশিয়ার বিশেষতঃ দ(ি(ণ ও পূর্ব এশিয়ার জলবায়ুতে গ্রীষ্মকালে উষ্ণ(, আর্দ্র ত্র(ান্তীয় বায়ুপুঞ্জের প্রভাব অনেক বেশি। এই বায়ুপুঞ্জই ত্র(ান্তীয় মৌসুমী বায়ু নামে পরিচিত। এই বায়ুপুঞ্জ অত্যন্ত উষ্ণ(, অত্যন্ত আর্দ্র এবং অসুস্থিত। এই বায়ুর প্রভাবে এই অঞ্চলে প্রচুর বৃষ্টিপাত হয়। মাত্র 200 থেকে 600 মিটার উচ্চতায় এই বায়ুর ঘনীভবন আরম্ভ হয় এবং সুপ্রচুর বৃষ্টিপাত ঘটায়। ইউরোপের জলবায়ুতেও উষ্ণ(, আর্দ্র মহাসাগরীয় ত্র(ান্তীয় বায়ুর প্রভাব গ্রীষ্মকালে বেশি। এই বায়ু যখন ইউরোপে পৌঁছয় তখন এই বায়ুর উচ্চস্তর অত্যন্ত সুস্থিত থাকে এবং যত উত্তরে চলতে থাকে তত নিম্নস্তরও সুস্থিত হয়। এই বায়ুতে সাধারণত ইউরোপে বৃষ্টি হয় না। তবে উচ্চ ভূমিভাগের উপর উঠলে এই বায়ুতে ঘনীভবন ও বৃষ্টিপাত ঘটে।

5.3.6 বায়ুপুঞ্জ ও ফ্রন্ট

ফ্রন্ট শব্দটি প্রথম মহাযুদ্ধের সময় নরওয়ের বিজ্ঞানী এয় বিয়াকনেস, সলবার্গ ও কর্জেনর কর্তৃক ব্যবহৃত হয় এবং এখনও পর্যন্ত আবহাওয়াবিদেরা এই শব্দটি বিশেষ ক্ষেত্রে ব্যবহার করেন। সাধারণত ব্যারোট্রপিক বায়ুপুঞ্জ বলতে বোঝায় সমধর্মী বায়ুপুঞ্জ অর্থাৎ যে বায়ুপুঞ্জের তাপমাত্রা, ঘনত্ব, চাপ ও আর্দ্রতা বহুদূর পর্যন্ত অনুভূমিক ভাবে একই রকমের অর্থাৎ যেখানে সমচাপ ও সমতার রেখা সমান্তরাল তাকে ব্যারোট্রপিক বায়ুপুঞ্জ বলে। দুটি পরস্পর বিপরীত ধর্ম যুক্ত বায়ুপুঞ্জ যখন পরস্পর মিলিত হয় তখন তাকে ব্যারোক্লিনিক আবহমণ্ডল বলে। এখানে সমচাপ ও সমতাপ রেখা পরস্পরকে ছেদ করে।



চিত্র নং 5.4 ব্যারোট্রপিক বায়ুপুঞ্জ ও ব্যারোক্লিনিক সীমান্ত অঞ্চল

সাধারণভাবে দেখা গেছে যখন দুটি বায়ুপুঞ্জ মুখোমুখি মিলিত হয় এরা চট করে মিলে যায় না। এরা নিজেদের মধ্যে একটি বিভাজন রেখা সৃষ্টি করে বলে এই বিভাজন রেখাকেই ফ্রন্ট বলা হয় (চিত্র নং 5.4) এবং এই ফ্রন্ট বরাবর উষ্ণ ও হালকা বায়ু শীতল ও ভারী বায়ু দ্বারা স্থানচ্যুত হয়, যার ফলে আলোড়ন, ঘনীভবন, বৃষ্টিপাত প্রভৃতি ঘটে। ফ্রন্ট সর্বদা নিম্নচাপ অঞ্চলেই হবে কারণ সেখানেই বায়ুর নিম্নচাপ ঘটে। সাধারণত এই আলোড়ন সবথেকে বেশি হয় যেখানে দুটি বায়ুপুঞ্জের ধর্ম সম্পূর্ণ বিপরীত হয়। এইরূপ সীমান্ত

ঝড়ঝঞ্ঝা ও বৃষ্টিপাতেরও সম্ভাবনা থাকে। সাধারণত পৃথিবীতে দুটি নিম্নচাপ অঞ্চল দেখতে পাই যেখানে বায়ু মুখোমুখি মিলিত হচ্ছে এবং ফ্রন্ট তৈরি হবার সম্ভাবনা। প্রথমটি হল নিরক্ষীয় নিম্নচাপ বলয় যেখানে দুটি আয়ন বায়ু পরস্পর মুখোমুখি মিলিত হচ্ছে এবং মে(বৃত্ত প্রদেশীয় নিম্নচাপ বলয় যেখানে পশ্চিমা বায়ু ও মে(বায়ু পরস্পর মিলিত হচ্ছে। স্বাভাবিক ভাবেই মে(বৃত্ত প্রদেশীয় নিম্নচাপ বলয়টি অনেক বেশি উল্লেখযোগ্য ফ্রন্ট বা সীমান্ত হিসেবে। কারণ এখানে বায়ুদুটির প্রকৃতিগত বিভিন্নতা সম্ভবত সর্বাপেক্ষা বেশি। এই সীমান্তটি সীমান্তীয় তরঙ্গ (Frontal Waves) সৃষ্টি করে এবং ঝড়ঝঞ্ঝা, বৃষ্টিপাত প্রভৃতির জন্য এই মে(বৃত্তপ্রদেশীয় বলয় উল্লেখযোগ্য। মধ্য অক্ষাংশীয় সাইক্লোন এই অঞ্চলেই উৎপন্ন হয়। উত্তর আমেরিকার পূর্ব উপকূলে ও ইউরোপের পশ্চিম উপকূলে এই ঘূর্ণিবাতের প্রাধান্য বেশি। নিরক্ষীয় নিম্নচাপ বলয় অঞ্চলে যেখানে আয়নবায়ুর উৎপত্তি অঞ্চলের বিভিন্নতার জন্য তাপমাত্রা ও আর্দ্রতার বিভিন্নতা দেখা যায় সেই অঞ্চলগুলিও ঝঞ্ঝাপ্রবণ। উত্তর আফ্রিকার পশ্চিমে উপকূলে ও উত্তর আমেরিকার দক্ষিণ ও পূর্ব উপকূল অঞ্চলেও ঝড়ঝঞ্ঝার আধিক্য দেখা যায়।

উত্তর আমেরিকা মহাদেশের মহাদেশীয় ত্রৈমাসিক বায়ু (CT) ততটা উল্লেখযোগ্য নয়। এশিয়া মহাদেশে শীতকালে এই বায়ুর ভূমিকা উল্লেখযোগ্য নয়। দক্ষিণ চীনে এই বায়ু কিছুটা দেখা যায়। শীতকালের অন্যান্য

বায়ুপুঞ্জ অপেক্ষে এই বায়ু উষ্ণতর ও আর্দ্রতর। ইউরোপে শীতকালে যে উষ্ণ মহাদেশীয় ত্রাণ্তীয় বায়ু প্রবাহিত হয় তার উৎপত্তি উত্তর আফ্রিকার ম(ভূমিতে। এই বায়ু যখন উৎপন্ন হয় তা অত্যন্ত উষ্ণ থাকে এবং তার জলীয় বাষ্প অত্যন্ত কম থাকে। কিন্তু ভূমধ্যসাগর অতিত্র(ম করার সময় এই বায়ুর জলীয় বাষ্প বৃদ্ধি পায় এবং mP বায়ুপুঞ্জের সঙ্গে সংযোগস্থলে প্রচুর নিম্নচাপজনিত বৃষ্টিপাত ঘটায়।

গ্রীষ্মকালে উত্তর আমেরিকায় এর প্রতিপত্তি দেখা যায়। এই বায়ু প্রকৃতি হল অত্যধিক উষ্ণতা, অত্যন্ত কম আর্দ্রতা ও বৃষ্টিপাতহীনতা। গ্রীষ্মকালে সমগ্র এশিয়া মহাদেশ মহাসাগরীয় ত্রাণ্তীয় বায়ুর (mT) আওতায় আসে, ফলে এখানে মহাদেশীয় ত্রাণ্তীয় বায়ুর (cT) প্রভাব সীমিত বা প্রায় অনুপস্থিত। কিন্তু দি(ণ ও পূর্ব ইউরোপে এই বায়ু ভূমধ্যসাগর থেকে সংগৃহীত জলীয় বাষ্পের প্রভাবে বৃষ্টিপাত ঘটায়।

দক্ষিণ গোলার্ধে ত্রাণ্তীয় বায়ুপুঞ্জ :— আমরা এত(ণ উত্তর গোলার্ধের বিভিন্ন দেশে মহাসাগরীয় এবং মহাদেশীয় বায়ুর প্রভাব দেখলাম। এখন দি(ণ গোলার্ধে এই দুই বায়ুপুঞ্জের প্রতিপত্তি ও বিস্তার দেখা যাক। জুলাই মাসে দি(ণ গোলার্ধে দি(ণ আমেরিকার উপর নির(ীয় বায়ুপুঞ্জের প্রাধান্য দেখা যায়। এই বায়ু অত্যন্ত উষ্ণ ও আর্দ্র এবং অসুস্থিত। এর দি(ণে মহাদেশের পূর্বপ্রান্তে ও মহাসাগরের উপর ত্রাণ্তীয় প্রশান্ত মহাসাগরীয় (Tp = Tropical pacific) এবং মহাদেশের পশ্চিমপ্রান্তে আটলান্টিকের উপর ত্রাণ্তীয় আটলান্টিক মহাসাগরীয় (Ta = Tropical atlantic) বায়ুর প্রাধান্য দেখা যায়। প্রশান্ত মহাসাগরের উপর বায়ুর যেখানে অধোগমন হয় সেখানে বায়ু শীতল, শুষ্ক ও সুস্থিত। এই বায়ু যখন আরও ঠাণ্ডা মহাসাগরের উপর দিয়ে প্রবাহিত হয় তখন তার শীতলতা বৃদ্ধি পায় ও আর্দ্রতা আরও কমে যায়। ফলে চিলিতে ম(ভূমির সৃষ্টি হয়েছে। কিন্তু আটলান্টিক মহাসাগরের উচ্চচাপ ও তৎসহ বায়ু অনেক বেশি গরম, আর্দ্র এবং অসুস্থিত। গ্রীষ্মকালে মহাদেশের অভ্যন্তরে নিম্নচাপ সৃষ্টি হওয়ায় দি(ণ আমেরিকা বহুলাংশে পরিবর্তিত মহাসাগরীয় ত্রাণ্তীয় বায়ু যার স্থলীয় নাম (Tc = Tropical continental) ও নির(ীয় বায়ুর আওতায় চলে আসে। নির(ীয় প্রশান্ত মহাসাগরীয় (Ep = Equatorial pacific) এবং নির(ীয় আটলান্টিক (Ea = Equatorial atlantic) এই দুই বায়ুর প্রভাব ব্রাজিলের পূর্ব এবং পশ্চিম প্রান্তে প্রচুর বৃষ্টিপাত হয়।

5.4 সারাংশ

- উচ্চ ট্রপোস্ফিয়ারে স্ট্রাটোস্ফিয়ারে একটি স্বল্প অঞ্চলে অত্যন্ত গতিসম্পন্ন বায়ুপ্রবাহের নাম জেট স্ট্রীম।
- জেট একটি পরিমে(পশ্চিমা বায়ুস্রোত। এটি আঁকাবাঁকা পথে পৃথিবীকে সম্পূর্ণ বেষ্টিত করে।
- সাধারণত দুটি জেট দেখা যায় — একটি উপত্রাণ্তীয় এবং অপরটি মে(সীমান্ত জেট নামে পরিচিত।
- জেট প্রবাহ নিম্ন ট্রপোস্ফিয়ারের আবহাওয়াকে বিশেষভাবে প্রভাবিত করে।

- বায়ুপুঞ্জ সৃষ্টির জন্য দরকার উচ্চচাপ, কেন্দ্রবিমুখ বায়ুপ্রবাহ ও সমধর্মী ভূ-প্রকৃতি।
- বায়ুপুঞ্জের প্রকৃতি সম্পূর্ণভাবে নির্ভর করে উৎপত্তিস্থলের প্রকৃতি প্রবাহ পথের তারতম্য ও বায়ুপুঞ্জের বয়সের উপর।
- পৃথিবীর বিভিন্ন অঞ্চলের ভূ-প্রকৃতি অনুযায়ী ও ঋতুভেদে বায়ুপুঞ্জের তারতম্য ল(ণীয়।
- সহধর্মী বায়ুপুঞ্জকে ব্যারোট্রপিক ও বিষয়ধর্মী বায়ুপুঞ্জকে ব্যারোক্লিনিক বায়ুপুঞ্জ বলা হয়।

5.5 সর্বশেষ প্রশ্নাবলী

- 1) জেট প্রবাহের বৈশিষ্ট্য ও ইনডেক্স সাইকেল সম্পর্কে যা জানেন লিখুন।
- 2) জেট প্রবাহের উৎপত্তি হয় কি ভাবে?
- 3) জেট প্রবাহে কিভাবে রসবি তরঙ্গের সৃষ্টি হয়? এই তরঙ্গ কিভাবে নিম্ন ট্রপোস্ফিয়ারের আবহাওয়াকে প্রভাবিত করে?
- 4) বায়ুপুঞ্জের সৃষ্টি হয় কিভাবে? বায়ুপুঞ্জের বৈশিষ্ট্য বা ধর্ম বলতে কি বোঝ?
- 5) বায়ুপুঞ্জের শ্রেণীবিভাগ ক(ন।
- 6) বায়ুপুঞ্জের পরিবর্তন (Modification) বলতে কি বোঝেন? কি কি প্রক্রিয়ায় এই পরিবর্তন ঘটে উদাহরণ সহ আলোচনা ক(ন।
- 7) পৃথিবীর বিভিন্ন অঞ্চলের বায়ুপুঞ্জগুলির ঋতুগত বৈশিষ্ট্য আলোচনা ক(ন।

5.6 উত্তরমালা

অনুশীলনী-1

- A. i নং প্রশ্নের জন্য পাঠ্যাংশের 5.2 একক দেখুন।
 ii, iii নং প্রশ্নের জন্য পাঠ্যাংশের 5.2.1 একক দেখুন।
 iv নং প্রশ্নের জন্য পাঠ্যাংশের 5.2.3 একক দেখুন।
- B. i নং প্রশ্নের উত্তরের জন্য পাঠ্যাংশের 5.2.1 একক দেখুন।
 ii নং প্রশ্নের উত্তরের জন্য পাঠ্যাংশের 5.2.2 একক দেখুন।
 iii নং প্রশ্নের উত্তরের জন্য পাঠ্যাংশের 5.2.3 একক দেখুন।

অনুশীলনী-2

- A. i নং প্রশ্নের উত্তরের জন্য পাঠ্যাংশের 5.3 একক দেখুন।
ii নং প্রশ্নের উত্তরের জন্য পাঠ্যাংশের 5.3.2 একক দেখুন।
iii নং প্রশ্নের উত্তরের জন্য পাঠ্যাংশের 5.3.3 একক দেখুন।
- B. i) নং প্রশ্নের উত্তরের জন্য পাঠ্যাংশের 5.3 একক দেখুন।
ii) নং প্রশ্নের উত্তরের জন্য পাঠ্যাংশের 5.3.3 একক দেখুন।
iii) নং প্রশ্নের উত্তরের জন্য পাঠ্যাংশের 5.3.4 একক দেখুন।

সর্বশেষ প্রশ্নাবলী

1. নং প্রশ্নের উত্তরের জন্য পাঠ্যাংশের 5.2.1 একক দেখুন।
2. নং প্রশ্নের উত্তরের জন্য পাঠ্যাংশের 5.2.2 একক দেখুন।
3. নং প্রশ্নের উত্তরের জন্য পাঠ্যাংশের 5.2.2 ও 5.2.3 একক দেখুন।
4. নং প্রশ্নের উত্তরের জন্য পাঠ্যাংশের 5.3.1 ও 5.3.2 একক দেখুন।
5. নং প্রশ্নের উত্তরের জন্য পাঠ্যাংশের 5.3.3 একক দেখুন।
6. নং প্রশ্নের উত্তরের জন্য পাঠ্যাংশের 5.3.4 একক দেখুন।
7. নং প্রশ্নের উত্তরের জন্য পাঠ্যাংশের 5.3.5.1 ও 5.3.5.2 একক দেখুন।

5.7 গ্রন্থপঞ্জী

1. Barry, R.J. and Chorley R. G., Atmosphere, Weather and Climate, Meltun & Co. London, 1992.
2. Crichfield, H.R. General Climatology, Prentice Hall, India Ltd. New Delhi, 1975.
3. Gentilli, J. Airmasses of the Southern Hemisphere Weather, Vol - 4, 1949.
4. Petterssen, S., Introduction to Meteorology McGraw Hill Book Co. New York, 1968.
5. Trewartha, G. T., An Introduction to Climate, McGraw Hill Kongunusha Ltd. Tokyo, 1968.
6. Saha, Pijuskanti & Bhattacharya, Prabhat Kumar, আধুনিক জলবায়ুবিদ্যা, পশ্চিমবঙ্গ রাজ্য পুস্তক পর্ষৎ।

একক 6 □ ঘনীভবন, ঘনীভবনের প্রকারভেদ ও বাষ্পীভবন (Condensation - Process and Form and Evaporation)

গঠন

6.1 প্রস্তাবনা

উদ্দেশ্য

6.2 ঘনীভবন

6.2.1 বায়ু শীতল হওয়ার বিভিন্ন পদ্ধতি

6.2.2.1 বায়ুর উর্দ্ধগমন বা উল্লম্ব প্রবাহ ও রুদ্ধতাপ উষ্ণতার পরিবর্তন
(Adiabatic Temperature changes)

6.2.1.2 সুস্থিত ও অসুস্থিত আবহমণ্ডল এবং ঘনীভবনের সঙ্গে সম্পর্ক (Stable and unstable atmosphere and its relation with condensation)

6.2.2 ঘনীভবনের কেন্দ্রবিন্দু (Condensation Nuclei)

6.2.3 দ্রবণের প্রভাব ও বক্রতার প্রভাব (Solute effect and curvature effect)

6.2.4 ঘনীভবনের ফলাফল

6.3 বাষ্পীভবন

6.3.1 বাষ্পীভবনের কারণ ও প্রক্রিয়া

6.3.2 বাষ্পীভবনের হার নির্ণয়

6.4 সারাংশ

6.5 সর্বশেষ প্রশ্নাবলী

6.6 উত্তরমালা

6.7 গ্রন্থপঞ্জী

6.1 প্রস্তাবনা

আবহ ও জলবায়ুবিদ্যার ছাত্রছাত্রী হিসেবে আপনারা এ পর্যন্ত অনেক কিছুই জেনেছেন। আপনারা জানেন সমস্ত বায়ুতেই প্রচুর জলীয় বাষ্প থাকে। বিভিন্ন পরিস্থিতিতে এই জলীয় বাষ্পের ঘনীভবন ঘটে। ঘনীভবনের ফলে সৃষ্টি হয় কুয়াশা, শিশির তুহিন, মেঘ প্রভৃতি। আবহাওয়া ও জলবায়ুতে তাই ঘনীভবনের

গু(ত্র অপরিসীম। আবার বায়ুতে জলীয় বাষ্পের সঞ্চার ঘটে বাষ্পীভবনের ফলে। তাই বাষ্পীভবন ও প্রস্বেদন এই দুই প্রক্রিয়া সম্পর্কে না জানলে ঘনীভবনের সম্পর্কে জানা সঠিক ও পূর্ণ হয় না। তাই এই অধ্যায়ে বাষ্পীভবন ও প্রস্বেদন সম্পর্কেও আলোচনা করা হয়েছে।

উদ্দেশ্য

এই এককটি পড়ে আপনি

- ঘনীভবন, উর্ধ্বপাতন ও বাষ্পীভবন কাকে বলে বুঝিয়ে দিতে পারবেন
- বায়ু শীতল হওয়ার বিভিন্ন পদ্ধতি ও তার সাথে ঘনীভবনের সম্পর্ক ব্যাখ্যা করতে পারবেন
- সুস্থিত ও অসুস্থিত বায়ুমণ্ডল সম্পর্কে আলোচনা করতে পারবেন
- ঘনীভবন প্রক্রিয়া ও ঘনীভবনের বিভিন্ন রূপ ব্যাখ্যা করতে পারবেন
- বাষ্পীভবনের কারণ ও হার নির্ধারণ করতে পারবেন

6.2 ঘনীভবন

ঘনীভবনের সাথে অঙ্গাঙ্গীভাবে জড়িত বায়ুর আর্দ্রতা বা বায়ুতে অবস্থিত জলীয় বাষ্পের পরিমাণ। একটি বায়ুতে যত পরিমাণ জলীয় বাষ্প থাকে তাকে ঐ বায়ুর সাধারণ আর্দ্রতা বলে। কিন্তু আর্দ্রতা তাপমাত্রার সাথে পরিবর্তিত হয়। সুতরাং একটি নির্দিষ্ট তাপমাত্রার একটি নির্দিষ্ট আয়তনের বায়ুর একটি নির্দিষ্ট পরিমাণ জলধারণ (মতা থাকে। বায়ুর আর্দ্রতামাফিক অপর একক হল আপেক্ষিক আর্দ্রতা যা শতকরা হারে প্রকাশ করা হয়। একটি নির্দিষ্ট আয়তনের বায়ুর একটি নির্দিষ্ট তাপমাত্রায় যতটা জলধারণ (মতা এবং ঐ বায়ুতে ঠিক যতটা জলীয় বাষ্প আছে তার হারকে আপেক্ষিক আর্দ্রতা বলে। একটি নির্দিষ্ট আয়তনের বায়ুর একটি নির্দিষ্ট তাপমাত্রায় যতটা জলধারণ (মতা ঐ বায়ুতে ঠিক ততটা জলীয় বাষ্প থাকলে তাকে সম্পৃক্ত (Saturated) বায়ু বলা হয়। সম্পৃক্ত বায়ুর আপেক্ষিক আর্দ্রতা 100%। যদি জলীয় বাষ্প কম থাকে তাহলে তাকে অসম্পৃক্ত বায়ু বলে। অসম্পৃক্ত বায়ুর আপেক্ষিক আর্দ্রতা শতকরা 100 ভাগের কম।

যে পদ্ধতিতে বায়ুর জলীয় বাষ্প জলে বা কঠিন বরফে পরিণত হয় তাকে ঘনীভবন বলে। যদিও বায়বীয় থেকে সরাসরি কঠিন অবস্থায় রূপান্তরকে উর্ধ্বপাতন বলা হয়। মেঘ, কুয়াশা, শিশির প্রভৃতি ঘনীভবনের ফলে উৎপন্ন হয়। যদি বায়ুতে আয়তন, তাপমাত্রা, চাপ ও আর্দ্রতা এই পরস্পর সম্বন্ধ যুক্ত শর্তগুলি পরিবর্তিত হয় তবেই ঘনীভবন ঘটে। যেমন কোন নির্দিষ্ট আয়তনের বায়ুর আয়তন ঠিক রেখে যদি তাপমাত্রার পরিবর্তন করা হয় তাহলে ঘনীভবন ঘটবে। আবার নতুন করে কোন তাপমাত্রা প্রয়োগ না করে যদি বায়ুর আয়তন বৃদ্ধি করা হয় তাহলেও ইউনিট প্রতি তাপমাত্রা কমে যাবে এবং ঘনীভবন ঘটবে।

তাপমাত্রা ও আয়তনের যৌথ পরিবর্তন হলেও ঘনীভবন ঘটবে এবং যদি অন্যান্য শর্ত একই রেখে শুধুমাত্র বায়ুতে বাষ্পীভবনের মাধ্যমে প্রচুর জলীয় বাষ্প যুক্ত করা হয় তাহলেও ঘনীভবন ঘটতে পারে।

ঘনীভবন দুটি শর্তের (variable) উপর নির্ভরশীল। a) বায়ুতে জলীয় বাষ্পের পরিমাণ ও b) উত্তর বায়ুর তাপমাত্রা। যেহেতু উত্তাপ বৃদ্ধির সাথে সাথে বায়ুর জলীয় বাষ্প ধারণ (মত) কমে যায় সেহেতু একটি নির্দিষ্ট পরিমাণ বায়ুকে যদি ত্র(মাগত শীতল করা হয়। তাহলে একটা সময় ঐ বায়ুতে ঘনীভবন শুরু হবে। যে তাপমাত্রায় ঘনীভবন শুরু হয় তাকে শিশিরাক্ষ (dewpoint) বলা হয়। একটি নির্দিষ্ট আয়তনের বায়ু কখন শিশিরাক্ষে পৌঁছাবে তা সম্পূর্ণভাবে নির্ভর করে বায়ুর আপেক্ষিক আর্দ্রতার উপরে। যদি বায়ুর আপেক্ষিক আর্দ্রতা বেশি হয় তাহলে বায়ুকে অল্প শীতল করলেই ঘনীভবন শুরু হয়।

6.2.1 বায়ু শীতল হওয়ার বিভিন্ন পদ্ধতি :

সুতরাং জলীয় বাষ্পের ঘনীভবন বা উর্ধ্বপাতনের জন্য বায়ুকে শীতল করা প্রয়োজন। বায়ু শীতল হবার বিভিন্ন প্রক্রিয়া আছে। এই প্রক্রিয়োগুলিকে নিম্নরূপ শ্রেণীভুক্ত করা যায়।

(A) রুদ্ধতাপ (adiabatic) প্রক্রিয়া বা বায়ুচাপ পরিবর্তনজনিত প্রক্রিয়া :

এই প্রক্রিয়া দুটি উপায়ে সংঘটিত হতে পারে।

- i) যদি কোন কারণে ভূসংলগ্ন বায়ুর চাপ হ্রাস পায় তাহলে বায়ু প্রসারিত ও শীতল হয়। ফলে বায়ু শিশিরাক্ষে পৌঁছায় ও ঘনীভবন ঘটে। এই প্রক্রিয়ায় কুয়াশা সৃষ্টি হতে পারে।
- ii) পরিচলনের ফলে অথবা অসমতল ভূপৃষ্ঠ ও ফ্রন্ট বা সীমান্ত বরাবর বায়ুর যদি উর্ধ্বগমন ঘটে তাহলে চাপ হ্রাস, প্রসারণ ও শীতলীকরণ এবং ফলতঃ ঘনীভবন ঘটে।

(B) ডায়াবেটিক (diabatic) প্রক্রিয়া বা তাপ হ্রাসজনিত প্রক্রিয়া :

তাপ হ্রাস বিভিন্ন কারণে ঘটতে পারে। যেমন :

- i) যদি কোন নির্দিষ্ট আয়তনের বায়ু ত্র(মশঃ বিকিরণ পদ্ধতি শীতল হয় তবে উত্তর বায়ুর ঘনীভবন ঘটতে পারে। যদি আর্দ্র বায়ুর এইরূপ ঘনীভবন ঘটে তবে কুয়াশা অথবা মেঘের সৃষ্টি হতে পারে।
- ii) যদি কোন উষ্ণ ও আর্দ্র বায়ু শীতল ভূভাগের উপর দিয়ে প্রবাহিত হয় তবে উত্তর বায়ুর শীতলীভবন ও ঘনীভবন ঘটতে পারে। এর কুয়াশা ও মেঘের সৃষ্টি হতে পারে।
- iii) এছাড়া যদি উষ্ণ ও আর্দ্র বায়ু শীতল বায়ুর সঙ্গে মিশ্রিত হয় তবে শীতলী ভবন ও ঘনীভবন ঘটতে পারে এবং আর্দ্রতার পরিমাণ বেশী থাকলে মেঘেরও সৃষ্টি হতে পারে।

উপরিউক্ত বিভিন্ন শীতলীকরণ প্রক্রিয়ার মধ্যে বায়ুর উর্ধ্বগমনই সর্বাপেক্ষা উল্লেখযোগ্য।

6.2.1.1 বায়ুর উর্ধ্বগমন বা উল্লম্ব প্রবাহ ও পরিবর্তন :

সাধারণতঃ ভূ সংলগ্ন অঞ্চলে বায়ুর শীতলীকরণ ও ঘনীভবনের জন্য ডায়াবেটিক (diabatic) প্রক্রিয়া সমূহ অর্থাৎ বিকিরণ, পরিবহন ও আনুভূমিক মিশ্রণই দায়ী। কিন্তু উর্ধ্বাকাশে বায়ুর শীতলীকরণের জন্য বায়ুর উর্ধ্বগমন বা উল্লম্ব প্রবাহই অধিক উল্লেখযোগ্য। বায়ু যেহেতু তাপের কুপরিবাহী, কোন নির্দিষ্ট আয়তনের বায়ু উর্ধ্বগমনের সামিল হলে তার তাপীয় বৈশিষ্ট্য বজায় থাকে। উপরে ওঠার সাথে সাথে বায়ুচাপের হ্রাস ঘটে ফলতঃ বায়ু প্রসারিত হয়ে ঠাণ্ডা হয়। এইভাবে কোন নতুন তাপ সংযোজন বা বিয়োজন না করে বায়ুর ঠাণ্ডা বা উষ্ণ(হওয়াকে রুদ্ধতাপ উষ্ণতার পরিবর্তন বা অ্যাডিয়াবেটিক তাপমাত্রার পরিবর্তন বলা হয়। ঘনীভবনের ক্ষেত্রে এই পরিবর্তন অত্যন্ত উল্লেখযোগ্য ভূমিকা গ্রহণ করে।

শুষ্ক ও আর্দ্র রুদ্ধতাপ হ্রাসের হার (Dry and Wet adiabatic lapse rate) : একটি ত্রিমাত্রিক (মাগত উর্ধ্বগামী বায়ু চাপ হ্রাস হেতু শীতল হয়। শুষ্ক বায়ুর ক্ষেত্রে এই শীতলীভবনের একটি নির্দিষ্ট হার আছে যা শুষ্ক রুদ্ধতাপে হ্রাসের হার বা DALR (Dry Adiabatic Lapse Rate) নামে পরিচিত। এই হার প্রায় প্রতি কিমিতে 9.8°C কিন্তু মুশকিল হল এই যে নির্দিষ্ট হারে যখন উর্ধ্বগামী বায়ুর তাপমাত্রা কমতেই থাকে তখন অবশ্যম্ভাবী হয়ে পড়ে ঘনীভবন। যখন ঘনীভবন ঘটে তখন জলীয় বাষ্প লীন তাপ (Latent Heat) ত্যাগ করে জলে রূপান্তরিত হয়। এই উৎপাদিত লীন তাপ বায়ুকে নির্দিষ্ট হারে শীতল হতে বাধা দান করে। ফলে বায়ুর তাপ হ্রাসের হার কমে যায়। একে সম্পূর্ণ আর্দ্র রুদ্ধতাপ হ্রাসের হার বা SALR (Saturated or wet Adiabatic Lapse Rate) বলা হয়। এই হার প্রতি কিমিতে 4°C পর্যন্ত হতে পারে। কিন্তু তাপমাত্রা যত কমতে থাকে তত এই হার বৃদ্ধি পায় এবং -40°C তাপমাত্রায় এই হার প্রতি কিমিতে 9°C পর্যন্ত হয়।

6.2.1.2 সুস্থিত ও অসুস্থিত বায়ুমণ্ডল ও ঘনীভবনের সঙ্গে তার সম্পর্ক (Stable and unstable atmosphere and its relation with condensation)

এতদ্বারা ধরে যে আলোচনা হল তাতে এটা পরিষ্কার যে বায়ুর ঘনীভবনের জন্য বায়ুর শীতলীকরণ দরকার এবং শীতলীকরণের জন্য বায়ুর উল্লম্বপ্রবাহ বা উর্ধ্বগতির প্রয়োজন। সুতরাং আমাদের আবহমণ্ডলের সেই শর্তগুলি জানা দরকার যা উর্ধ্বপ্রবাহকে সাহায্য বা প্রতিরোধ করে। বায়ুতে উর্ধ্বপ্রবাহ থাকবে কি না তা বোঝাবার জন্য সাধারণতঃ সুস্থিত (Stable) বা অসুস্থিত (Unstable) এই শব্দ দুটি প্রয়োগ করা হয়।

যে বায়ুতে কোন প্রকার উর্ধ্বপ্রবাহ বা উল্লম্ব প্রবাহ নেই অথবা যে বায়ু কোন কারণে উর্ধ্বগতি বা নিম্নগতি প্রাপ্ত হলেও পুনঃরায় নিজের স্থানে ফিরে আসে তাকেই সুস্থিত (Stable) বায়ু বলা হয়। যদি অসম্পূর্ণ বায়ুর উর্ধ্বগমন বা অধোগমন ঘটে তাহলে সাধারণতঃ সেই বায়ু পুনরায় নিজের স্থানে ফিরে আসে। যেমন — ধরা যাক একটি নির্দিষ্ট আয়তনের অসম্পূর্ণ বায়ু কোন কারণে উর্ধ্বগমন বাধ্য হল। এই বায়ু

শুষ্ক (দ্রুত তাপ হ্রাসের হার অনুযায়ী শীতল হবে যা প্রতি কিমিতে 9°C । কিন্তু পাত্তী বায়ুমণ্ডল সাধারণ আবহমণ্ডলের তাপ হ্রাস হার (Normal Atmospheric Lapse rate) অনুযায়ী শীতল হবে যা প্রতি কিমিতে 6.4°C । সুতরাং বায়ুটি তার পাত্তী বায়ু অপেক্ষা অধিক শীতল ও ভারী হয়ে নিচে তার পূর্বস্থানে নেমে আসবে। তেমনি যদি কোন অসম্পৃক্ত বায়ুর অধোগমন ঘটে তাহলে ঐ বায়ু তার পাত্তী বায়ু অপেক্ষা অধিক উষ্ণ হয়ে পড়ে এবং পুনরায় তার নিজের স্থানে ফিরে আসে। যদি কোন কারণে বায়ুমণ্ডলের তাপ হ্রাসের হার প্রতি কিমিতে 4.2°C এর কম হয় তবে সেই বায়ু সম্পূর্ণভাবে সুস্থিত (Completely or Absolutely Stable) হয়। সাধারণতঃ বৈপরিত্য উত্তাপ হলে বায়ু সম্পূর্ণরূপে সুস্থিত হয়।

যদি বায়ুমণ্ডলের তাপ হ্রাসের হার কোন কারণে বৃদ্ধি পায় এবং তা শুষ্ক (দ্রুত তাপ হ্রাসের হারকে অতিক্রম করে যায় তাহলে বায়ু অসুস্থিত হয়ে পড়ে এবং অসুস্থিত বায়ুর ত্রমাগত উর্ধ্বগমন বা অধোগমন ঘটে থাকে কখনোই পূর্বস্থানে ফিরে আসে না। কারণ বায়ুমণ্ডলের তাপ হ্রাসের হার বেশী হবার জন্য এই বায়ু সবসময়েই তার পাত্তী বায়ু অপেক্ষা উষ্ণ (উর্ধ্বগমনের ক্ষেত্রে) এবং শীতল (অধোগমনের ক্ষেত্রে) থাকে ফলে এর উর্ধ্ব বা অধোগমন অব্যাহত থাকে।

সাধারণতঃ বায়ু দুটি কারণে অসুস্থিত হয়ে পড়ে। (i) যদি বায়ু কোন উচ্চ ভূভাগের উপর দিয়ে উপরে উঠতে বাধ্য হয় এবং যদি ঐ বায়ুর আপেক্ষিক আর্দ্রতা এমন থাকে যে অল্প দূর ওঠার পরই ঘনীভবন শুরু হয়ে যায় তাহলে বায়ু আর্দ্র (দ্রুত তাপ হ্রাসের হার অনুযায়ী শীতল হতে আরম্ভ করে যা সবসময়েই বায়ুমণ্ডলের তাপ হ্রাসের হার অপেক্ষা কম। ফলে বায়ু ত্রমাগত অসুস্থিত হয়ে পড়ে এবং উপরে উঠতেই থাকে। একে শর্তসাপেক্ষ অসুস্থিততা (Conditional Instability) বলা হয় কারণ উচ্চ ভূভাগের অবস্থান এখানে বায়ুর অসুস্থিততার জন্য দায়ী।

(ii) যদি অত্যন্ত উষ্ণ ও আর্দ্র বায়ু কোন কারণে উর্ধ্বগমনের সামিল হয় জলীয় বাষ্পাধিক্য হেতু সেই বায়ুতে ঘনীভবন শুরু হয় এবং বায়ু আর্দ্র (দ্রুত তাপ হ্রাসের হার অনুযায়ী শীতল হতে আরম্ভ করে যা বায়ুমণ্ডলের তাপ হ্রাসের হার অপেক্ষা কম। ফলে বায়ু ত্রমাগতই উপরের দিকে উঠতে থাকে। একে পরিচলনজনিত অসুস্থিততা (Convective Instability) বলা হয়।

6.2.2 ঘনীভবনের কেন্দ্রবিন্দু

ঘনীভবনের প্রয়োজনীয় শর্তগুলি হল — বায়ুর উর্ধ্বগমন বা উর্ধ্বপ্রবাহ, শীতলীকরণ, সম্পৃক্ততা ও শিশিরাঙ্ক। কিন্তু কোন বায়ু শুধুমাত্র সম্পৃক্ত হলেই বা শিশিরাঙ্কে পৌঁছালেই ঘনীভবন আরম্ভ হবে না। দেখা গেছে বায়ু যদি খুব পরিষ্কার হয় অর্থাৎ তাতে কোন সূক্ষ্মাতিসূক্ষ্ম কঠিন বস্তু না থাকে তবে সেই বায়ুর আপেক্ষিক আর্দ্রতা 400% পর্যন্ত নামিয়ে আনলেও তার ঘনীভবন ঘটে না। অর্থাৎ ঘনীভবনের জন্য

অন্যতম প্রয়োজনীয় শর্ত হল সূক্ষ্ম কঠিন বস্তুর অবস্থান থাকে ঘনীভবনের কেন্দ্রবিন্দু (Condensation Nuclei) বলা হয়, যাকে কেন্দ্র করে ঘনীভবন প্রথম শুরু হয় এবং এইরূপ কঠিনবস্তু বা এ্যারোসল যদি বায়ুতে থাকে তবেই বায়ু 100% আপেক্ষিক আর্দ্রতায় পৌঁছালে বা 100% এর কাছাকাছি পৌঁছালেই তার ঘনীভবন শুরু হয়ে যায়।

ঘনীভবন সবসময়ই কোন বর্হিবস্তুর উপরে শুরু হয়। শিশির বা তুহিনের ক্ষেত্রে গাছের পাতা, ভূমিতল বা কোন বাড়ি, ঘর, জানালার কাঁচ ইত্যাদির উপর ঘনীভবন শুরু হয়। উর্ধ্বাকাশে ঘনীভবন শুরু হয় এ্যারোসল অর্থাৎ সূক্ষ্ম ধূলিকণা, লবণ কণা, ধোঁয়া বা কোন রাসায়নিক যৌগ ইত্যাদিকে ঘিরে। বিশেষ করে আর্দ্রতাগ্রাহী কণা (Hygroscopic Nuclei) এ বিষয়ে উল্লেখযোগ্য ভূমিকা গ্রহণ করে। লবণকণা আর্দ্রতাগ্রাহী কণা হিসেবে উল্লেখযোগ্য। লবণকণা সাধারণতঃ সমুদ্র ফেনা ফেটে বাতাসে প্রবেশ করে। সূক্ষ্ম মাটির কণা, বিভিন্ন দহনজাত, পদার্থ, আগ্নেয়গিরি অগ্ন্যুৎপাতের ফলে সৃষ্ট সূক্ষ্ম কণা প্রভৃতি উল্লেখযোগ্য এ্যারোসল।

সাধারণতঃ এই এ্যারোসল বা ঘনীভবনের কেন্দ্রবিন্দুগুলির অবকৃতি 0.001 মাইক্রন থেকে 10 মাইক্রন পর্যন্ত দেখা যায়। অতি সূক্ষ্ম কণাগুলিকে কার্যকরী করতে হলে অতি মাত্রায় সম্পৃক্ত বায়ু দরকার আবার অতিরিক্ত বৃহদাকৃতির কণাগুলি বেশী বাতাসে ভেসে থাকতে পারে না। সাধারণতঃ সমুদ্র অঞ্চলে প্রতি কিউবিক সেন্টিমিটারে দশ ল এবং স্থল অঞ্চলে প্রতি কিউবিক সেন্টিমিটারে পঞ্চাশ থেকে ষাট ল ঘনীভবনের কেন্দ্রবিন্দু থাকে।

আর্দ্রতাগ্রাহী কণাগুলি দ্রবণীয়। ফলে এই কণাগুলির উপর সম্পৃক্ত বাষ্পচাপ (Saturation vapour pressure) খুব কম হয়। ফলে বায়ু পুরোপুরি সম্পৃক্ত হবার আগেই ঘনীভবন প্রক্রিয়া শুরু হয়ে যেতে পারে। এমনও দেখা গেছে যে যদি আর্দ্রতাগ্রাহী কণার পরিমাণ বাতাসে বেশী থাকে তাহলে আপেক্ষিক আর্দ্রতা 78% হলেই ঘনীভবন শুরু হয়ে যায়।

6.2.3 দ্রবণের প্রভাব ও বক্রতার প্রভাব (Solute effect and curvature effect)

অন্যান্য সমস্ত শর্ত যদি ঘনীভবনের সপক্ষে হয় তাহলেও ঘনীভবন ঘটানোর জন্য দুটি পর্যায় অতিক্রম করতে হয়। আর্দ্রতাগ্রাহী কণাগুলির দ্রবণ (মতের উপর নির্ভর করে ঘনীভবন কত আপেক্ষিক আর্দ্রতায় শুরু হবে। যদি কণাগুলির দ্রবণ (মত) অত্যন্ত বেশী হয় তাহলে আপেক্ষিক আর্দ্রতা 100% এর নীচে থাকতেই অর্থাৎ বায়ু সম্পূর্ণরূপে সম্পৃক্ত হবার আগেই ঘনীভবন শুরু হয় এবং যদি কণাগুলির দ্রবণ (মত) কম হয় তাহলে বায়ু সম্পৃক্ত হওয়া দরকার। আর্দ্রতাগ্রাহী কণাগুলির এই ভূমিকাকে দ্রবণের প্রভাব বা Solute effect বলা হয়।

প্রথম যখন জলকণাটি সৃষ্টি হয় তখন এর আবরণটি অত্যন্ত পাতলা ও টানটান থাকে। ঠিক সাবান ফেনার বুদবুদের মত। তখন এই প্রথম সৃষ্ট জলকণাটি আর চট করে বড় হতে পারে না। কারণ এর আবরণের উপর কোন চাপ পড়লে কণাটি কেটে নষ্ট হয়ে যেতে পারে। একেই বত্র(তার প্রভাব বলা হয়। এর ফলে কণাটির আকৃতি বৃদ্ধির জন্য অনেক বেশী আপেক্ষিক আর্দ্রতার দরকার হয় (100%-এর বেশী)। তবে কণাটির আকৃতি 2 -3 মাইক্রন হয়ে গেলে বত্র(তার প্রভাব আর থাকে না। ফলে দ্রবণের প্রভাব ও বত্র(তার প্রভাব উভয়েই কণাটির প্রথম সৃষ্টির উল্লেখযোগ্য দুটি পর্যায় কিন্তু কণাটি বড় হয়ে গেলে এগুলির আর কোন ভূমিকা নেই।

যখন জলকণাগুলি একবার সৃষ্টি হয়ে গেল তারপর তার আকৃতি বৃদ্ধির প্রক্রিয়াটি অত্যন্ত জটিল এবং এখনো বহুলাংশে অনাবিষ্কৃত রয়ে গেছে। যখন জলকণাগুলির আকৃতি বড় হয়ে যায় তখন বৃদ্ধির হার উল্লেখযোগ্যভাবে কমে যায়। i) বড় জলকণাগুলির আকৃতি বৃদ্ধির জন্য প্রচুর জল দরকার, ii) ঘনীভবনের ফলে উৎপাদিত নীল তাপ ঘনীভবন প্রক্রিয়াকে বাধা দান করে, iii) যতটা জল পাওয়া যায় তা নিয়ে জলবিন্দুগুলির মধ্যে কাড়াকাড়ি পড়ে যায়।

যাই হোক ঘনীভবনের ফলে সৃষ্ট জলকণা বা মেঘকণা (যার ব্যাস < 1 থেকে 100 মাইক্রন পর্যন্ত) ও বৃষ্টিবিন্দুর মধ্যে (যার ব্যাস 1 মিলিমিটার) আকৃতিগত পার্থক্য অনেকখানি। এর ফলে মনে হয় যে শুধুমাত্র ঘনীভবন প্রক্রিয়াতে মেঘকণা থেকে বৃষ্টিবিন্দু সৃষ্টি হওয়া সম্ভবপর নয়। কারণ নীচে পড়ার আগে বৃষ্টিবিন্দুর অনেকাংশেই পুনরায় বাষ্পীভূত হয়ে যায়। ফলে বৃষ্টিবিন্দু সৃষ্টিতে অন্য কোন প্রক্রিয়া ত্রি(য়াশীল। এ সম্পর্কে যে বিভিন্ন তত্ত্ব আছে তা আমরা পরবর্তী অধ্যায়ে জানবো।

6.2.4 ঘনীভবনের ফলাফল

যদি ভূমিপৃষ্ঠের কাছাকাছি ঘনীভবন ঘটে তাহলে ঘনীভবনের ফলে আমরা কুয়াশা, শিশির, তুহিন ইত্যাদির সৃষ্টি হতে দেখি কিন্তু ঘনীভবন যদি উর্ধ্বাকাশে ঘটে তাহলে বিভিন্ন প্রকার মেঘের সৃষ্টি হয়।

1 ভূপৃষ্ঠের কাছাকাছি ঘনীভবনের ফলাফল :

শিশির এবং তুহিন দীর্ঘ রাত্রিকালে ভূপৃষ্ঠ থেকে ত্র(মাগত বিকিরণ ও পরিবহন পদ্ধতিতে অত্যন্ত শীতল হয়ে পড়ে। যদি এইভাবে ভূপৃষ্ঠ সংলগ্ন নিম্ন কয়েক ইঞ্চি বায়ুস্তরের উষ্ণতা শিশিরাক্ষের নীচে চলে যায় তাহলেই শিশির বা তুহিন সৃষ্টি হয়। যদি বায়ুর তাপমাত্রা 0°C এর উপরে থাকে তাহলে শিশির এবং তাপমাত্রা যদি 0°C এর নীচে হয় তাহলে তুহিন সৃষ্টি হয়। শিশির বা তুহিন সৃষ্টির অন্যান্য সহযোগী কারণগুলি হল — (a) মেঘমুক্ত(রাত্রি - মেঘমুক্ত(রাত্রি বিকিরণকে সাহায্য করে। ফলে ভূপৃষ্ঠ দ্রুত শীতল হয়ে যায়। (b) বায়ুহীন অবস্থাও শিশির বা তুহিন সৃষ্টির উপযোগী কারণ বায়ু বেশী প্রবাহিত হলে বাতাস ত্র(মাগত মিশ্রিত হতে থাকে এবং এই মিশ্রণ বাতাসের

নীচের অংশকে ঠাণ্ডা হতে দেয় না। (c) শিশির বা তুহিন সৃষ্টির জন্য কিছুটা আর্দ্রতারও প্রয়োজন। বায়ুমণ্ডল প্রায় শুষ্ক হলে ঘনীভবন প্রক্রিয়া শু(হতে পারে না। এই সমস্ত কারণের সম্মিলিত ফল হিসাবে পৃথিবীপৃষ্ঠ সংলগ্ন বস্তুর গায়ে শিশির বা তুহিন দেখা যায়।

কুয়াশা — কুয়াশাও যদিও ভূপৃষ্ঠের সংলগ্ন বায়ুস্তরেই ঘটে তবুও তুহিন বা শিশির অপেক্ষা অধিক বায়ুস্তর এতে যুক্ত থাকে। কুয়াশা সৃষ্টির জন্যও দীর্ঘ, মেঘমুক্ত(রাত্রি, বায়ু চলাচল বন্ধ থাকা ও আর্দ্রতার প্রয়োজন। বৈপরীত্য উত্তাপ কুয়াশা সৃষ্টির সহায়ক অবস্থা। সৃষ্টির কারণের তারতম্য অনুসারে কুয়াশাকে কতগুলি শ্রেণীতে বিভক্ত(করা যায়

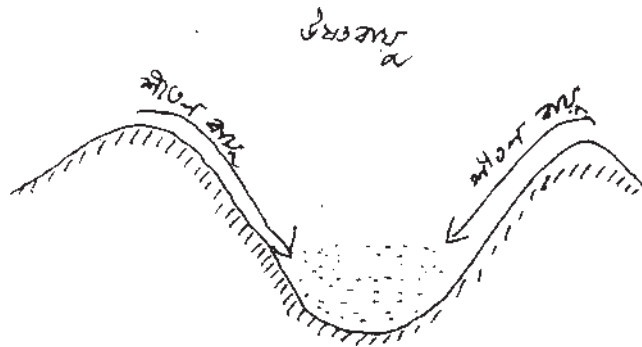
a) বিকিরণ জনিত কুয়াশা (Radiation Fog)

b) মিশ্রণ জনিত কুয়াশা (Advection Fog)

d) সীমান্ত কুয়াশা (Frontal Fog)

এর মধ্যে উপরোক্ত(দুই শ্রেণী একটি বায়ুপুঞ্জ(অর্থাৎ ব্যারোট্রপিক আবহমণ্ডলে সৃষ্টি হয় কিন্তু সর্বশেষ বিভাগটি অর্থাৎ সীমান্ত কুয়াশা ব্যারোক্লিনিক আবহমণ্ডলে সৃষ্টি হয়।

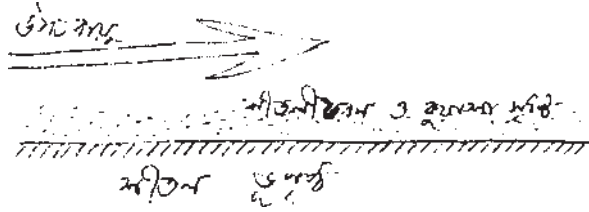
বিকিরণজনিত কুয়াশা — বিকিরণজনিত কুয়াশাকে আবার কতগুলি শ্রেণীতে বিভক্ত(করা যায়। তার মধ্যে সবথেকে বেশী দেখা যায় ক) বিকিরণ জনিত ভূমি কুয়াশা (Radiation ground Fog)। যখন কোন মোটামুটি আর্দ্র বায়ু একটি অত্যন্ত শীতল ভূপৃষ্ঠের উপর থাকে তাহলে বিকিরণজনিত ভূমি বা গ্রাউন্ড কুয়াশা সৃষ্টি হয়। এই কুয়াশা সৃষ্টির অপর সহায়ক কারণ হল কুয়াশা সৃষ্টির ঠিক আগের দিন মেঘাচ্ছন্ন আকাশ ও বৃষ্টিপাত। মেঘাচ্ছন্ন আকাশ আগত সৌর বিকিরণের পরিমাণকে কমিয়ে দেয় ফলে পরিষ্কার রাত্রিকালে বিকিরণ অতি সহজেই ভূপৃষ্ঠকে ঠাণ্ডা করে দেয় এছাড়া বৃষ্টি বাতাসের আর্দ্রতাকে বৃদ্ধি করে। খ) এছাড়া নিম্ন উপত্যকা অঞ্চলে পাহাড়বর্তী অঞ্চল থেকে যখন ঠাণ্ডা বাতাস নেমে আসে তখন বৈপরীত্য উত্তাপ তথা কুয়াশা সৃষ্টি হতে পারে। (চিত্র নং 6.1)



চিত্র নং 6.1 বৈপরীত্য উত্তাপ ও উপত্যকা কুয়াশা

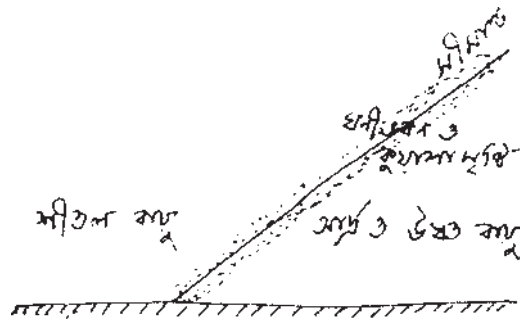
ভূপৃষ্ঠ থেকে 400 - 2000 ফুট উচ্চতায় বৈপরীত্য উত্তাপ তথা কুয়াশা সৃষ্টি হতে পারে। সাধারণতঃ দিনের বেলা এই কুয়াশা উচ্চ কুয়াশা রূপে উঁচুতে থাকে কিন্তু রাত্রিবেলা নিচে নেমে এসে অত্যন্ত ঘন কুয়াশা সৃষ্টি করে। মে(দেশীয় সামুদ্রিক বায়ু যখন মহাদেশ অঞ্চলে স্থিতিশীল হয়ে যায় তখন এইরূপ কুয়াশা সৃষ্টি হয়।

মিশ্রণজনিত কুয়াশা — বায়ুর আনুভূমিক স্থানান্তরণ এই কুয়াশা সৃষ্টির জন্য দায়ী। বিশেষতঃ উষ্ণ ও আর্দ্র বায়ু যখন ঠাণ্ডা ভূমিভাগের উপর দিয়ে বিস্তার লাভ করে তখন বিকিরণ ও পরিবহনের ফলে উষ্ণ ও আর্দ্র বায়ুর নিম্নস্তর শীতল হয়ে, ঘনীভবন ও কুয়াশা সৃষ্টি করে (চিত্র 6.2) এই প্রকার কুয়াশা সাধারণতঃ সমুদ্রের ও স্থলবেষ্টিত জলভাগ অঞ্চলের উপরে গ্রীষ্মকালে ও স্থলভাগের উপর শীতকালে দেখা যায়।



চিত্র নং 6.2 আনুভূমিক মিশ্রণ জনিত কুয়াশা

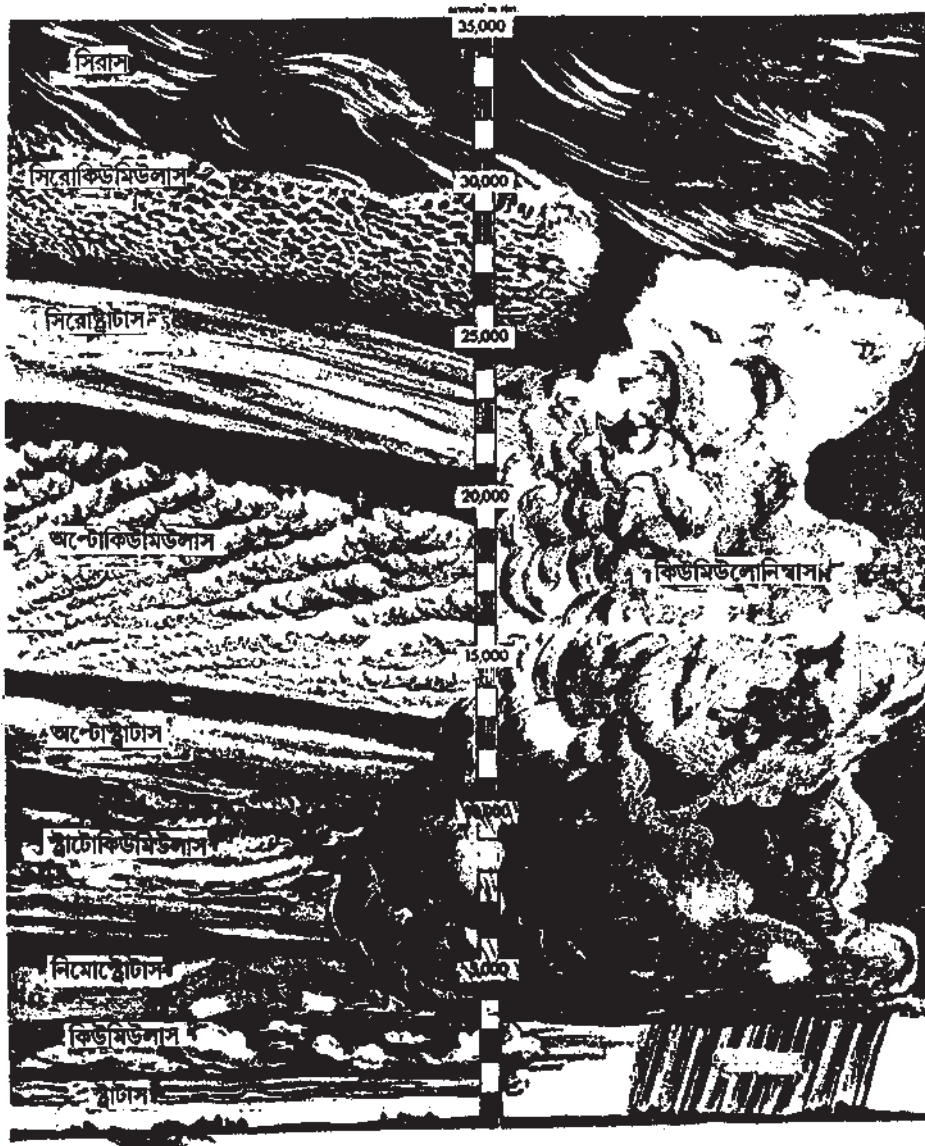
সীমান্ত কুয়াশা — যখন উষ্ণ ও আর্দ্র বায়ু ও শীতল ও শুষ্ক বায়ু সীমান্ত অঞ্চলে মিলিত হয় তখন উষ্ণ ও আর্দ্র বায়ু উপরে উঠে গিয়ে সম্পৃক্ত হয় ও বৃষ্টিপাত ঘটায়। এর ফলে নীচের শীতল বায়ুস্তরের মধ্য দিয়ে যখন বৃষ্টি পড়ে তখন সেই বায়ু সম্পৃক্ত অবস্থায় পৌঁছায় ও কুয়াশা সৃষ্টি করে। এছাড়া উষ্ণ ও আর্দ্র বায়ু যখন সীমান্ত বরাবর উঠে গিয়ে ঘনীভূত হয় তখনও কুয়াশা সৃষ্টি হয়। (চিত্র 6.3)।



চিত্র নং 6.3 সীমান্ত কুয়াশা

ঐ উর্ধ্বাকাশে ঘনীভবন ও বিভিন্ন প্রকার মেঘের সৃষ্টি :

উর্ধ্বাকাশে ঘনীভবনের ফলে বিভিন্ন প্রকার মেঘের সৃষ্টি হয়। মেঘের উচ্চতা অনুসারে শ্রেণী বিভাগ করা হয়। যেমন — i) উচ্চ মেঘ — এর গড় উচ্চতা ৬,০০০ মিটারের বেশী। ii) মাঝারি মেঘ এর গড় উচ্চতা ২০০০ থেকে ৬০০০ মিটারের মধ্যে, iii) নিচ মেঘ — এর গড় উচ্চতা ২০০০ মিটার থেকে ভূপৃষ্ঠ, iv) অত্যন্ত পুঁ(মেঘ — যে মেঘের গড় বিস্তার ৫০০ থেকে ৬০০০ মিটার পর্যন্ত হয়। (চিত্র ৬.৪)।



চিত্র নং ৬.৪ বিভিন্ন প্রকার মেঘের গঠন

এই বিভিন্ন মেঘকে আবার মেঘের গঠন, আকৃতি ও বৃষ্টিপাতের প্রকৃতি অনুযায়ী আবার কতকগুলি শ্রেণীতে বিভক্ত করা যায়।

i উচ্চ মেঘের শ্রেণীবিভাগ : উচ্চ মেঘের উল্লেখযোগ্য শ্রেণীগুলি হল সিরাস (Cirrus = Ci), সিরোস্ট্রাটাস (Cirrostratus = Cs) এবং সিরোকিউমিউলাস (Cirrocumulus = Cc) সিরাস মেঘ পালকের মতো দেখতে। এর গঠন আঁশযুক্ত তুলোর মত। যখন নীল আকাশে এই মেঘ বিচ্ছিন্নভাবে থাকে তখন সবসময় পরিষ্কার আবহাওয়ায় থাকে। কিন্তু অন্য সময় এরা যদি পরপর স্তরে স্তরে সাজানো থাকে তাহলে সাধারণতঃ পরবর্তী খারাপ আবহাওয়ার সূচনা করে। সিরাস মেঘ সবসময়ই কেলাসিত বরফ বা বরফ দানা দিয়ে গঠিত। সিরোস্ট্রাটাস মেঘ একটা পাতলা সাদা চাদরের আবরণের মত সমস্ত আকাশ ঢেকে থাকে ও তার মধ্য থেকে সূর্য ও চন্দ্রকে অস্বচ্ছ দেখা যায় ও তাদের চারদিকে সভা (Halo) বা উজ্জ্বল বৃত্ত তৈরী হয়। সিরোস্ট্রাটাস মেঘ সাধারণতঃ ঝড়ের পূর্বাভাস দেয়। সিরোকিউমিউলাস মেঘ সাদা গোল গোল দেখতে। সাধারণতঃ এই মেঘে ছায়া হয় না। এরা সাধারণতঃ দলবদ্ধ ভাবে বা সারিবদ্ধ ভাবে থাকে। এরকম মেঘমুক্ত আকাশকে ম্যাকারেল আকাশ বলে।

ii মাঝারি মেঘের শ্রেণীবিভাগ : মাঝারি মেঘ সাধারণতঃ দু প্রকার। অল্টোস্ট্রাটাস (Altostratus = As) ও অল্টোকিউমিউলাস (Alto cumulus = Ac) অল্টোস্ট্রাটাস নীলচে বা ছাই রঙের সমান মেঘের চাদর। এদের দেখতে আঁশযুক্ত তুলোর মত। এই মেঘের ভিতর দিয়ে সূর্য ও চন্দ্রকে ফ্যাকাশে আলোর বলের মতো লাগে। এই মেঘ উপরের দিকে সিরোস্ট্রাটাস মেঘের সাথে মিশে যায়। এই মেঘে দীর্ঘ(৭ ধরে সমানে বৃষ্টিপাত হয়। অল্টোকিউমিউলাস মেঘ সিরোকিউমিউলাস মেঘের মতই দেখতে শুধুমাত্র এর আকৃতি একটু বড় বড় গোলাকার এবং এই মেঘে ছায়া পড়ে। এই মেঘ সারিবদ্ধ ভাবে চেউ-এর মতো সাজানো থাকে।

iii নীচু মেঘের শ্রেণীবিভাগ : নীচু মেঘকে স্ট্রাটোকিউমিউলাস (Stratocumulus = Sc), স্ট্রাটাস (Stratus = St) ও নিম্বোস্ট্রাটাস (Nimbostratus = Ns) এই তিনভাগে ভাগ করা যায়। স্ট্রাটোকিউমিউলাস মেঘ দেখতে গোলকাকৃতি। এর গোলকগুলি বড় বড় ও দেখলে মনে হয় খুব নরম। এদের প্রান্তভাগ উজ্জ্বল। সাধারণতঃ গোলকাকৃতি মেঘ সমানভাবে সমস্ত আকাশ ছেয়ে থাকে। স্ট্রাটাস হল ঘন কুয়াশার মত দেখতে নীচু মেঘ। এই মেঘ মৃত্তিকা থেকে কিছুটা উপরে অবস্থান করে। কোন রকম নির্দিষ্ট আকৃতিহীন, ঘন নীচু মেঘকে নিম্বোস্ট্রাটাস বলে। এই মেঘ থেকে অবিরাম বৃষ্টিপাত হয়।

এছাড়া আরো দুই প্রকার মেঘ আছে যাদের উল্লম্ব বিস্তৃতি বা বেধ অনেকখানি। এরা কিউমিউলাস (Cumulus = Cu) এবং কিউমিউলোনিম্বাস (Cumulonimbus = Cb) নামে

পরিচিত। কিউমিউলাস মেঘ দেখতে ফুলকপির মতো কিন্তু এর প্রাস্ততল সমান। সাধারণতঃ কিউমিউলাস মেঘের সাথে আবহাওয়া পরিষ্কার থাকে। তবে কখনো কখনো কিউমিউলাস মেঘ কিউমিউলোনিস্বাস মেঘে পরিণত হয় এবং তা থেকে বজ্র বিদ্যুৎসহ বৃষ্টিপাত ঘটতে পারে। অত্যন্ত উঁচু টাওয়ার বা পাহাড়ের মত পুঁ(মেঘকে কিউমিউলোনিস্বাস মেঘ বলে। এই মেঘের উপরিতল প্রায় সমান থাকে। এই মেঘ অত্যন্ত তীব্র ঝড়ের পূর্বাভাষ এবং এর থেকে বজ্র বিদ্যুৎসহ পশলা বৃষ্টি ও শিলাবৃষ্টি হয়।

আমরা যদি অ(ংশ বরাবর মেঘের বিস্তৃতি দেখি তাহলে কতগুলি বিচিত্র জিনিস চোখে পড়ে। যদিও নির(ীয় অঞ্চল পৃথিবীর আর্দ্রতম অঞ্চল মেঘের বিস্তৃতির হিসেবে এই অঞ্চল পৃথিবীতে দ্বিতীয়। আকাশে মেঘের বিস্তৃতি সব থেকে বেশী দেখা যায় মধ্য ও উচ্চ অ(ংশে। কিন্তু বৃষ্টিপাতের হিসেবে এই অঞ্চল দ্বিতীয়। তবে ত্র(স্তীয় উচ্চচাপ বলয়ে সবসময়ই মেঘমুক্ত(আকাশ দেখা যায়।

6.3 বাষ্পীভবন

বায়ুর আর্দ্রতা ও ঘনীভবনের সাথে অঙ্গাঙ্গীভাবে জড়িত বাষ্পীভবন প্রক্রিয়াটি। তরল থেকে বায়বীয় অবস্থায় পরিণত হবার প্রক্রিয়াটিকে বাষ্পীভবন বলা হয়। তরল থেকে বায়বীয় পদার্থে রূপান্তরের জন্য প্রয়োজন হয় শক্তির। এই শক্তি(পাওয়া যায় সৌর বিকিরণ অর্থাৎ সূর্যতাপ থেকে জল এই তাপ কিছুটা গ্রহণ করে বাষ্পে পরিণত হয় ফলে এর চারিদিকে তাপ কিছুটা কমে যায়। এই তাপকে বলা হয় লীন তাপ। এই লীনতাপ জলীয় বাষ্পে সঞ্চিত থাকে এবং যখন ঘনীভবন ঘটে তখন এই তাপ বেরিয়ে পুনরায় বায়ুর সাথে মিশে যায়। বাষ্পীভবন ও ঘনীভবন এই দুই প্রক্রিয়ায় দৈনিক তাপমাত্রার তারতম্য (diurnal range of temperature) কিছুটা পরিবর্তিত হয়। দিনের বেলায় বাষ্পীভবনের ফলে তাপ কিছুটা কম থাকতে পারে এবং রাত্রিবেলা ঘনীভবনের ফলে তাপ কিছুটা বৃদ্ধি পেতে পারে — এইভাবে তারতম্য কিছুটা দূরীভূত হয়।

6.3.1 বাষ্পীভবনের কারণ ও প্রক্রিয়া

পূর্বেই বলা হয়েছে সূর্যতাপই বাষ্পীভবনের মূল কারণ। এই তাপ জল কর্তৃক শোষিত হলেই জল বাষ্পে রূপান্তরিত হয়। যে পরিমাণ তাপ শোষিত হয় তাকে বাষ্পীভবনের লীন তাপ বলা হয়। বাষ্পীভবনের দ্বারা বায়ুমণ্ডলে জলীয় বাষ্পের মিশ্রণ তিনভাবে হতে পারে — i) সরাসরি জলতল থেকে বাষ্পীভবন, ii) মুক্তিকায় মিশ্রিত জল থেকে বাষ্পীভবন ও iii) স্বাভাবিক উদ্ভিদ থেকে প্রস্বেদন। সাধারণতঃ বাষ্পীভবনের হার তিনটি কারণের উপর নির্ভর করে — i) বায়ুমণ্ডলের আর্দ্রতার পরিমাণ : বায়ু যদি খুব শুষ্ক হয় তাহলে বাষ্পীভবন দ্রুততর হয় কিন্তু বায়ু যদি কিছু পরিমাণে আর্দ্র হয় তাহলে বাষ্পীভবনের হার ধীর হয়ে পড়ে।

i i) শক্তি(র সরবরাহ বাষ্পীভবনের জন্য দরকার তাপীয় শক্তি)। সুতরাং অবশ্যই দিবাভাগে যখন আকাশে সূর্য থাকে তখন বাষ্পীভবনের হার বেশী এবং রাত্ৰিকালে বাষ্পীভবনের হার কম। অনুরূপভাবে গ্রীষ্মকালে বাষ্পীভবনের হার আর্দ্রবর্ষাকালে অপেক্ষা বেশী। i i i) বাষ্পীভবনের হার বায়ুর গতিবেগের উপরও নির্ভর করে। সাধারণতঃ বায়ুচলাচল বেশী হলে বাষ্পীভবনের হার বেশী হয় কেন না বায়ুপ্রবাহের সাথে নতুন অসম্পৃক্ত বায়ু আসে এবং বাষ্পীভবনের হার বৃদ্ধি পায়।

যেমন জলতল থেকে বাষ্পীভবন হয় তেমনি আর্দ্র মৃত্তিকা থেকেও বাষ্পীভবন হয়। তবে মৃত্তিকা থেকে কতটা সরাসরি বাষ্পীভবন হয় ও কতটা উদ্ভিদ কর্তৃক প্রস্বেদন ত্রিয়ার বায়ুমণ্ডলে মিশে যায় তা সঠিকভাবে নির্ণয় করা যায় না। মৃত্তিকা থেকে যে বাষ্পীভবন হয় তাও বাতাসের আর্দ্রতা, শক্তি(র সরবরাহ ও আনুভূমিক বায়ুচলাচলের পরিমাণের উপর নির্ভর করে।

উদ্ভিদ প্রস্বেদন প্রক্রিয়াতে বাষ্পীমোচন করে এবং তা বায়ুমণ্ডলে মিশে যায়। প্রস্বেদনের পরিমাণ বাষ্পীভবনের অন্যান্য সহযোগী কারণের উপর যেমন নির্ভর করে তেমনি নির্ভর করে উদ্ভিদদের মোট পত্র অঞ্চল, পাতার তাপমাত্রা, মৃত্তিকার আর্দ্রতা এবং উদ্ভিদের বয়সের উপর। সাধারণতঃ প্রস্বেদন নির্ভর করে দিনের আলোর উপর কারণ দিনের আলো পাতার স্টোমাটাগুলিকে বা পত্ররন্ধ্রগুলিকে খুলতে সাহায্য করে। তাই আলোর পরিমাণ বেশী হলে প্রস্বেদন বেশী হলে ও কম হলে প্রস্বেদন কম হয়। সেই কারণে প্রস্বেদন ধাতুর উপরও নির্ভর করে। সেই কারণে শীতকালে মধ্য অংশে ও সরলবর্গীয় অরণ্যের প্রস্বেদনের হার খুবই কম। যেহেতু প্রস্বেদন বা মৃত্তিকা থেকে বা জলতল থেকে বাষ্পীভবন আলাদা করে পরিমাণ করা খুব শক্ত(সেই কারণে এদের একত্রে ইভাপোট্রান্সপিরেশন বা বাষ্পীয় প্রস্বেদন (evapotranspiration) বলা হয়।

6.3.2 বাষ্পীভবনের বা বাষ্পীয় প্রস্বেদনের হার নির্ণয়

সরাসরিভাবে বাষ্পীয় প্রস্বেদন মাপার কোন পদ্ধতি নেই। তবে বহু পরোক্ষ পদ্ধতি ও তত্ত্বীয় ফরমুলা রয়েছে। ময়েশচার ব্যালান্স ফরমুলা (Moisture Balance Equation) কর্তৃক বাষ্পীভবনের বা বাষ্পীয় প্রস্বেদনের হার মোটামুটি সঠিকভাবে নির্ণয় করা যায়। এই ফরমুলা অনুসারে

$$\begin{aligned} \text{মোট বৃষ্টিপাত} &= \text{জলপ্রবাহ} + \text{বাষ্পীয় প্রস্বেদন} + \text{মৃত্তিকার আর্দ্রতার তারতম্য} \\ (\text{Precipitation}) &= \text{run off} + \text{evapotranspiration} + \text{Soil moisture storage} \\ &\quad \text{change} \end{aligned}$$

এছাড়া লিসিমিটার (Lysimeter) নামক একপ্রকার যন্ত্রের সাহায্যে বাষ্পীয় প্রস্বেদনের হার নির্ণয়

করা যায়। লিসিমিটার একখণ্ড ঘাসযুক্ত(মৃত্তিকা যার উপরে মোট বৃষ্টিপাতের পরিমাণ নির্ণয় করা হয় এবং ঐ মৃত্তিকা খণ্ডটি প্রতিদিন ওজন করে ওজনের তারতম্য লিখে রাখা হয়। ঐ ওজনের তারতম্য অবশ্যই বাষ্পীয় প্রস্বেদন কর্তৃক জলীয় বস্তুর অপসারণের জন্য হয়। এইভাবে পরো(পদ্ধতির সাহায্যে বাষ্পীভবনের হার নির্ণয় করা হয়।

বাষ্পীভবন প্রক্রিয়ার মোট কতটা বাষ্পহানি হল তা মাপার যে বিভিন্ন তাত্ত্বীয় মতবাদ আছে তার মধ্যে এইচ এল পেনান (H. L. Penman) এর মতটি উল্লেখযোগ্য। তিনি বাষ্পহানি মাপার জন্য চারটি আবহাওয়া ও জলবায়ুর এককের সাহায্য নিয়েছেন। সেগুলি হল সৌর বিকিরণের স্থিতিকাল গড় তাপমাত্রা, গড় বায়ুর আর্দ্রতা এবং গড় বাতাসের গতি। দেখা গেছে বাষ্পহানি উচ্চ অ(১৭শে উল্লেখযোগ্য ভাবে কম মধ্য ও নিম্ন অ(১৭শে আবার স্থলভাগ ও সমুদ্র অঞ্চলের হারে উল্লেখযোগ্য পার্থক্য রয়েছে। অবশ্যই সমুদ্রের উপরে বাষ্পীভবনের হার অনেক বেশি এবং শীতকালে এই হার সর্বোচ্চ হয় বিশেষতঃ পশ্চিম প্রশান্ত মহাসাগর ও আটলান্টিক মহাসাগরের উপরে। দেখা গেছে সর্বাপে(১ বেশী বাষ্পহানি হয় উত্তর গোলার্ধে $15^{\circ} - 20^{\circ}$ অ(১৭শের ভিতর এবং দ(৭ গোলার্ধে $10^{\circ} - 20^{\circ}$ অ(১৭শের ভিতর সমুদ্র অঞ্চলে। দ্বিতীয় উল্লেখযোগ্য বাষ্পীভবন অঞ্চল হল নির(ীয় অঞ্চল। কিন্তু স্থলভাগের উপর সর্বাপে(১ বেশী বাষ্পীভবন হয় নির(ীয় অঞ্চলেই। সম্ভবতঃ প্রচুর তাপমাত্রা এবং গভীর নির(ীয় অরণ্য থেকে প্রস্বেদন প্রক্রিয়ায় বাষ্পীমোচন এর জন্য দায়ী। স্থলভাগের উপর দ্বিতীয় উল্লেখযোগ্য বাষ্পীভবন অঞ্চল হল মধ্য অ(১৭শে। সম্ভবতঃ অতি তীব্র পশ্চিমা বায়ুই এর জন্য দায়ী।

6.4 সারাংশ

এই এককটি পড়ে আপনারা জানতে পারলেন ঘনীভবন কিভাবে ঘটে। বায়ুশীতল হবার বিভিন্ন পদ্ধতি, সুস্থিত ও অসুস্থিত আবহমণ্ডল ও তার সাথে ঘনীভবনের কি সম্পর্ক তাও আপনারা জানতে পারলেন। বায়ুর সম্পৃক্ত(তা যেমন ঘনীভবনের প্রধানতম শর্ত তেমনি ঘনীভবনের অপর উল্লেখযোগ্য শর্ত হল ঘনীভবনের কেন্দ্রবিন্দু যা ছাড়া ঘনীভবন প্রায় অসম্ভব। ঘনীভবনের ফলে নিম্ন আবহমণ্ডলে সৃষ্টি হয় কুয়াশা, শিশি ও তুহিন ও উচ্চ ট্রপোস্ফিয়ারে তৈরী হয় বিভিন্ন প্রকার মেঘ। এ সব সম্বন্ধে বিস্তৃত আলোচনা করা হয়েছে। পরিশেষে আলোচনা করা হয়েছে বাষ্পীভবন সম্পর্কে কারণ বাষ্পীভবন ও ঘনীভবন পরস্পর সম্পর্কযুক্ত।

6.5 সর্বশেষ প্রশ্নাবলী

- A. বিষয়মুখী রচনাধর্মী প্রশ্ন (600টি শব্দের মধ্যে উত্তর দিতে হবে) প্রতিটি প্রশ্নের মান — 10।
1. ঘনীভবন, বাষ্পীভবন ও উর্ধ্বপাতন কাকে বলে? এদের পারস্পরিক সম্পর্ক আলোচনা ক(ন।

- 2 বায়ুশীতল হবার বিভিন্ন পদ্ধতি সম্পর্কে আলোচনা ক(ন)।
 - 3 ঘনীভবনের কেন্দ্রবিন্দু কাকে বলে। কিভাবে এই কেন্দ্রবিন্দুকে ঘিরে ঘনীভবন হয় তার বিস্তৃত বিবরণ দিন।
 - 4 উর্ধ্বাকাশে ঘনীভবনের ফলে কি কি ধরনের মেঘের সৃষ্টি হয় তা বৈশিষ্ট্য সহ আলোচনা ক(ন)।
 - 5 নিম্ন বায়ুমণ্ডলে ঘনীভবনের ফলাফল বর্ণনা ক(ন)।
 - 6 বাষ্পীভবন কাকে বলে? বাষ্পীভবনের কারণ, প্রক্রিয়া ও হার কিভাবে নির্ণয় করা হয় লিখুন।
- B. সংগি প্ত প্র্ন (150টি শব্দের মধ্যে উত্তর দিতে হবে) প্রতিটি প্র্নের মান — 4।
- 1 (দ্ধ তাপ (adiabatic) প্রক্রিয়া এবং তাপ হ্রাসজনিত প্রক্রিয়া (diabatic) প্রক্রিয়ার মধ্যে পার্থক্য কি?
 - 2 আর্দ্র ও শুষ্ক (দ্ধতাপ হ্রাসের হারের মধ্যে পার্থক্য নিরূপণ ক(ন)।
 - 3 বায়ু অসুস্থিত হওয়ার কারণগুলি ব্যাখ্যা ক(ন)।
 - 4 ঘনীভবনের প্রধান শর্তগুলি ব্যাখ্যা ক(ন)।
 - 5 উচ্চতা অনুসারে মেঘের শ্রেণীবিভাগ ক(ন)।
- C. অতিসংগি প্ত প্র্ন (50টি শব্দের মধ্যে উত্তর দিতে হবে) প্রতিটি প্র্নের মান — 2।
- 1 ঘনীভবন কাকে বলে?
 - 2 উর্ধ্বপাতন কাকে বলা হয়?
 - 3 শিশিরাক্ষ কাকে বলে?
 - 4 সুস্থিত বায়ু কাকে বলে?
 - 5 অসুস্থিত বায়ু কাকে বলে?
 - 6 ঘনীভবনের কেন্দ্রবিন্দু কাকে বলে?
 - 7 কুয়াশা কিভাবে সৃষ্টি হয়?
 - 8 সিরাস মেঘের বৈশিষ্ট্য কি?
 - 9 স্ট্রাটাস মেঘের বৈশিষ্ট্য কি?
 10. বাষ্পীভবন কাকে বলে?

6.6 উত্তরমালা

- A. বিষয়মুখী রচনাধর্মী প্রশ্ন
- 1 6.2 ও 6.3 দ্রষ্টব্য।
 - 2 6.2.1 দ্রষ্টব্য।
 - 3 6.2.2 ও 6.2.3 দ্রষ্টব্য।
 - 4 6.2.4 এবং (ii) অংশটি দ্রষ্টব্য।
 - 5 6.2.4 এবং (i) অংশটি দ্রষ্টব্য।
 - 6 6.3 দ্রষ্টব্য।
- B. সংক্ষিপ্ত প্রশ্ন
- 1 6.2.1 দ্রষ্টব্য।
 - 2 6.2.1.1 দ্রষ্টব্য।
 - 3 6.2.1.2 দ্রষ্টব্য।
 - 4 6.2 দ্রষ্টব্য।
 - 5 6.2.4 দ্রষ্টব্য।
- C. অতি সংক্ষিপ্ত প্রশ্ন
- 1 6.2 দ্রষ্টব্য।
 - 2 6.2 দ্রষ্টব্য।
 - 3 6.2 দ্রষ্টব্য।
 - 4 6.2.1.2 দ্রষ্টব্য।
 - 5 6.2.1.2 দ্রষ্টব্য।
 - 6 6.2.2 দ্রষ্টব্য।
 - 7 6.2.4 দ্রষ্টব্য।
 - 8 6.2.4 দ্রষ্টব্য।
 - 9 6.2.4 দ্রষ্টব্য।

10. 6.3 দ্রষ্টব্য।

6.7 গ্রন্থপঞ্জী

- 1 Barry, R.G. and Chorley, R.J. Atmosphere, weather and climate, Methuen & Co. London, 1992.
- 2 Critchfield, H. J. General Climatology, Printice Hall India Ltd. New Delhi, 1975.
- 3 Ludlam, F. E. The structure of rain clouds weather No. 11, 1956.
- 4 Pelterssen, S. Introduction to Meteorology, Mcgraw Hill Book Co. New Year, 1969.
- 5 Riehl, H. Introduction to the Atmosphere Mcgraw Hill Kogakusha Ltd. Tokyo 1978.
- 6 Saha, P.K. and Bhattacharya, P.K., West Bengal State Book Board, Calcutta 1995.
- 7 Trewartha, G.T. An Introduction to climate, Mc. grae Hill Kogakusha Ltd. Tokyo, 1968.

একক 7 □ অধঃক্ষেপন — গঠন ও প্রকারভেদ

গঠন

7.1 প্রস্তাবনা

উদ্দেশ্য

7.2 অধঃক্ষেপন

7.2.1 অধঃক্ষেপনের গঠন সম্পর্কে প্রাচীন মতবাদ সমূহ

7.2.2 অধঃক্ষেপনের গঠন সম্পর্কে বার্জারেনের তত্ত্ব

7.2.3 অধঃক্ষেপনের গঠন সম্পর্কে অন্যান্য আধুনিক মতবাদ সমূহ

7.3 অধঃক্ষেপনের প্রকারভেদ

7.3.1 বৃষ্টিপাতের শ্রেণীবিভাগ

7.3.2 বৃষ্টিপাতের বন্টন

7.4 সারাংশ

7.5 সর্বশেষ প্রশ্নাবলী

7.6 উত্তরমালা

7.7 গ্রন্থপঞ্জী

7.1 প্রস্তাবনা

আমরা পূর্ববর্তী অধ্যায়ে ঘনীভবন ও মেঘের গঠন সম্পর্কে জেনেছি। সব মেঘেই কিন্তু বৃষ্টিপাত ঘটে না। যে সমস্ত মেঘে বৃষ্টিপাত তথা অধঃপন ঘটে সে সমস্ত মেঘে পরিণতি লাভ কি ভাবে করে তা নিয়ে বিভিন্ন তত্ত্ব আছে। শুধুমাত্র ঘনীভবন প্রক্রিয়াতে মেঘবিন্দু থেকে বৃষ্টি বিন্দু গঠিত হওয়া সম্ভবপর নয়। তাই এ সমস্ত তত্ত্ব এই অধ্যায়ে আলোচিত হয়েছে। সেই সময়ে বৃষ্টিপাতের বিভিন্ন প্রকার ও বৃষ্টিপাতের বন্টনও এই অধ্যায়ে আলোচিত হয়েছে। আবহাওয়া ও জলবায়ুবিদ্যার ছাত্রছাত্রী হিসাবে আপনাদের এগুলি সম্পর্কে বিস্তৃত ধারণা থাকা দরকার কারণ বৃষ্টিপাত আবহাওয়া ও জলবায়ুর একটি প্রধান উপাদান।

উদ্দেশ্য

এই এককটি পড়ে আপনি জানতে পারবেন—

- অধঃপন সম্বন্ধে ধারণা করতে স(ম হবেন।
- অধঃপন কিভাবে গঠিত হয়, তা ব্যাখ্যা করতে পারবেন।
- অধঃপনের গঠন সম্পর্কে নানা পুরানো এবং নতুন তত্ত্বগুলি আলোচনা করতে পারবেন।
- বৃষ্টিপাতের শ্রেণীবিভাগ করতে পারবেন।
- পৃথিবীব্যাপী বৃষ্টিপাতের বন্টন সম্পর্কে জানতে পারবেন।

7.2 অধঃক্ষেপন

সূর্য কিরণে ভূপৃষ্ঠের জলভাগ থেকে ও মৃত্তিকা থেকে বাষ্পীভবন প্রক্রিয়াতে ও বৃ(রাজির দ্বারা প্রস্বেদন প্রক্রিয়াতে জলীয় বাষ্প ত্র(মাগত বায়ুতে মিশে যায়। এই জলীয় বাষ্প উপরে উঠে লীন তাপ মোচন করে ঘনীভূত হয় ও প্রথমে মেঘ বিন্দুতে (Cloud droplets) পরিণত হয়। ত্র(মশঃ বিভিন্ন প্রক্রিয়াতে মেঘবিন্দুগুলি বড় হয়। তখন তারা মাধ্যাকর্ষণের প্রভাবে নিচে নেমে আসে। একেই অধঃপন বলে। অর্থাৎ বৃষ্টিপাত, তুষারপাত, শিলাবৃষ্টি সবই অধঃপনের প্রকারভেদ।

প্রখ্যাত আবহবিদ বায়ার বলেছেন যে বৃষ্টিপাত শুধুমাত্র প্রগাঢ় ঘনীভবনের (Intense condensation) ফল নয়। কারণ মেঘবিন্দু ও বৃষ্টিবিন্দুর মধ্যে আকৃতিগত পার্থক্য প্রচুর। একটি 1000 মাইক্র(নে ব্যাসযুক্ত বৃষ্টিবিন্দুর ভর একটি 10 মাইক্র(নে ব্যাসযুক্ত মেঘবিন্দুর ভর অপেক্ষে(প্রায় দশল(গুণ বেশী। এছাড়া মেঘ থেকে যে বৃষ্টিবিন্দু পড়তে শু(করে ও মাটিতে এসে যে বৃষ্টিবিন্দু পৌঁছায় তার মধ্যেও প্রচুর আকৃতিগত পার্থক্য রয়েছে। কারণ বৃষ্টিবিন্দু যখন নীচের অসম্পৃক্ত(বায়ুর মধ্য দিয়ে পড়ে তখন তার একটা বড় অংশই বাষ্পীভূত হয়ে যায়। সুতরাং আবহবিদগণ এ সম্পর্কে একমত যে শুধুমাত্র ঘনীভবনের ফলে বৃষ্টিপাত সৃষ্টি হওয়া সম্ভব নয়। সমস্ত পারিপার্শ্বিক শর্ত যদি ঘনীভবনের সপক্ষে থাকে তবুও 100 মাইক্র(নে ব্যাসযুক্ত একটি বৃষ্টিবিন্দু গঠিত হতে ছয় থেকে বারো ঘণ্টা সময় লাগার কথা। কিন্তু বেশীরভাগ (ে(ত্র(ই মেঘ থেকে বৃষ্টি হতে একঘণ্টা বা তারও কম সময় লাগে। ফলে বৃষ্টিবিন্দুর সৃষ্টি নিয়ে বিভিন্ন মতবাদ গড়ে উঠেছে। এর মধ্যে কিছু মত আছে যা প্রাচীন এবং কিছু মতবাদ আধুনিক।

7.2.1 অধঃক্ষেপনের গঠন সম্পর্কে প্রাচীন মতবাদন সমূহ :

অধঃপনের গঠন সম্পর্কে নানা প্রাচীন মতবাদ রয়েছে। একটি মত অনুসারে বড় মেঘবিন্দুগুলি আরো বড় হয়ে ওঠে ছোট মেঘবিন্দুগুলির সাহায্যে। ছোট বিন্দুগুলি বাষ্পীভূত হয়ে বড় বিন্দুগুলির ঘনীভবনের জন্য প্রয়োজনীয় জলীয় বাষ্প সরবরাহ করে। কিন্তু দেখা গেছে মেঘবিন্দুগুলির আকৃতিগত তারতম্য বিশেষ উল্লেখযোগ্য নয়। তাদের মধ্যে সবসময়ই একটি আকৃতিগত সমতা থাকে।

আর এক মতবাদ অনুসারে বায়ুমণ্ডলের পরিচলন শীতল ও উষ্ণ (মেঘকে কাছাকাছি নিয়ে এলে উষ্ণ) মেঘ বিন্দুগুলি বাষ্পীভূত হয়ে যায় এবং শীতল মেঘবিন্দুগুলিকে জলীয় বাষ্পের যোগান দেয়। কিন্তু দেখা গেছে ত্রীভুজীয় অঞ্চল ছাড়া অন্য সমস্ত অঞ্চলে মেঘের তাপমাত্রার এতই কম যে এই প্রক্রিয়া কার্যকরী হওয়া সম্ভবপর নয়।

অপর এক মতবাদে বলা হয়েছে বৃষ্টিবিন্দুগুলির ঘনীভবন ঘটে বড় ঘনীভবনের কেন্দ্রবিন্দুগুলির (Condensation nuclear) চারদিকে। কিন্তু প্রকৃতপক্ষে বড় ঘনীভবনের কেন্দ্রবিন্দুগুলি ঘনীভবনের প্রথম পর্যায়ে বড় বড় মেঘবিন্দু সৃষ্টি করে কিন্তু প্রথম পর্যায় কেটে গেলে সমস্ত মেঘবিন্দুই একই হারে বর্ধিত হয়।

অপর আর একটি মতবাদে বলা হয়েছে যে মেঘ বিন্দুগুলির মধ্যে তড়িৎ শক্তির তারতম্য থাকে। ধনাত্মক ও ঋণাত্মক বিন্দুগুলি পরস্পর জোড়া লেগে বড় বৃষ্টি বিন্দু গঠন করে। কিন্তু প্রকৃতপক্ষে মেঘবিন্দুগুলির দূরত্ব এত বেশী থাকে ও তাদের শক্তির তারতম্য এত কম থাকে যে এই প্রক্রিয়া ত্রিভুজীয় হওয়া সম্ভবপর নয়।

1911 খ্রীষ্টাব্দে প্রখ্যাত আবহবিদ ওয়েগনার বলেন যে বায়ুতে যদি হিমশীতল জলকণা ও তুষারকণা একসাথে থাকে তাদের সম্পর্ক স্থিতিশীল হয় না। এই তথ্যের উপর ভিত্তি করে 1933 খ্রীষ্টাব্দে টি বার্জেরন সর্বপ্রথম তার অধঃপন সংক্রান্ত তত্ত্বটি পেশ করেন। যা বার্জেরন তত্ত্ব নামে পরিচিত।

7.2.2 অধঃক্ষেপনের গঠন সম্পর্কে বার্জেরনের তত্ত্ব :

বর্তমানে বার্জেরনের তত্ত্বই সর্বাপেক্ষা বেশী আদৃত। বার্জেরনের মতবাদের মূল ভিত্তি হল ওয়েগনারের মতবাদ যাতে বলা হয়েছে জলকণা ও বরফকণা যদি মিশ্রিত থাকে তাহলে তাদের সম্পর্ক স্থিতিশীল হয় না। বার্জেরনের মতে বায়ুর আপেক্ষিক আর্দ্রতা বরফতলে জলতল অপেক্ষা অনেক বেশী। ফলে সম্পৃক্ত বাষ্পচাপ জলতল অপেক্ষা বরফতলে অনেক কম। এই ব্যাপারটি খুবই সহজে বোঝা যেতে পারে একটি সহজ পরীক্ষার মাধ্যমে। একটি গ্লাসে ঠাণ্ডা জল ও অপর একটি গ্লাসে স্বাভাবিক উষ্ণতার জল নিলে কিছুক্ষণ

পরে দেখা যাবে যে ঠাণ্ডা জলের গ্যাসটির উপর ছোট ছোট জল বিন্দু হয়েছে। অর্থাৎ বায়ুর আপেক্ষিক আর্দ্রতা ঠাণ্ডা জলের সাপেক্ষে অনেক বেশী ফলে সম্পৃক্ত চাপ কম। সেইরকম যখন বরফকণা ও জলকণা থাকে অবশ্যই আপেক্ষিক আর্দ্রতা বরফকণার সাপেক্ষে বেশী হয়। দেখা গেছে জলের সাপেক্ষে যখন বাতাসের আপেক্ষিক আর্দ্রতা শতকরা 100 ভাগ বরফকণার সাপেক্ষে তখন বাতাসের আর্দ্রতা শতকরা 115 ভাগ। যখন বাতাসের তাপমাত্রা 0°C এর নীচে নেমে যায় তখন বরফের উপরকার বাষ্পচাপ জলের উপরের বাষ্পচাপ অপেক্ষা দ্রুত কমতে থাকে। এবং এই পার্থক্য সর্বাধিক বেশী হয় -5°C থেকে -25°C তাপমাত্রায়।

বার্জেরনের মতবাদে বলা হয়েছে জলবিন্দু ও বরফকণার সম্পর্ক চত্রাকারে চলতে থাকে। এই চত্রাকার সম্পর্কের কতগুলি পর্যায় আছে। প্রথম পর্যায়ে জলবিন্দুগুলি বাষ্পীভূত হতে থাকে এবং বাতাসের সম্পৃক্ততা বজায় রাখে। সুতরাং বরফকণার সাপেক্ষে বাতাসের আপেক্ষিক আর্দ্রতা 100% এর এত বেশী থাকে যে সরাসরি উর্ধ্বপাতন প্রক্রিয়ায় জলীয় বাষ্প বরফে রূপান্তরিত হয় এবং বরফকণাগুলির আকৃতি দ্রুত বৃদ্ধি পায়। এর ফলে যে লীন তাপ সঞ্চয়িত হয় তা পুনরায় জলকণাগুলির বাষ্পীভবনে সাহায্য করে যার সাহায্যে বাতাসের সম্পৃক্ততা বজায় থাকে। এইভাবে চত্রাকারে এই পরিবর্তন চলতে থাকে। এই প্রক্রিয়া -5°C থেকে -30°C পর্যন্ত ত্রিয়ার্শীল থাকলেও -12°C তাপমাত্রায় এই প্রক্রিয়া সর্বাধিক ত্রিয়ার্শীল থাকে।

ঘনীভবনের জন্য যেমন ঘনীভবনের কেন্দ্রবিন্দুর প্রয়োজন তেমনি বরফকণা সৃষ্টির জন্য হিমায়নের কেন্দ্রবিন্দুর (Freezing Nuclei) প্রয়োজন। কারণ বিশুদ্ধ বায়ুতে প্রায় -40°C তাপমাত্রাতেও হিমায়ন ঘটে না। বরফকণা সব থেকে বেশী দেখা যায় -22°C তাপমাত্রায়। হিমায়নের কেন্দ্রবিন্দু সৃষ্টি হয় কিভাবে তা নিয়ে মতভেদ আছে। তবে সাধারণতঃ খুবই যুগ্ম মৃত্তিকা কণা বা উল্কাজনিত ধূলিকণা হিমায়নের কেন্দ্রবিন্দুরূপে কাজ করে। সাধারণতঃ বাতাসে ঘনীভবনের কেন্দ্রবিন্দু অপেক্ষা হিমায়নের কেন্দ্রবিন্দুর সংখ্যা খুবই কম। খুব বেশী হলে প্রতি কিউবিক সেন্টিমিটারে 1000টি হিমায়নের কেন্দ্রবিন্দু থাকা সম্ভব।

হিমায়নের কেন্দ্রবিন্দুগুলিকে ঘিরে প্রথম বরফকণাগুলি গঠিত হয়। তারপর উপরিলিখিত প্রক্রিয়া সরাসরি জলীয়বাষ্প বরফে কেলাসিত হয়ে বরফকণাগুলির আকৃতি বৃদ্ধি করে। এবার বরফকণাগুলি নিচের দিকে পড়তে থাকে। তখন বাতাসের চাপে শাখাপ্রশাখা যুক্ত বরফকেলাসগুলি থেকে ছোটো ছোটো বরফকণা বিচ্ছিন্ন হয়ে যায় এবং তা নতুন হিমায়নের কেন্দ্রবিন্দু রূপে কাজ করে। এছাড়া হিমশীতল জলকণা যখন জমে যায় তখন এটা বাইরের দিক থেকে জমতে থাকে। যখন বাইরের দিকটা সম্পূর্ণরূপে জমে যায় তখনও ভিতরে একবিন্দু জল থাকে। সেই জল জমে গিয়ে যখন আকৃতিতে বড় হয় তখন বাইরের বরফের আবরণটি ফেটে যায় ও সূক্ষ্ম সূক্ষ্ম নতুন হিমায়নের কেন্দ্রবিন্দু সৃষ্টি হয়। এই কেন্দ্রবিন্দুগুলিকে ঘিরে নতুন বরফকণার সৃষ্টি হয়। এই বরফকণাগুলিও পরস্পরের সঙ্গে জোড়া লেগে আকৃতিতে বড় হয়। বরফ কেলাসগুলির প্রায়শই শাখাপ্রশাখা যুক্ত হয়। এই শাখাপ্রশাখাযুক্ত

বরফকেলাসগুলি সহজেই অপর বরফকণাকে ধরে নেয়। এই জোড়া লাগার কাজটি সর্বাপেক্ষা ভাল হয় 0°C থেকে -5°C তাপমাত্রায়। কারণ এই তাপমাত্রায় কেলাসের উপর জলের একটা হালকা পর্দার সৃষ্টি হয় এবং ত কেলাসগুলিকে সংযুক্ত হতে সাহায্য করে। ঠিক যেভাবে একমুঠো গুঁড়ো বরফ হাতে চেপে ধরে থাকলে একটা বরফের পিণ্ড হয়ে যায় সেই প্রক্রিয়াতেই কেলাসগুলি সংযুক্তিকরণ ঘটে। এইভাবে তুষার কেলাসগুলি আকৃতিতে বড় হলে নীচের দিকে পড়তে থাকে ও 0° সেন্টিগ্রেডের অধিক উষ্ণতার বায়ুস্তর দিয়ে পড়ার সময় গলে জল হয়ে বৃষ্টিবিন্দু রূপে নীচে পড়ে।

বার্জেরনের তত্ত্বের সর্বাপেক্ষা বড়গুণ হল এর নমনীয়তা। এই তত্ত্ব প্রায় 1940 খ্রীষ্টাব্দ পর্যন্ত অত্যন্ত উল্লেখযোগ্য ও সর্বজনগ্রাহ্য ছিল। তারপরে ত্রিমশঃ ঐ তথ্য আসতে লাগলো য এমন বহু মেঘ থেকে বৃষ্টি হয় যায় তাপমাত্রা 5°C থেকে 10°C । অর্থাৎ এই সমস্ত উষ্ণ মেঘের তাপমাত্রা 0°C এর নীচে যায় না প্রায়শঃই। বিশেষ করে ত্রিমশীয় অঞ্চলে এই ধরনের উষ্ণ মেঘের প্রাদুর্ভাব দেখা যায়। তবে মধ্যতঃ (ঐশীয় অঞ্চলেও গ্রীষ্মকালে এই ধরনের কোন স্তরই থাকে না। ফলে বার্জেরনের তত্ত্ব এই সমস্ত অঞ্চলে কার্যকরী নয়। সেই কারণে নতুন যে সমস্ত মতবাদ গড়ে ওঠে তার মধ্যে উল্লেখযোগ্য সংঘর্ষ ও সংযুক্তিকরণ তত্ত্ব (Collision - coalescence theory)।

7.1 অঞ্চলেক্ষপনের গঠন সম্পর্কে অন্যান্য আধুনিক মতবাদসমূহ

বার্জেরনের তত্ত্ব সাহায্যে যখন ত্রিমশীয় অঞ্চলের উষ্ণ মেঘ থেকে হওয়া বৃষ্টিকে ব্যাখ্যা করা গেল না তখন নতুন কিছু তত্ত্ব এলো যা সংঘর্ষ এবং বিযুক্তিকরণের উপর নির্ভর করে গড়ে উঠেছে। এই ত্রিমশীয় অঞ্চলের উষ্ণ মেঘগুলির বৈশিষ্ট্য হল এই যে এগুলির তাপমাত্রা বেশী ফলতঃ এদের জলীয় বাষ্প পরিমাণও বেশী ফলে ঘনীভবনের সময় অসংখ্য মেঘবিন্দু সৃষ্টি হয় যাদের মধ্যে আশু সংঘর্ষের সম্ভাবনা প্রচুর। প্রথমে মনে করা হয়েছিল বায়ুগুলোর আলোড়ন এবং পরিচলন মেঘবিন্দুগুলির সংঘর্ষ ও সংযুক্তিকরণে সাহায্য করে। কিন্তু এ তত্ত্ব ঠিক নয়। কারণ বেশী আলোড়ন যেমন কণার সংযুক্তিকে সাহায্য করে তেমনি কণার বিযুক্তিও সম্ভব। এবং অনেক (এই দেখা গেছে খুব বেশী আলোড়িত মেঘে বৃষ্টি হয় না।

লাঙমুর (Langmuir), লুডলাস (Ludlas) ও ইস্ট (East) প্রত্যেকেই সংঘর্ষ এবং সংযুক্তিকরণের কথা বলেছেন কিন্তু ভিন্ন ভিন্ন প্রক্রিয়ায় ল্যাঙমুরের মতে মেঘকণাগুলির ব্যাস 19 মাইক্রনের কম হলে সংযুক্তি বা সংযুক্তিকরণ সম্ভব নয়। এবং বৃষ্টিবিন্দু সৃষ্টির প্রাথমিক পর্যায়ে ঘনীভবনই অধিক উল্লেখযোগ্য। যখন বিন্দুগুলি কিছুটা বড় হয়ে নীচের দিকে পড়তে থাকে তখন সংঘর্ষ বা সংযুক্তিকরণ ঘটে। অনেক সময় সংঘর্ষের প্রয়োজন হয় না ছোট কণাগুলিকে বড় কণাগুলি শুধুমাত্র নিজের মধ্যে গ্রহণ করে বা সম্মিলনের মাধ্যমে নিজের আকৃতি বৃদ্ধি করে। অনেক সময় কিছু বড় ঘনীভবনের কেন্দ্রবিন্দু বা উঁচু

ঠাণ্ডা মেঘ হলে কিছু বরফ কণা বড় মেঘ কণাগুলি সৃষ্টিতে সহযোগীতা করে। কিন্তু যত(ণ না কিছু বড় মেঘ কণা সৃষ্টি হচ্ছে তত(ণ পর্যন্ত সংঘর্ষ ও সংযুক্তি(করণ বা সন্মেলন প্রক্রিয়া ত্রি(য়াশীল হয় না। কিউমিউলাস মেঘে আলোড়ন বা মেঘকণাগুলির তড়িৎশক্তির বৈপরীত্য অনেক সময় সংঘর্ষ এবং সংযুক্তি(করণ প্রক্রিয়াকে সাহায্য করে। এইভাবে শুধুমাত্র ঘনীভবনের ফলে মেঘকণাগুলির যে পরিমাণ আকৃতি বৃদ্ধি হয় সংঘর্ষ ও সংযুক্তি(করণ তা অপেক্ষা অনেক বেশী আকৃতি বৃদ্ধি করতে সাহায্য করে।

বৃষ্টিবিন্দুর গঠন সম্পর্কে লুডলাসের মতটি অনেকে গ্রহণ করেছেন। তার মতে যেহেতু বহু(ে এই মেঘ থেকে বৃষ্টি হতে একঘণ্টারও কম সময় লাগে, বৃষ্টিবিন্দুর গঠন সম্পর্কে যে কোন মতে সময় একটা উল্লেখযোগ্য শর্ত। তার মতে সংঘর্ষ ও সংযুক্তি(করণ ত্র(মাগত চলতে থাকে। একবার আপড্রাফট বা উর্ধ্বমুখী প্রবাহের সময় ও পুনরায় ডাউনড্রাফট বা নিম্নমুখী প্রবাহের সময়। ফলে মেঘবিন্দুগুলির দ্রুত আকৃতিবৃদ্ধি হয় ও তা বৃষ্টিবিন্দুতে রূপান্তরিত হয়। ইস্ট লুডলাসের এই মতকে আর একটু বিশেষ করে ব্যাখ্যা করে বলেছেন যে উর্ধ্বপ্রবাহের সময় ঘনীভবন ও সংযুক্তি(করণ উভয় প্রক্রিয়াই একসাথে চলতে থাকে এবং মেঘবিন্দুগুলির দ্রুত আকৃতি বৃদ্ধি ঘটে।

বৃষ্টিবিন্দুর গঠন সম্পর্কে অপর একটি প্রস্তাবও রাখা হয়েছে। বৃষ্টিবিন্দুর পতনগতি সংত্র(াস্ত আধুনিক গবেষণায় দেখা গেছে যে পরিচলন প্রক্রিয়ায় সৃষ্ট মেঘে একটি নির্দিষ্ট তল আছে যা ভারসাম্য তল (Balance level) নামে পরিচিত। এই তলে নিম্নমুখী মেঘকণাগুলির পতন গতির ভারসাম্য উর্ধ্বপ্রবাহ দ্বারা সঠিকভাবে র(িত হয়। ফলে যত(ণ না মেঘকণাগুলির আকৃতি তথা পতনগতি পুনরায় বৃদ্ধি পায় তত(ণ তারা ঐ তলে ভাসমান অবস্থায় থাকে। দেখা গেছে যে এই ভারসাম্য তলে থাকাকালীন মেঘকণাগুলির বৃদ্ধি অত্যন্ত দ্রুত ঘটে।

যদিও বৃষ্টিবিন্দুর গঠন সম্পর্কে নানা আবহবিদ(নানা মত রেখেছেন তবুও কোন মতই এখনো সুনির্দিষ্ট ভাবে সর্বজন গ্রাহ্য হয়ে ওঠেনি। তাছাড়া আবহ(জলবায়ুবিদ্যা সংত্র(াস্ত নতুন নতুন গবেষণালব্ধ তত্ত্ব এই সমস্যাটিকে জটিল থেকে জটিলতর করেছে।

7.3 অধঃক্ষেপনের প্রকারভেদঃ

অধঃ(ে পনের বিভিন্ন রূপ আছে। অধঃ(ে পন যখন তরলরূপে হয় তাকে বলা হয় বৃষ্টিপাত (Rainfall) উৎপত্তির প্রকারভেদ অনুসারে বৃষ্টিপাতকে আবার কতকগুলি শ্রেণীতে বিভক্ত(করা হয়েছে। তা আমরা পরে পড়বো।

যখন অধঃ(ে পন কঠিন রূপে হয় তখন তাকে তুষারপাত (Snowfall) বলে। তুষার হল যড়ভূজাকৃতি শাখাপ্রশাখায়ুক্ত(বরফের কেলাস (Ice crystal)। যেহেতু খুব ঠাণ্ডা বায়ুর আর্দ্রতা ভীষণ কম সেহেতু তুষারপাত সাধারণতঃ সে সকল অঞ্চলে হয় তার তাপমাত্রা 0°C এর বেশী নীচে থাকে

না। হাঙ্কা ভেজা পালকের মত তুষারপাত ছাড়া খুব সূক্ষ্ম কঠিন দানার মতোও তুষারপাত হয়। সাধারণতঃ শেষোক্ত তুষারপাত খুব শীতল অঞ্চলে বা শীতকালে দেখা যায়। অনেক সময় তুষার নিচের উষ্ণ বায়ুমণ্ডলের ভিতর দিয়ে নীচে পড়ার সময় গলে জল হয়ে বৃষ্টিবিন্দু রূপে নীচে পড়ে। মধ্যা(াংশীয় অঞ্চলের অধিকাংশ বৃষ্টিপাত তুষার হিসাবে উৎপত্তি লাভ করে।

স্লিট (sleet) আসলে জমে যাওয়া বা জমাট বাঁধা বৃষ্টিপাত। বৃষ্টিপাত যখন ভূসংলগ্ন খুব ঠাণ্ডা বায়ু স্তরের মধ্য দিয়ে পড়ে তখন বৃষ্টিবিন্দুগুলি জমে যায় ও জমাট বাঁধা বৃষ্টি রূপে নীচে পড়ে। বরফকণাগুলি থাকে স্বচ্ছ।

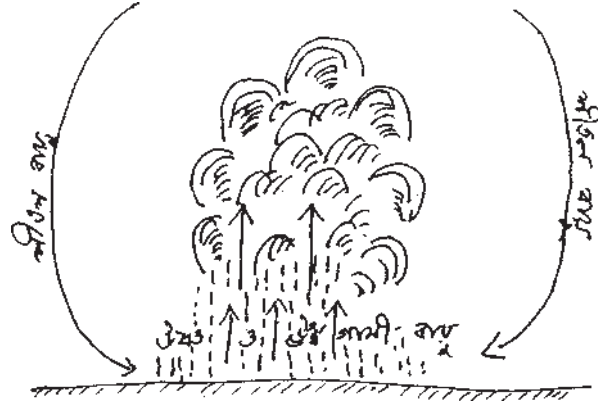
শিলাবৃষ্টি (Hail) অধঃ পনের অপর এক প্রকারভেদ। সাধারণতঃ পরিচলন প্রক্রিয়ার বৃষ্টিপাতে শিলাবৃষ্টি দেখা যায়। শিলাবৃষ্টির (েত্র) বরফদানাগুলি সাধারণতঃ স্বচ্ছ ও অস্বচ্ছ কতগুলি স্তরের সমন্বয়ে গঠিত হয়। শিলাবৃষ্টি ফসল ও বাড়ি ঘর ইত্যাদির প(ে) তিকর।

7.3.1 বৃষ্টিপাতের শ্রেণীবিভাগ

পূর্বেই বলা হয়েছে বৃষ্টিপাতের জন্য জলীয় বাষ্প যুক্ত আর্দ্র বায়ুর উর্ধ্বগমন প্রয়োজন। কারণ উর্ধ্বগমনের ফলে বায়ু যখন শীতল হয় তখনই ঘনীভবন ঘটে। নানা কারণে এই উর্ধ্বগমন ঘটে। কখনো অসমতল ভূভাগ, কখনো সীমান্ত (front) কখনো বা পরিচলন এই উর্ধ্বগমনের জন্য দায়ী। উর্ধ্বগমনের কারণ ও প্রকৃতির উপর নির্ভর করে বৃষ্টিপাতের শ্রেণীবিভাগ করা হয়েছে। বৃষ্টিপাতকে তিনটি প্রধান শ্রেণীতে ভাগ করা হয়েছে

(a) পরিচলন বৃষ্টিপাত, (b) শৈলোৎ(ে) প বৃষ্টিপাত, (c) সীমান্ত বৃষ্টি বা ঘূর্ণ বৃষ্টিপাত।

(a) পরিচলন বৃষ্টিপাত : পরিচলন বৃষ্টিপাত সাধারণতঃ কিউমিউলাস বা কিউমিউলোনিম্বাস মেঘ থেকে হয়। অতিরিক্ত(ে) সূর্যতাপে ভূসংলগ্ন বায়ু হাঙ্কা ও প্রসারিত হয়। তখন এই বায়ু ঠাণ্ডা ও ভারি পার্শ্ব(ে) ও উপরিস্থিত বায়ুর চাপে উপরে উঠে যায়। যদি এই বায়ুর আর্দ্রতা খুব বেশী হয় তাহলে অল্প কিছুদূর উঠবার পরই বায়ুর ঘনীভবন শু(ে) হয়ে যায় এবং বায়ু লীন তাপ ত্যাগ করতে থাকে। তখন বায়ু আর্দ্র (দ্ধ)তাপ হ্রাসের হার অনুযায়ী শীতল হতে থাকে বা বায়ুমণ্ডলের তাপ হ্রাস হার অপে(া) অনেক কম। ফলে এই বায়ু তখন ত্র(মা)গত উপরের দিকে উঠতে থাকে এবং পু(ে) ঘন কালো মেঘ সৃষ্টি করে। এই ভাবে উষ্ণ(ে) অঞ্চলে সাধারণতঃ গ্রীষ্মকালের বিকেলের দিকে পু(ে) ঘন কিউমিউলোনিম্বাস মেঘের থেকে প্রচুর পরিমাণ বৃষ্টিপাত হয়। এই বৃষ্টি সাধারণতঃ (ে) গস্থায়ী ও স্বল্পস্থান জুড়ে হয়। কিন্তু খুব জোরে বা প্রবলবেগে হয়। এই ধরনের পসলাবৃষ্টিকে পরিচলন বৃষ্টিপাত বলা হয়। সাধারণতঃ নির(ে) অঞ্চলে অধিক তাপমাত্রা ও আর্দ্রতা পরিচলন বৃষ্টি সৃষ্টির জন্য দায়ী। এছাড়া যে কোন অঞ্চলে সম পরিস্থিতির সৃষ্টি হলে পরিচলন বৃষ্টিপাত হতে পারে। এই বৃষ্টিপাতের সাথে বজ্র, বিদ্যুৎ ও শিলাবৃষ্টি দেখা যায়। (চিত্র নং 7.1)।



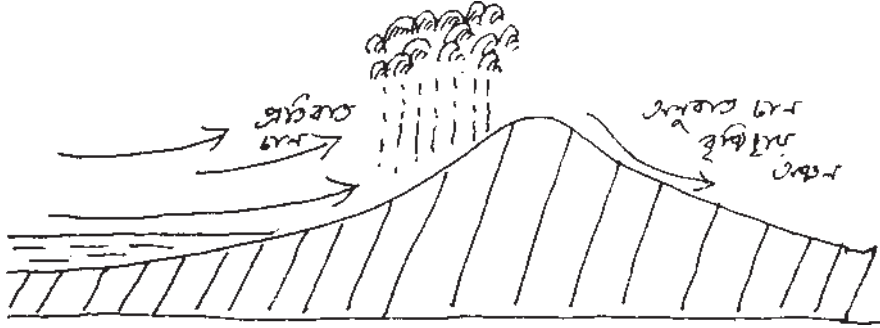
(চিত্র নং 7.1) পরিচলন বৃষ্টিপাত

কখনো কখনো যদি উষ্ণ, আর্দ্র ও হালকা বায়ুর উপর দিয়ে ঠাণ্ডা ও ভারী বায়ুপ্রবাহিত হয় তখন উষ্ণ ও আর্দ্র বায়ুর একাংশ শীতল ও ভারী বায়ুর মধ্যে আটকে পড়তে পারে। এর ফলে প্রবল আলোড়ন ও ঝড়ের সৃষ্টি হতে পারে হঠাৎ মুষ্টি পেয়ে উষ্ণ(বায়ু) প্রবলবেগে উপরে উঠে গিয়ে তীব্র পরিচলন বৃষ্টিপাত ঘটায়।

এছাড়া আর্দ্র ও অপেক্ষিত শীতল বায়ু যদি উষ্ণ অঞ্চলের উপর দিয়ে প্রবাহিত হয় তাহলেও বায়ু অসুস্থিত হয়ে পড়তে পারে এবং বায়ুর হঠাৎ উর্ধ্বগমন ঝড় ও প্রবল পরিচলন বৃষ্টি সৃষ্টি করতে পারে। এইরূপ বৃষ্টিপাত সাধারণতঃ দিবাভাগে ঘটে না।

পরিচলন বৃষ্টিপাত যেহেতু স্বল্প সময় ধরে প্রবল বেগে হয় হালকা চষা মাটি, বা ফসলের পক্ষে এই বৃষ্টিপাত (তিকর)। তবে যেহেতু এই বৃষ্টিপাত গ্রীষ্মকালে হয় উচ্চ ও মধ্য অংশে এই বৃষ্টি কৃষিকাজে সহযোগীতা করে। তাছাড়া এই বৃষ্টি খুব অল্প সময়ের মেঘাচ্ছন্নতা থেকে হয়।

(b) শৈলোৎক্ষেপ বৃষ্টিঃ পাহাড়, পর্বত বা অসমতল ভূভাগ যেখানে বৃষ্টিপাত সৃষ্টির কারণ সেই বৃষ্টিপাতকে শৈলোৎক্ষেপ বৃষ্টিপাত বলে। উষ্ণ ও আর্দ্র বায়ুপুঞ্জের গতিপথে কোন উচ্চ ভূভাগ পড়লে বায়ু সেই ভূভাগের ঢাল বরাবর উঠতে বাধ্য হয় (Forced ascent)। উষ্ণ ও আর্দ্র বায়ু উপরে উঠে শীতল হয় ও ঘনীভবন প্রক্রিয়া শুরু হয়। এইভাবে পর্বতের যে ঢাল বায়ুর সম্মুখে পড়ে সেই ঢালে প্রচুর বৃষ্টিপাত হয়। এই ঢালকে প্রতিবাত ঢাল বলা হয়। পশ্চিমঘাট পর্বতের পশ্চিম ঢালে, হিমালয় পর্বতের দক্ষিণ পূর্ব ঢালে এইরূপ বৃষ্টি প্রচুর দেখা যায়। বিশেষতঃ যে সমস্ত অঞ্চলে সমুদ্র থেকে উষ্ণ ও আর্দ্র বায়ু সরাসরি উল্লম্বভাবে পর্বতে ধাক্কা খায় সেখানে বৃষ্টিপাত প্রচুর হয়। পর্বত সমূহের উচ্চতা প্রকৃতি ও অবস্থান শৈলোৎক্ষেপ বৃষ্টির পরিমাণকে প্রভাবিত করে। (চিত্র নং 7.2)।



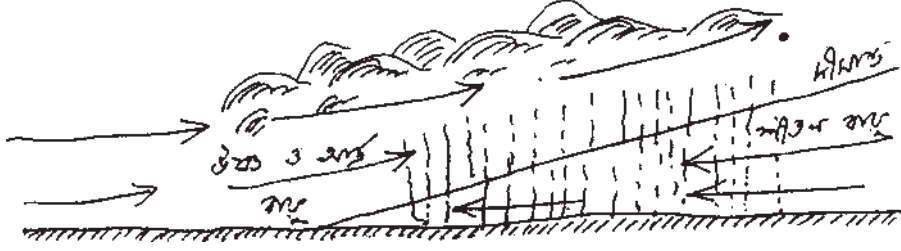
(চিত্র নং 7.2) শৈলোৎথে প বৃষ্টি

সাধারণতঃ পর্বতের অপর ঢালে অর্থাৎ যে ঢাল বেয়ে বায়ু নীচের দিকে নেমে আসে সেখানে বৃষ্টি একেবারেই হয় না। কারণ নীচের দিকে নেমে আসার জন্য বায়ুর উষ্ণতা বৃদ্ধি পায় আর উষ্ণ বায়ুর জলধারণ (মতা বেশী বলে বায়ু যত নীচের দিকে নেমে আসে তত তার জলধারণ (মতা বৃদ্ধি পায়। ফলে পর্বতের অনুবাত ঢালে বৃষ্টিপাত একেবারেই হয় না একে বৃষ্টিচ্ছায় অঞ্চল বলে। যেমন — পশ্চিমঘাট পর্বতমালার পূর্বঢাল, তিব্বত মালভূমি বৃষ্টিচ্ছায়া অঞ্চল।

সাধারণত পর্বত যেখানে বৃষ্টিপাত সৃষ্টির প্রত্যেক কারণ তাকে শৈলোৎথে প বৃষ্টি বলে। তবে পরিচলন বৃষ্টি ও ঘূর্ণবৃষ্টিও পর্বতের অবস্থান দ্বারা প্রভাবিত হতে পারে। পর্বতের অবস্থান উষ্ণ ও আর্দ্র বায়ুর পরিচলন প্রক্রিয়াকে আরম্ভ হতে সাহায্য করে। একে শর্ত সাপেক্ষে (অসুস্থিতা বলা হয় (Conditional instability)। আবার অনেক সময় ভ্রাম্যমান ঘূর্ণবাত (Moving cyclones) পর্বতে বাধাপ্রাপ্ত হয়ে গতিহীন, স্থির হয়ে পড়ে। ও একই অঞ্চলে দীর্ঘসময় অবস্থান করে বৃষ্টিপাতের সময় ও পরিমাণ বৃদ্ধিতে সাহায্য করে। মধ্যাংশীয় অঞ্চলে দেখা গেছে যে অসমতল ভূমিভাগ ঘূর্ণবাতের সংখ্যা এবং তীব্রতা দুইই বৃদ্ধিতে সাহায্য করছে।

(c) ঘূর্ণবৃষ্টিঃ এই বৃষ্টিপাতকে সীমান্ত বৃষ্টিও (Frontal rain) বলা হয়। দুটি ভিন্নধর্মী বায়ুপুঞ্জ যখন মুখোমুখি মিলিত হয় তখন তারা পরস্পরের সাথে মিশে যাওয়ার পরিবর্তে একটি সুস্পষ্ট বিভাজন রেখা সৃষ্টি করে। এই বিভাজন রেখাকে বলা হয় সীমান্ত। যখন শীতল ও শুষ্ক বায়ু ও উষ্ণ ও আর্দ্র বায়ু মুখোমুখি মিলিত হয় তখন সৃষ্ট সীমান্ত বরাবর শীতল ও শুষ্ক বায়ু উষ্ণ ও আর্দ্র বায়ুকে উপরে উঠে যেতে সাহায্য করে। ফলে ঘনীভবন ও বৃষ্টিপাত ঘটে। এইরূপ বৃষ্টিকে ঘূর্ণবৃষ্টি বলা হয়। যেহেতু মধ্য অংশে মে(বৃত্ত প্রদেশীয় নিম্নচাপ বরাবর দুই ভিন্নধর্মী পশ্চিমা বায়ু ও মে(বায়ু মুখোমুখি মিলিত হয় তাই এই অঞ্চলে ঘূর্ণবৃষ্টি প্রবল হয়। বিশেষতঃ শীতকালে যখন দুই বায়ুপুঞ্জের মধ্যে সর্বাধিক পার্থক্য দেখা যায় ঘূর্ণবাতের আধিক্যও তখন

বৃদ্ধি পায়। ত্র(াণ্টীয় অঞ্চলে এইরূপ ঘূর্ণবৃষ্টি বা সীমান্ত বৃষ্টি দেখা যায় না কারণ এখানে দুই মিলিত বায়ুপুঞ্জের চরিত্রগত পার্থক্য খুব বেশী হয় না। (চিত্র নং 7.3)



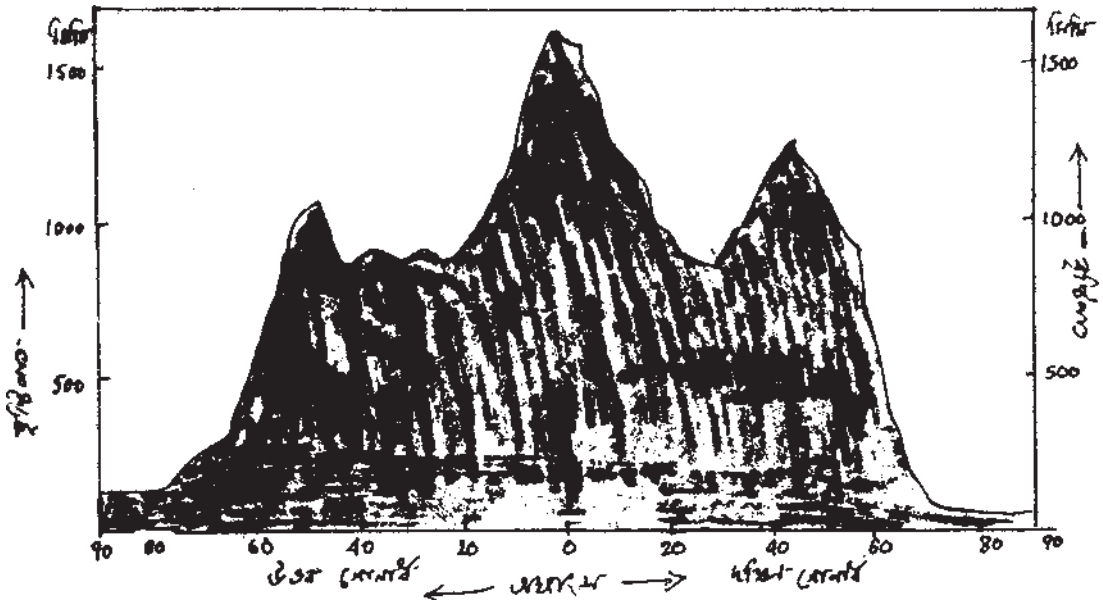
(চিত্র নং 7.3) সীমান্ত বা ঘূর্ণ বৃষ্টিপাত

ঘূর্ণবাতের ক্ষেত্রে সাধারণতঃ দু'ধরনের সীমান্ত গড়ে ওঠে — উষ্ণ(সীমান্ত ও শীতল সীমান্ত। যে সীমান্ত বরাবর উষ্ণ(বায়ু ত্রি(য়াশীল থাকে তাকে উষ্ণ(সীমান্ত বলে। এই সীমান্তে বৃষ্টিপাত দীর্ঘস্থায়ী হয় ও হালকা ঝিরঝিরে বৃষ্টি দেখা যায়। শীতল সীমান্ত বরাবর শীতল বায়ু ত্রি(য়াশীল থাকে। সাধারণতঃ শীতল সীমান্ত খাড়া ঢাল যুক্ত হয়। এই সীমান্তে বজ্র বিদ্যুৎসহ প্রবল বৃষ্টিপাত ঘটে। এ সম্পর্কে বিস্তৃত বিবরণ আপনারা ঘূর্ণবাত এককে পড়বেন।

7.3.2 বৃষ্টিপাতের বণ্টনঃ

পৃথিবীব্যাপী বৃষ্টিপাতের বণ্টন ল(্য করলে দেখা যায় যে অতি বৃষ্টি বা স্বল্প বৃষ্টি অঞ্চলগুলি সাধারণতঃ অ(াংশের সঙ্গে সমান্তরাল। নির(রেখার কাছাকাছি একটি অঞ্চল আছে যেখানকার গড় বার্ষিক বৃষ্টিপাত 175 - 200 সেন্টিমিটার। এই অঞ্চলে সূর্য প্রায় সারা বৎসর লম্বভাবে কিরণ দেয়। ফলে অতিরিক্ত(উষ্ণ(তা ও আর্দ্রতা এই অঞ্চলে অতিবৃষ্টির জন্য দায়ী। এই অঞ্চলে সাধারণতঃ পরিচলন বৃষ্টিপাত বেশী হয়। নির(রেখার উত্তরে ও দ(িণে উভয় গোলার্ধেই বৃষ্টিপাত কমে যায় এবং ত্র(াণ্টীয় উচ্চচাপ বলয়ে সবথেকে কম বৃষ্টিপাত হয়। এখানে বার্ষিক গড় বৃষ্টিপাত 50 - 75 সেন্টিমিটার মত। উচ্চচাপ ও বায়ুর অধোগমন এই অঞ্চলের স্বল্পবৃষ্টির জন্য দায়ী। বায়ু নীচে নেমে আসে বলে এই বায়ুর তাপমাত্রা বৃষ্টি পায় ফলতঃ জলধারণ (মতাও বৃদ্ধি পায় ফলে এই বায়ুতে বৃষ্টি হয় না। পৃথিবীর সমস্ত বড় বড় ম(ভূমি ত্র(াণ্টীয় উচ্চচাপ বলয়ে অবস্থিত। এই অঞ্চল থেকে পুনরায় দুই মে(অঞ্চলের দিক বৃষ্টিপাতের পরিমাণ বৃদ্ধি পায়। এই পরিমাণ সবথেকে বেশী হয় মে(বৃত্ত প্রদেশীয় নিম্নচাপ অঞ্চলে।

এখানে বার্ষিক গড় বৃষ্টিপাতের পরিমাণ 125 - 150 সেন্টিমিটার। এই বৃষ্টিপাত মূলতঃ ঘূর্ণবৃষ্টি বা সীমান্ত বৃষ্টিরূপে হয় কারণ এখানে নিম্নচাপ অঞ্চলে দুটি সম্পূর্ণ বিপরীত ধর্মী বায়ু পরস্পর মুখোমুখি মিলিত হয়। এই অঞ্চল থেকে মে(র) দিকে পুনরায় বৃষ্টিপাত কম হয়। এবং 75° অ(ংশের উত্তরে ও দ(ি)গে বার্ষিক গড় বৃষ্টিপাত 25 সেন্টিমিটারের নীচে। অত্যধিক শৈত্যের জন্য এখানকার বাতাসে আর্দ্রতা এতই কম যে অধঃপন অত্যন্ত সীমিত। (চিত্র নং 7.4)



(চিত্র নং 7.4) পৃথিবীর গড় বৃষ্টিপাতের বণ্টন

যদিও অ(ংশ বরাবর গড় বার্ষিক অধঃপনের বর্ণনা করা হয়েছে কিন্তু এই গড় বণ্টনের মধ্যে বহু আঞ্চলিক প্রকারভেদ দেখা যায়। অসমতল ভূভাগ, জলভাগের ও স্থলভাগের অসমবণ্টন ইত্যাদি এই আঞ্চলিক তারতম্যের জন্য দায়ী।

7.4 সারাংশ

এই এককটি পড়ে আপনারা জানতে পারবেন অধঃপন কাকে বলে এবং অধঃপনের গঠন সম্পর্কে বিভিন্ন প্রাচীন ও নবীন মতবাদ সমূহ। অধঃপন শুধুমাত্র ঘনীভবনের ফলে গড়ে ওঠে না। এর গঠনের অন্যান্য শর্ত রয়েছে। এ সম্পর্কে বহুল প্রচলিত বার্জেরন তত্ত্ব এখানে আলোচিত হয়েছে। তাছাড়া সংঘর্ষ ও সংযুক্তিকরণ তত্ত্বও আলোচিত হয়েছে। অধঃপনের প্রকারভেদ ও বৃষ্টিপাতের শ্রেণীবিভাগ সম্পর্কেও আপনার ধারণা এই একক থেকে স্পষ্ট হবে। সর্বশেষে বৃষ্টিপাতের গড় বণ্টন এই এককে

আলোচিত হয়েছে। বৃষ্টিপাতের গড় বার্ষিক বণ্টন ও বায়ুচাপ বলয়গুলির মধ্যে যে একটি গভীর সম্পর্ক রয়েছে তা এই এককটি পড়লে আপনারা বুঝতে পারবেন।

7.5 সর্বশেষ প্রশ্নাবলী

A. বিষয়মুখী রচনাধর্মী প্রশ্ন (600টি শব্দের মধ্যে উত্তর দিতে হবে)

- 1 অধঃপনের গঠন সম্পর্কে প্রাচীন মতগুলির ব্যাখ্যা ও বিচার ক(ন)।
- 2 বার্জেরন অধঃপনের গঠন সম্পর্কে যে মতবাদ রেখেছেন তার বিস্তৃত আলোচনা ক(ন)। এই তত্ত্বের ত্রুটি কোথায়?
- 3 সংঘর্ষ ও সংযুক্তিকরণকে ভিত্তি করে অধঃপনের গঠন সম্পর্কে যে বিভিন্ন মত রাখা হয়েছে তা আলোচনা ক(ন)।
- 4 কিসের ভিত্তিতে বৃষ্টিপাতের শ্রেণীবিভাগ করা হয়েছে? বিভিন্ন প্রকার বৃষ্টিপাত সম্পর্কে ব্যাখ্যা ক(ন)।
- 5 বৃষ্টিপাতের গড় বার্ষিক বণ্টন সম্পর্কে বর্ণনা দিন।

B. সংক্ষিপ্ত প্রশ্ন (150টি শব্দের মধ্যে উত্তর দিতে হবে)

প্রতিটি প্রশ্নের মান — 4।

- 1 অধঃপনের গঠন সম্পর্কে দুটি প্রাচীন তত্ত্ব সংগেপে ব্যাখ্যা ক(ন)।
- 2 অধঃপনের গঠন সম্পর্কে আধুনিক মতাবলীর মধ্যে কোনটি সর্বাপেক্ষা গ্রহণযোগ্য ও কেন?
- 3 লুডলাসের অধঃপন সম্পর্কিত মতটি সংগেপে বিস্তৃত ক(ন)।
- 4 ি-ট ও তুষারপাতের মধ্যে পার্থক্য কি?
- 5 পর্বতের প্রতিবাদ ঢালে বৃষ্টি হয় না কেন?

C. অতিসংক্ষিপ্ত প্রশ্ন (50টি শব্দের মধ্যে উত্তর দিতে হবে)

প্রতিটি প্রশ্নের মান — 2

- 1 অধঃপন কাকে বলে?
- 2 অধঃপনের গঠন সম্পর্কে সর্বাধিক প্রচলিত মতবাদটি কার?

- 3 হিমায়নের কেন্দ্রবিন্দু বা ফ্রিজিং নিউক্লিআই (Freezing nuclei) বলতে কি বোঝান?
- 4 বৃষ্টিপাতের বিভিন্ন শ্রেণীগুলি কি কি?
- 5 সীমান্ত কালে বলে?

7.6 উত্তরমালা

A. বিষয়মুখী রচনাধর্মী প্রশ্ন

- 1 7.2.1 দ্রষ্টব্য।
- 2 7.2.2 দ্রষ্টব্য।
- 3 7.2.3 দ্রষ্টব্য।
- 4 7.3.1 দ্রষ্টব্য।
- 5 7.3.2 দ্রষ্টব্য।

B. সংক্ষিপ্ত প্রশ্ন

- 1 7.2.1 দ্রষ্টব্য।
- 2 7.2.3 দ্রষ্টব্য।
- 3 7.2.3 দ্রষ্টব্য।
- 4 7.3 দ্রষ্টব্য।
- 5 7.3.1 দ্রষ্টব্য।

C. অতি সংক্ষিপ্ত প্রশ্ন

- 1 7.2 দ্রষ্টব্য।
- 2 7.2.1 দ্রষ্টব্য।
- 3 7.2.2 দ্রষ্টব্য।
- 4 7.3.1 দ্রষ্টব্য।
- 5 7.3.1 দ্রষ্টব্য।

7.7 গ্রন্থপঞ্জী

- 1 Barry, R.G. and Chorley, R.J. Atmosphere, weather and climate, Methuen & Co. London, 1992.
- 2 Braham, R.R. How does a rain drop grow? Science, No. 129, 1959.
- 3 Critchfield, H. J. General Climatology, Printice Hall India Ltd. New Delhi, 1975.
- 4 Ludlam, F. E. The structure of rain clouds weather No. 11, 1956.
- 5 Pilleressen, S. Introduction to Meteorology, Mc. Graw Hill Book Co. New York, 1969.
- 6 Riehl, H. Introduction to the Atmosphere McGraw Hill Kogakusha Ltd. Tokyo 1978.
- 7 Saha, P.K. and Bhattacharya, P.K., আধুনিক জলবায়ুবিদ্যা West Bengal State Book Board, Calcutta 1995.
- 8 Trewartha, G.T. An Introduction to climate, Mc. Graw Hill Kogakusha Ltd. Tokyo, 1968.

একক ৪ □ ক্রান্তীয় ও মধ্যঅক্ষাংশীয় ঘূর্ণবাত

গঠন

৪.১ প্রস্তাবনা

৪.২ উদ্দেশ্য

৪.৩ ঘূর্ণবাত, শ্রেণীবিভাগ

৪.৪ ক্রান্তীয় ঘূর্ণবাত

৪.৪.১ ক্রান্তীয় ঘূর্ণবাতের আঞ্চলিক বিস্তার

৪.৪.২ ক্রান্তীয় ঘূর্ণবাতের বৈশিষ্ট্য সমূহ

৪.৪.৩ ক্রান্তীয় ঘূর্ণবাতের সৃষ্টি ও গঠন

৪.৪.৪ ক্রান্তীয় ঘূর্ণবাতের বিভিন্ন পর্যায়

৪.৫ মধ্যঅক্ষাংশীয় ঘূর্ণবাত

৪.৫.১ মধ্য অক্ষাংশীয় ঘূর্ণবাতের বৈশিষ্ট্য সমূহ

৪.৫.২ মধ্য অক্ষাংশীয় ঘূর্ণবাতের উৎপত্তি সংক্রান্ত বিভিন্ন মতবাদ

৪.৫.৩ মধ্য অক্ষাংশীয় ঘূর্ণবাতের বিভিন্ন পর্যায়

৪.৬ ঘূর্ণবাত অঞ্চল

৪.৭ সারাংশ

৪.৮ সর্বশেষ প্রশ্নাবলী

৪.৯ উত্তরমালা

৪.১০ গ্রন্থপঞ্জী

৪.১ প্রস্তাবনা

ভূগোলের ছাত্রছাত্রী হিসেবে আপনাদের ক্রান্তীয় ও মধ্য অক্ষাংশীয় ঘূর্ণবাত সম্পর্কে সঠিক ধারণালাভের প্রয়োজনীয়তা রয়েছে। ঘূর্ণবাতকে যদিও সাধারণভাবে অস্বাভাবিক ও অনিয়মিত বায়ুপ্রবাহ বলা যায়, আসলে বায়ুমণ্ডলের তাপ ও চাপের তারতম্য ও তার সাথে উচ্চ ট্রপোস্ফিয়ারে কিছু কিছু ঘটনার যোগাযোগ এগুলি সৃষ্টির জন্য দায়ী। ক্রান্তীয় ঘূর্ণবাত অত্যন্ত প্রবল এবং তার বিধ্বংসী প্রভাবে উপকূলীয়

অঞ্চলের অধিবাসীদের জীবন ছিন্ন বিচ্ছিন্ন হয়ে যায়। মধ্য অ(াংশীয় ঘূর্ণবাত ততটা প্রবল না হলেও বায়ুমণ্ডলের তাপের অসমতা দূর করায় এর প্রভাব উল্লেখযোগ্য।

8.2 উদ্দেশ্য

এই এককটি পড়ে আপনি

- ঘূর্ণবাত ও ঘূর্ণবাতের প্রকারভেদ সম্বন্ধে নির্ণয় করতে পারবেন।
- ত্র(াঙ্গীয় ঘূর্ণবাতের উদ্ভব, গঠন, বৈশিষ্ট্য ও বিস্তার সম্বন্ধে অবগত হবেন।
- মধ্য অ(াংশীয় ঘূর্ণবাতের উদ্ভব, গঠন, বৈশিষ্ট্য ও বিস্তার সম্বন্ধে ধারণা করতে পারবেন।

8.3 ঘূর্ণবাত ও ঘূর্ণবাতের শ্রেণী বিভাগ

ঘূর্ণবাত বলতে বোঝায় এমনই এক বায়ুপ্রবাহ যা একটি নিম্নচাপকে কেন্দ্র করে ঘোরে। উত্তর গোলার্ধে এই ঘূর্ণন ঘড়ির কাঁটার বিপরীত দিকে ও দ(ািণ গোলার্ধে ঘড়ির কাঁটার দিকে। বৈশিষ্ট্য, গঠন ও আঞ্চলিক তারতম্য অনুসারে ঘূর্ণবাতকে দুটি প্রধান শ্রেণীতে ভাগ করা যায়। যথা : ত্র(াঙ্গীয় ঘূর্ণবাত ও মধ্যঅ(াংশীয় ঘূর্ণবাত। ত্র(াঙ্গীয় ঘূর্ণবাত মধ্য অ(াংশীয় ঘূর্ণবাত অপেক্ষা অধিক তীব্র ও বিধ্বংসী কিন্তু মধ্য অ(াংশীয় ঘূর্ণবাত ততটা তীব্র নয় (বাতাসের গড় গতিবেগ ঘণ্টায় 30 থেকে 50 কিমি) তবে ভূগোলকে তাপীয় সমতা র(ািণ এটি উল্লেখযোগ্য ভূমিকা গ্রহণ করে।

8.4 ত্রাঙ্গীয় ঘূর্ণবাত :

ত্র(াঙ্গীয় অঞ্চলের অন্তর্গত কতগুলি বিশেষ অংশে এবং বছরের একটি বিশেষ সময়ে এই ঘূর্ণবাত দেখা যায়। নির(রেখার উভয়দিকে 5° অ(াংশ স্থান পর্যন্ত যেখানে কোরিওলিস শক্তির প্রভাব সামান্য বা একেবারেই অনুপস্থিত সেখানে ত্র(াঙ্গীয় ঘূর্ণবাতও অনুপস্থিত। এই ঘূর্ণবাত সাধারণতঃ ত্র(াঙ্গীয় অঞ্চলে সমুদ্রের উপর সৃষ্টি হয় এবং স্থলভাগের উপরে এটি দ্রুত বিনাশ লাভ করে। ফলে উপকূলীয় অঞ্চলে এই প্রবল ঘূর্ণবাতের প্রভাবে প্রবল জলোচ্ছাস উপকূলীয় অঞ্চলের প্রচুর (য়(তি ও প্রাণনাশের কারণ। উত্তর গোলার্ধে গ্রীষ্মকালের শেষে ও শরৎকালের প্রথমে যখন ইন্টারট্রপিকাল কনভারজেন্স জোন উত্তর দিকে সর্বাধিক বিচ্যুত হয় এবং যখন সমুদ্রের উপরিভাগের তাপমাত্রা সবথেকে বেশী তখনই এই ঘূর্ণবাত অধিক সংখ্যায় সৃষ্টি হতে দেখা যায়।

8.4.1 ত্রাঙ্গীয় ঘূর্ণবাতের আঞ্চলিক বিস্তার :

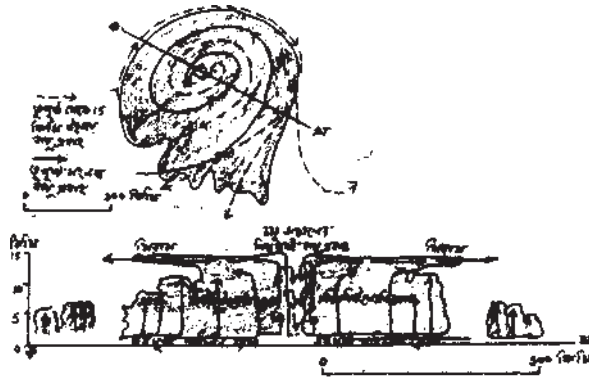
যদিও ত্র(াঙ্গীয় সমুদ্র অঞ্চলেই ত্র(াঙ্গীয় ঘূর্ণবাত সৃষ্টি হয়। কতগুলি বিশেষ অঞ্চলে এই ঘূর্ণবাত অধিক পরিমানে দেখা যায়। এই অঞ্চলগুলির মধ্যে আবার ছয়টি অঞ্চল প্রধান : a) উত্তর আটলান্টিক মহাসাগরের দ(ািণ পশ্চিমাংশ — কেপভারদে (Capeverde) দ্বীপ অঞ্চল, পশ্চিম ভারতীয় দ্বীপপুঞ্জ,

ফ্লোরিডা ও আমেরিকা যুক্তরাষ্ট্রের দিগে আটলান্টিক উপকূল অঞ্চল, উত্তর ও দিগে পশ্চিম ক্যারিবিয়ান সমুদ্র ও মেক্সিকো উপসাগর অঞ্চল। b) উত্তর প্রশান্ত মহাসাগরের দিগে পশ্চিম অঞ্চল — চীন সমুদ্র, ফিলিপাইন দ্বীপপুঞ্জ, দিগে জাপান অঞ্চল। c) উত্তর প্রশান্ত মহাসাগরীয় মেক্সিকো উপকূলের অদূরবর্তী অঞ্চল। d) দিগে প্রশান্ত মহাসাগর অস্ট্রেলিয়া থেকে পূর্বদিকে 140° পশ্চিম দ্রাঘিমা পর্যন্ত অঞ্চল। e) উত্তর ভারত মহাসাগর অঞ্চল — বঙ্গোপসাগর ও আরব সাগর। f) দিগে ভারত মহাসাগর — মাদাগাস্কার থেকে পূর্বদিকে 90° পূর্ব দ্রাঘিমা পর্যন্ত। উত্তর গোলার্ধে এই ঘূর্ণবাতের প্রাদুর্ভাব সাধারণতঃ জুন থেকে অক্টোবর মাস পর্যন্ত এবং দিগে গোলার্ধে নভেম্বর থেকে এপ্রিল মাস পর্যন্ত দেখা যায়। দিগে আটলান্টিক মহাসাগরীয় ত্রি(স্তীয় অঞ্চলে এবং দিগে প্রশান্ত মহাসাগরের পূর্বদিকের ত্রি(স্তীয় অঞ্চলে এই ঘূর্ণবাত কিন্তু একেবারেই অনুপস্থিত। উত্তর প্রশান্ত মহাসাগরের পশ্চিমপ্রান্তে এই ঘূর্ণবাত টাইফুন নামে এবং অন্যত্র হ্যারিকেন নামে পরিচিত।

8.4.2 ত্রি(স্তীয় ঘূর্ণবাতের বৈশিষ্ট্য সমূহ

ত্রি(স্তীয় ঘূর্ণবাতের কতগুলি উল্লেখযোগ্য অবশিষ্ট আছে যার সাহায্যে ত্রি(স্তীয় ঘূর্ণবাতকে মধ্য অ(িংশীয় ঘূর্ণবাত থেকে আলাদা করা যায়।

- 1) ত্রি(স্তীয় ঘূর্ণবাত সাধারণতঃ ব্যারোট্রপিক আবহমণ্ডলে (Barotropic Atmosphere) অর্থাৎ যেখানে দুটি সমধর্মী বায়ুপিণ্ড (Airness) মিলিত হয় সেখানে দেখা যায়। অর্থাৎ এখানে কোন প্রকার সীমান্ত (Front) গঠিত হয় না।
- 2) ত্রি(স্তীয় ঘূর্ণবাতের েত্রে সমুদ্রপৃষ্ঠের তাপমাত্রা অত্যন্ত বেশী হয়। ল(্য করা গেছে 26° বা 27° সেন্টিগ্রেড তাপমাত্রা ত্রি(স্তীয় ঘূর্ণবাতের গঠনের জন্য প্রয়োজনীয় সর্বনিম্ন তাপমাত্রা।
- 3) ত্রি(স্তীয় ঘূর্ণবাতের েত্রে সমচাপ রেখাগুলি বৃত্তাকার বা প্রায় বৃত্তাকার হয় এবং এর কেন্দ্রে সর্বনিম্ন পর্যন্ত 100 থেকে 150 মিলিবার বায়ুচাপের পার্থক্য ঘটে।
- 4) ঘূর্ণবাতের কেন্দ্র অঞ্চলটি মেঘমুক্ত ও শান্ত হয়। একে ঘূর্ণবাতের চু(বলা হয়। এই চু(অঞ্চলের গড় ব্যাস প্রায় 20 কিমি। (চিত্র 8.4.1)



(চিত্র 8.1) একটি ত্রি(স্তীয় ঘূর্ণবাতের নক্সা ও প্রস্থচ্ছেদ

- 5) পশ্চিমমুখী আয়নবায়ুর সঙ্গে সঙ্গে এই ঘূর্ণবাত ত্র(মশ পূর্ব থেকে পশ্চিমদিকে অগ্রসর হয়।
- 6) এই ঘূর্ণবাত তার প্রবল শক্তি পেয়ে থাকে সাধারণতঃ ঘনীভবন জনিত লীনতাপ থেকে।
- 7) এই ঘূর্ণবাত মধ্য অ(াংশীয় ঘূর্ণবাত অপে(া অনেক গুণ প্রবল। এই ঘূর্ণবাতের সঙ্গে আসা প্রবল বাতাসের গতিবেগ ঘণ্টায় 100 থেকে 150 কিমি এবং অতি প্রবল ঘূর্ণবাতের (ে ত্রে গতিবেগ ঘণ্টায় 200 কিমি থেকে 250 কিমি পর্যন্ত হয়ে থাকে।
- 8) প্রবল বাতাসের জন্য ত্র(াষ্টীয় ঘূর্ণবাত থেকে সৃষ্ট মোট বৃষ্টিপাতের পরিমাণ বৃষ্টিমাপক যন্ত্রের সাহায্যে মাপা যায় না। তবে সাধারণভাবে ত্র(াষ্টীয় ঘূর্ণবাত থেকে স্বল্প থেকে ভারি সবরকম বৃষ্টিপাতই ঘটে। 10 থেকে 20 সেন্টিমিটার বা 75 থেকে 100 সেন্টিমিটার বৃষ্টি এই অঞ্চলে হতে দেখা যায়। কোন কোন (ে ত্রে অস্বাভাবিক বেশি বৃষ্টিপাত (24 ঘণ্টায় 150 সেন্টিমিটার) ও ঘটতে দেখা গেছে।

8.4.3 ত্রাষ্টীয় ঘূর্ণবাতের সৃষ্টি ও গঠন

ত্র(াষ্টীয় ঘূর্ণবাতের সৃষ্টির প্রক্রিয়াটি সঠিক ভাবে জানা যায়নি। তবে যেহেতু এই ঘূর্ণবাত বছরের বিশেষ সময়ে ভূগোলোকের কতগুলি বিশেষ অঞ্চলে দেখা যায় সেহেতু একথা নিশ্চিতভাবে বলা যায় যে বায়ুর পরিসঞ্চলনের কোন বিশেষ বৈশিষ্ট্য বা তাপগঠিত, শক্তি(জনিত (Thermodynamic) কোন পরিবর্তন এই ঘূর্ণবাত সৃষ্টির জন্য দায়ী। ঘূর্ণবাত অঞ্চলগুলির অন্যতম বৈশিষ্ট্য হল অধিক তাপমাত্রা এবং বাতাসে প্রচুর জলীয় বাষ্পের উপস্থিতি। যখন কোন বায়ুর তাপমাত্রাও জলীয় বাষ্পের পরিমাণ অত্যন্ত বেশী হয় তখন তাকে আপেকিক অসুস্থিত (Conditional Instability) বায়ুপিণ্ড বলা হয়। এই রূপ বায়ুপিণ্ডে যদি একবার কোন কারণে উর্ধ্বগমন বা উর্ধ্বপ্রবাহ সৃষ্টি হয় তবে তা চলতেই থাকে। ঘনীভবনের ফলে উৎপাদিত লীনতাপ (Latent heat of condensation) বায়ুপিণ্ডকে সচল রাখতে সাহায্য করে। কিন্তু এইরূপ উত্তপ্ত ও জলীয় বাষ্পপূর্ণ বায়ুপিণ্ডে হঠাৎ উর্ধ্বগমন কিভাবে শু(হয় সেটাই প্রশ্ন। বর্তমানে এ বিষয়ে আবহবিদেরা একমত যে হ্যারিকেন বা টাইফুন পূর্বসৃষ্ট কোন নিম্নচাপের তীব্রতা বৃদ্ধির ফলে গঠিত হয়। ত্র(াষ্টীয় সমুদ্র অঞ্চলে এইরূপ প্রচুর নিম্নচাপ ক(সৃষ্টি হয়। কিন্তু তাদের মধ্যে কিছু কিছুমাত্র হ্যারিকেন বা টাইফুনে পরিণত হয়। মনে করা হয় উচ্চ ট্রপোস্ফিয়ারে যে অঞ্চলে কেন্দ্র বিমুখ বায়ুপ্রবাহের সৃষ্টি হয় তার ঠিক নীচের নিম্নচাপ ক(গুলির গভীরতা বৃদ্ধি পায় এবং কেন্দ্রমুখী ও উর্ধ্বমুখী বায়ুপ্রবাহ আবার উচ্চ ট্রপোস্ফিয়ারের কেন্দ্রবিমুখ বায়ুপ্রবাহকে সহায়তা করে। এইভাবে নিম্নচাপ ত্র(মশঃ গভীর হয় এবং ঝড়ের তীব্রতা ত্র(মশঃ বৃদ্ধি পায়।

হ্যারিকেনের একটি উল্লেখযোগ্য বৈশিষ্ট্য হল উষ(অ((Warm Vortex)। ত্র(াষ্টীয় ঘূর্ণবাত সব সময়ই তার পাদ্ধবর্তী অঞ্চল অপে(া উষ(থাকে। প্রবল উর্ধ্বগামী আর্দ্রবায়ুর দ্রুত ঘনীভবনের ফলে উৎপাদিত লীন তাপ এই উষ(অ(টি সৃষ্টির জন্য দায়ী। এই উষ(অ(টি ত্র(াষ্টীয় ঘূর্ণবাতের গঠনের

জন্য অত্যন্ত জরুরী কারণ এটি যেমন পরিচলন প্রক্রিয়াকে শক্তি(শালী করে তেমনি উচ্চ ট্রপোস্ফিয়ারের কেন্দ্রবিমুখ বায়ুপ্রবাহকে প্রবলতর করে তোলে।

প্রায় প্রত্যেক পরিণত ত্র(াণ্টীয় ঘূর্ণবাতের কেন্দ্রে একটি মেঘমুভ(শান্ত অঞ্চল থাকে একে ঘূর্ণবাতের চু (eye of the Cyclone) বলা হয়। এই অঞ্চলের ব্যাস 30 - 50 কিমি এই চু অঞ্চলটি চারদিকে আংটির মত অত্যন্ত উঁচু কিউমিউলোনিস্বাস মেঘের প্রাচীর দ্বারা আবৃত থাকে একে চুর প্রাচীর বা eyeball বলা হয়। এই প্রাচীরের উচ্চতা যে কিমি বা তার অধিক হয় এবং বর্হিবিস্তার 100 কিমি বা তার অধিক হয়। চু থেকে যত বাইরের দিকে যাওয়া যায় তত সিরাস এবং অল্টেস্ট্রাটাস মেঘের প্রাধান্য দেখা যায়। চু প্রাচীরটি উচ্চতার সাথে সাথে বাইরের দিকে ঢাল যুক্ত হয়। এই ঢাল 45° পর্যন্ত হতে পারে। তবে কোন কোন ত্রে দ্রুত গঠিত ঘূর্ণবাত হলে এই প্রাচীরের ঢাল অত্যন্ত খাড়া হয়। চু অঞ্চলটি সাধারণতঃ মেঘমুভ(হয় তবে কোন কোন সময় এই অঞ্চলে হাল্কা সিরাস মেঘ দেখা যায় ত্র(াণ্টীয় ঘূর্ণবাতের ত্রে যতদূর পর্যন্ত বায়ুচাপের গতি নিম্নচাপ করে কেন্দ্রের দিকে থাকে ততদূর পর্যন্ত বায়ু কেন্দ্রাভিমুখে প্রবাহিত হয় কিন্তু কেন্দ্রীয় অঞ্চলে যখন বায়ুচাপ প্রায় সমান থাকে তখন বায়ুর উর্ধ্বগমন শু(হয়। এই কারণেই কেন্দ্রীয় অঞ্চলের চারদিকে আংটির মতো কিউমিউলোনিস্বাস মেঘের প্রাচীর সৃষ্টি হতে দেখা যায়। যদিও মনে করা হয় এই কারণেই ঘূর্ণবাতের চু সৃষ্টি হয় তবুও এই সংত্র(াস্ত বিশদ তথ্য এখনো পাওয়া যায়নি।

কোন কোন আবহবিদের মতে এই চু অঞ্চলের কেন্দ্রে একটি নিম্নগামী বায়ু দেখা যায়। এই নিম্নগামী বায়ুপ্রবাহই উষ(অ(সৃষ্টির জন্য দায়ী। এই নিম্নগামী বায়ুর ফলে চু অঞ্চলে অনেক সময় বৈপরীত্য উত্তাপের (Temperature Inversion) সৃষ্টি হয়। বৈপরীত্য উত্তাপ স্তরটির উচ্চতা কেন্দ্র অঞ্চলের নিম্নচাপের পরিমাণের উপর নির্ভর করে। কেন্দ্রীয় অঞ্চলের নিম্নচাপ 920 মিলিবার হলে বৈপরীত্য স্তরের উচ্চতা হয় 500 মিটার এবং কেন্দ্রীয় অঞ্চলের নিম্নচাপ 980 মিলিবার হলে বৈপরীত্য স্তরের উচ্চতা হয় 1200 মিটারের মত।

প্রবল উত্তাপ, প্রচুর আর্দ্রতা, জলভাগের উপর স্বল্প ঘর্ষণ, ঘনীভবনের ফলে উৎপাদিত লীন তাপ এবং উচ্চ ট্রপোস্ফিয়ারের কেন্দ্রবিমুখ বায়ু — এই সমস্ত শর্তের মিলিত ফল ত্র(াণ্টীয় ঘূর্ণবাত। এই শর্তগুলির মধ্যে যে কোন একটি দুর্বল হয়ে পড়লে ত্র(াণ্টীয় ঘূর্ণবাতও দুর্বল হয়ে পড়ে। যদি ঘূর্ণবাত স্থলভাগের উপর চলে আসে অথবা যদি ঠাণ্ডা বায়ু কোনভাবে পরিসঞ্চলিত হয় অথবা যদি উচ্চ ট্রপোস্ফিয়ারের কেন্দ্রবিমুখ বায়ুপ্রবাহ অঞ্চলটি কোনত্র(মে নিম্নচাপ কেন্দ্রের উপর থেকে সরে যায় তাহলেই ঘূর্ণবাত ত্র(মশঃ দুর্বল হয়ে পড়ে এবং বিনষ্ট হয়।

8.4.4 ত্রাণ্টীয় ঘূর্ণবাতের বিভিন্ন পর্যায়

ত্র(াণ্টীয় ঘূর্ণবাত তার বিধ্বংসী রূপের জন্য এই অঞ্চলের জাহাজের পরিচালক ও নাবিকদের কাছে পরিচিত। ফলে তারা ত্র(াণ্টীয় অঞ্চলের নিম্নচাপগুলির গতি, প্রকৃতি ও বৈশিষ্ট্য অত্যন্ত সূক্ষ্মাতিসূক্ষ্মভাবে পর্যবে(ণ করতেন। পরবর্তীকালে বিজ্ঞানী টি বার্জেরন (T Bergeron), জি.ই.দুন (G. E. Dunn),

ই পামেন (E. Patmen) ও এইচ. রল (H. Rahl) ত্র(াঙ্কীয় ঘূর্ণবাতের গঠন ও গতি প্রকৃতি নিয়ে পর্যালোচনা ও গবেষণা করেছেন। তাঁরা এ বিষয়ে একমত যে পূর্বসৃষ্ট কোন নিম্নচাপ ক(ই হঠাৎ গভীরতা লাভ করে ও ঘূর্ণবাত গঠন করেন। নাবিক ও বিজ্ঞানীগণ এ বিষয়ে একমত যে ত্র(াঙ্কীয় ঘূর্ণবাতের কতগুলি পর্যায় আছে।

প্রথম পর্যায় — ত্র(াঙ্কীয় ঘূর্ণবাতের প্রথম পর্যায়ে একটি মোটামুটি বড় নিম্নচাপ ক(গঠিত হতে দেখা যায়। এই ক(ের চারিদিকে মাঝারি গতি সম্পন্ন বায়ু প্রবাহিত হয় এবং কিউমিউলাস মেঘ ও মাঝারি ধরনের বৃষ্টিপাত ল(য় করা যায়।

দ্বিতীয় পর্যায় — এই নিম্নচাপ ক(গুলির অধিকাংশই বিনষ্ট হয় কিন্তু হঠাৎ করে কোনটি গভীরতা প্রাপ্ত হয়। যখন কোন নিম্নচাপ ক(ের কেন্দ্রের চারিদিকে বায়ুচাপ হঠাৎ দ্রুত গতিতে কমতে থাকে তখন বোঝা যায় যে সেটি গভীরতর হয়েছে এবং ত্র(মশঃ ঘূর্ণবাত গঠন করবে। সাধারণতঃ বায়ুচাপ হ্রাসের হার ঘণ্টায় 0.4 থেকে 0.8 ইঞ্চি কিন্তু কোন কোন (ে ত্রে আধঘণ্টার। ইঞ্চি পর্যন্ত বায়ুচাপ হ্রাসের হার দেখা গেছে। সমচাপ রেখা দ্বারা বেষ্টিত নিম্নচাপ ক(ের স্থলে যেখানে আর কোন সমচাপ রেখা থাকে না সেখানেই ত্র(মে চ(বা eye গঠিত হয়। তীব্রগতিতে উষ(ও আর্দ্রবায়ু সর্বনিম্নমান যুক্ত(সমচাপ রেখার দিকে ছুটে আসে এবং উর্ধ্বগতি প্রাপ্ত হয়। ঘন কিউমিউলোনিম্বাস মেঘের সৃষ্টিও মাঝারি থেকে ভারী বৃষ্টিপাত ল(য় করা যায়।

$$66\frac{1}{2}$$

তৃতীয় পর্যায় — এই পর্যায়ে বায়ুচাপ হ্রাস বন্ধ হয় ফলে বাতাসের তীব্রতা আর বৃদ্ধি পায় না। এ(ে ত্রে ঘূর্ণবাতটির আনুভূমিক প্রসারণ বৃদ্ধি পায় এবং এর ব্যায় প্রায় 250 কিমি পর্যন্ত বিস্তৃত হয়। এই পর্যায়ে ঘূর্ণবাতটির গতিপথের ডানদিকে সর্বাপে(া প্রবল ঝড় ও বৃষ্টি দেখা যায়। ঘূর্ণবাতটি সাধারণভাবে পশ্চিমদিকে অগ্রসর হয় এবং নির(রেখা থেকে ত্র(মাগত দূরে সরে যায়।

চতুর্থ পর্যায় — বেশিরভাগ ঘূর্ণবাত স্থলভাগের উপরে উঠলে দুর্বল ও ত্র(মশঃ বিনষ্ট হয়। এই পর্যায়ে বাতাসের গতি কমে এলেও প্রবল বৃষ্টি চলতে থাকে।

8.5 মধ্য অক্ষাংশীয় ঘূর্ণবাত

মে(বৃত্ত প্রদেশীয় নিম্নচাপ বলয় অঞ্চলে অর্থাৎ উভয় গোলার্ধে অ(াংশে যেখানে পশ্চিমা বায়ু ও মে(বায়ু মুখোমুখি মিলিত হয় সেখানে এই ঘূর্ণবাত সৃষ্টি হতে দেখা যায়। পশ্চিমা বায়ু ত্র(াঙ্কীয়

অঞ্চল থেকে আগত বায়ু ফলতঃ এই বায়ু উষ্ণ (ও আর্দ্র) মে(বায়ু মে(অঞ্চল থেকে উদ্ভূত তাই এই বায়ু শীতল ও শুষ্ক। এই দুই সম্পূর্ণ বিপরীতধর্মী বায়ু যখন মুখোমুখি মিলিত হয় তখন তারা সঙ্গে সঙ্গে মিশে যায় না পরন্তু উভয়ের মধ্যে একটি বিভাজন রেখা তৈরী করে। এই বিভাজন রেখা যা পশ্চিমাবায়ু ও মে(বায়ুর সীমানা নির্দেশ করে তাকে সীমান্ত (Front) বলা হয়। এই সীমান্ত রেখা বরাবর পর্যায়ক্রমে গঠিত নিম্নচাপ ও উচ্চচাপ ক(পশ্চিম থেকে পূর্বে আবর্তন করতে থাকে।

8.5.1 মধ্য অক্ষাংশীয় ঘূর্ণবাতের বৈশিষ্ট্য সমূহ

মধ্য অ(াংশীয় ঘূর্ণবাতের কতগুলি বিশেষ বৈশিষ্ট্য আছে যা ল(ণীয়।

- 1) মধ্যঅ(াংশীয় ঘূর্ণবাতও অপর যে কোন ঘূর্ণবাতের মতই কতগুলি এক কেন্দ্রিক সমচাপ রেখা দ্বারা বেষ্টিত যার কেন্দ্রে সর্বনিম্ন বায়ুচাপ থাকে। এই নিম্নচাপ ক(ের কেন্দ্রের সঙ্গে বর্হিপ্রান্তের বায়ুচাপের পার্থক্য থাকে 10 থেকে 20 মিলিবার। কোন কোন (েত্রে এই পার্থক্য 1 ইঞ্চি অর্থাৎ 35 মিলিবার পর্যন্ত হতে পারে। এই এককেন্দ্রীক সমচাপ রেখাগুলির আকৃতি গত পার্থক্য ল(য় করা যায় — কোথাও একেবারে গোল কোথাও লম্বাটে আবার কোথাও 'V' আকৃতির।
- 2) এখানে কেন্দ্রমুখী বায়ুপ্রবাহ দেখা যায়। বায়ুপ্রবাহের গতি মাঝারি রকমের। খুব কম (েত্রে প্রবল বা অতি প্রবল বায়ুপ্রবাহ দেখা যায়। করিওলিস শক্তির প্রবাহে এই কেন্দ্রমুখী বায়ুপ্রবাহ উত্তর গোলার্ধে ডানদিকে বেঁকে যায় এবং দ(িণ গোলার্ধে বামদিকে বেঁকে যায়। সেই কারণে উত্তর গোলার্ধে ঘূর্ণবাত ঘড়ির কাঁটার বিপরীত দিকে এবং দ(িণ গোলার্ধে ঘড়ির কাঁটার দিকে।
- 3) মধ্য অ(াংশীয় ঘূর্ণবাতের ব্যাস সর্বোচ্চ 3000 কিমি থেকে সর্বনিম্ন 200 কিমি পর্যন্ত হতে দেখা যায়। তবে বেশীরভাগ (েত্রে এই ব্যাস 1500 কিমি পর্যন্ত হয়।
- 4) মধ্য অ(াংশীয় ঘূর্ণবাত সাধারণতঃ পশ্চিমদিকে থেকে পূর্বদিকে অগ্রসর হয়। যদিও মাঝে মাঝে এই সাধারণ নিয়মের বিচ্যুতি দেখা যায়। মনে করা হয় মধ্য অ(াংশীয় অঞ্চলে ট্রপোস্ফিয়ার জুড়ে যোহেতু বায়ুপ্রবাহের সাধারণ দিক পশ্চিম থেকে পূর্ব তাই ঘূর্ণবাত ও পশ্চিম থেকে পূর্বদিকে অগ্রসর হয়।
- 5) মধ্য অ(াংশীয় ঘূর্ণবাতের বাতাসের গতিবেগ প্রতি ঘণ্টায় 30 - 50 কিমি। শীতকালে গতিবেগ কিছুটা বেশী থাকে এবং গ্রীষ্মকালে কিছুটা কমে যায়।
- 6) মধ্য অ(াংশীয় ঘূর্ণবাতের অপর উল্লেখযোগ্য বৈশিষ্ট্য। সীমান্ত বা front, যেখানে সম্পূর্ণ ভিন্নধর্মী পশ্চিমা বায়ু ও মে(বায়ু মিলিত হয়।

- 7) বিয়ার্কনেস (Bjerkness), বার্জেরন (Bergeron) এবং সলবার্জ (Solberg) এর মতে মধ্য অ(াংশীয় ঘূর্ণবাত সবসময় দলবদ্ধ ভাবে অগ্রসর হয়। এই দলের সর্বপ্রথম সদস্য একটি প্রবীণ অক্লুডেড ঘূর্ণবাত এবং তার পরবর্তী সদস্য কিছুটা দাঁ গে থাকে এবং অপেক্ষিত নবীণ একটি ঘূর্ণবাত এবং সর্বশেষ সদস্য একটি শিশু অর্থাৎ সদ্য গড়ে ওঠা ঘূর্ণবাত।
- 8) মধ্য অ(াংশীয় ঘূর্ণবাতকে সবসময় প্রতীপ ঘূর্ণবাত অনুসরণ করে।

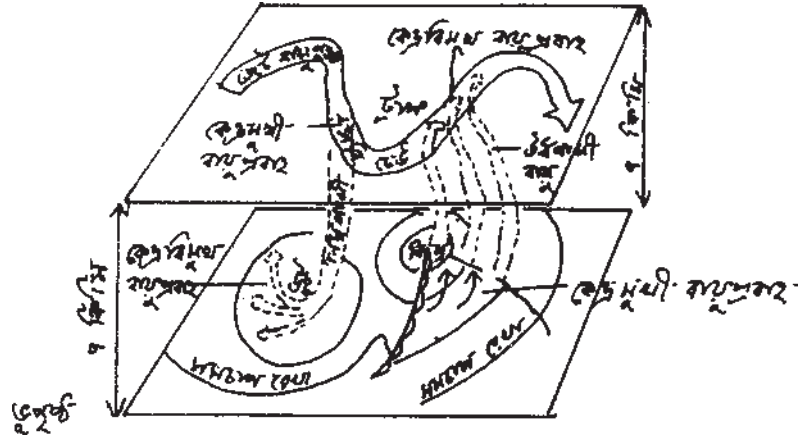
8.5.2 মধ্য অক্ষাংশীয় ঘূর্ণবাতের উৎপত্তি সংক্রান্ত বিভিন্ন মতবাদ

যদিও মধ্য অ(াংশীয় ঘূর্ণবাতের উৎপত্তি সংক্রান্ত বিভিন্ন মতবাদ রয়েছে কিন্তু সর্বাপেক্ষা উল্লেখযোগ্য এবং গ্রহণযোগ্য মতবাদ রেখেছেন নরওয়ের বার্জেরন স্কুল অব মেটিওরোলজি (Bergen School of Meteorology, Norway)-র বিজ্ঞানীগণ। প্রথম বিশ্বযুদ্ধ চলাকালীন সময়ে আবহবিদ বিয়ার্কনেস, সলবার্জ ও বার্জেরন মধ্য অ(াংশীয় ঘূর্ণবাতের উৎপত্তি সংক্রান্ত গবেষণা করেন। তাদের গবেষণালব্ধ ফলাফল হল মেবু সীমান্ত মতবাদ (Polar front theory)। তাদের মতে মেবু প্রদেশীয় নিম্নচাপ বলয়ে যখন পরস্পর ভিন্নধর্মী মেবু বায়ু এবং পশ্চিমা বায়ু মিলিত হয় তখন তারা সঙ্গে সঙ্গে মিশে যায় না বরং উভয়ের মধ্যে একটি সীমান্ত বা বিভাজন রেখা সৃষ্টি করে। এই সীমান্ত প্রথমদিকে একটি সোজা রেখা থাকে পরে এটি ঢেউ-এর মত দুটি অংশে ভেঙ্গে যায়। এইরূপ সীমান্ত ঢেউ (Frontal wave) আবহমণ্ডলে হঠাৎই সৃষ্টি হয়, বিস্তৃতি লাভ করে এবং ত্রমে বিনষ্ট হয়। এইভাবেই মধ্য অ(াংশীয় ঘূর্ণবাতের সৃষ্টি হয়। দুটি ভিন্নধর্মী বায়ুপ্রবাহের তাপমাত্রা ও ঘনত্বগত পার্থক্য ও ঘনীভবনের ফলে উৎপাদিত লীন তাপই প্রকৃতপক্ষে এই ঘূর্ণবাতের মূল শক্তি। সীমান্তটি প্রকৃতপক্ষে ত্রৈমাত্রিক, এর দৈর্ঘ্য, প্রস্থ ও বেধ রয়েছে। যখন শীতল ও ভারী মেবু বায়ু এবং উষ্ণ ও হালকা পশ্চিমা বায়ু মেবু প্রদেশীয় নিম্নচাপ বলয়ে এসে মিলিত হয় তখন ভারী মেবু বায়ু স্বভাবতই ভূপৃষ্ঠ সংলগ্ন অংশে থাকে এবং উষ্ণ ও হালকা পশ্চিমা বায়ু মেবু বায়ুর সীমান্ত ঢাল বরাবর উপরদিকে উঠে যায়। এই ঢাল কতটা হবে তা কতগুলি কারণ, যেমন — বায়ুপিণ্ড দুটির তাপমাত্রা ও গতি, ঐ অঞ্চলের অ(াংশ, পৃথিবীর কৌণিক গতি ও মাধ্যাকর্ষণজনিত ত্বরণ ইত্যাদির উপর নির্ভরশীল। বিজ্ঞানী হেল্মহোল্জ ও মার্গুলো (Helmholtz and Margules) সীমান্তের ঢাল বা Slope নির্ণয় করার জন্য একটি গণনাপদ্ধতি ব্যবহার করেছেন,

$$S = \frac{2\omega \sin\phi}{g} \times \frac{T(v_1 - v_2)}{T_1 - T_2}$$

যেখানে $S = \text{slope}$, পৃথিবীর কৌণিক গতি অ(াংশে, $v_1, v_2 =$ বায়ুপিণ্ড দুটির গতিবেগ, $T_1, T_2 =$ বায়ুপিণ্ড দুটির তাপমাত্রা, $g =$ মাধ্যাকর্ষণজনিত ত্বরণ, $T =$ বায়ুপিণ্ড দুটির গড় তাপমাত্রা।

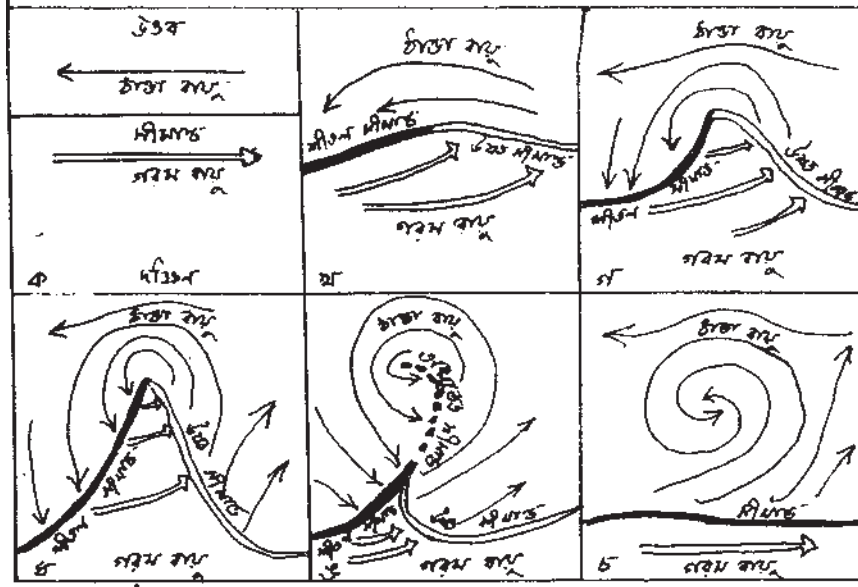
এর পরে দ্বিতীয় বিদ্যুৎকোণ্ডের কালে জেটসিস্টিমের আবিষ্কার এবং বিশেষত্ব নির্ণয়িত হবার পর নতুন করে মধ্য অ(াংশীয় ঘূর্ণবাতের উৎপত্তি বিচার করে দেখা হয়। জেট বায়ুপুঞ্জ যে বিশাল বিশাল চেউ থাকে তার রসবি চেউ (Rossby waves) নামে পরিচিত। উচ্চ ট্রপোস্ফিয়ারে যেখানে রসবি চেউ-এর অধোভঙ্গ তার ঠিক নীচে ভূসংলগ্ন অঞ্চলে আবহাওয়ার পার্থক্য ল(্য করা যায়। রসবি অধোভঙ্গের পূর্ববাহতে (Eastern limb Rossby wave) বায়ুর কেন্দ্রবিমুখীনতা এবং পশ্চিম বাহতে (Western limb) বায়ুর কেন্দ্রমুখীনতা দেখা গেছে। সাধারণতঃ উচ্চ ট্রপোস্ফিয়ারে কেন্দ্রবিমুখ বায়ুপ্রবাহ ভূসংলগ্ন ঘূর্ণবাতকে গভীরতর হতে সাহায্য করে এবং বেশীর ভাগ (েত্রই ঘূর্ণবাতগুলির অবস্থান রসবি চেউ-এর পূর্ব বাহুর তলদেশে দেখা যায়। (চিত্র ৪.২)



(চিত্র ৪.২) জেট বায়ুপুঞ্জের রসবি চেউ-এর সাথে ভূপৃষ্ঠে সৃষ্ট ঘূর্ণ বাতের সম্পর্ক।

৪.৫.৩ মধ্য অক্ষাংশীয় ঘূর্ণবাতের বিভিন্ন পর্যায়

প্রথম পর্যায়ে মে(সীমান্তটি একটি সরলরেখা থাকে এবং এর উত্তরপ্রান্তে মে(বায়ু ও দা(িণপ্রান্তে পশ্চিমা বায়ু থাকে। দ্বিতীয় পর্যায়ে হঠাৎ এই সরল সীমান্তরেখাটিতে একটি চেউ সৃষ্টি হয় এবং সরল সীমান্তটি দুটি অংশে ভেঙ্গে যাওয়া মাত্র একটি দুর্বল ঘূর্ণবাতের সৃষ্টি হয়। এর ফলে শীতল মে(বায়ু নির(রেখার দিকে এবং উষ(ত্র(াণ্তীয় বায়ু মে(রে দিকে অগ্রসর হয়। সীমান্তের যে অংশ বরাবর শীতল বাতাস অগ্রসর হয় তাকে শীতল সীমান্ত (Cold Front) এবং সীমান্তের যে অংশ বরাবর উষ(বায়ু অগ্রসর হয় তাকে উষ(সীমান্ত (Warm Front) বলে। পরবর্তী পর্যায়ে চেউটির বত্র(তা ও আকৃতি বৃদ্ধি পায়। যেহেতু শীতল সীমান্ত বরাবর শীতল বায়ু অগ্রসর হয় এই সীমান্ত উষ(সীমান্ত অপে(া দ্রুত অগ্রসর হয় কারণ শীতল বায়ু উষ(বায়ু অপে(া ভারী। দ্রুত অগ্রসরমান শীতল সীমান্ত উষ(সীমান্তকে ধরে ফেলে, একে অক্লুসন বলা হয় এবং সীমান্তটিকে অক্লুডেড সীমান্ত (Occluded Front) বলা হয়। অক্লুসনের পর ঘূর্ণবাতের কেন্দ্রীয় অঞ্চলটি শীতল বায়ুতে ভরে যায় ও ঘূর্ণবাতটি ত্র(মশঃ দুর্বল ও বিনষ্ট হয়। (চিত্র নং ৪.৩ সমগ্র প্রক্রিয়াটি সম্পূর্ণ হতে ৫ থেকে ৭ দিন সময় লাগে।

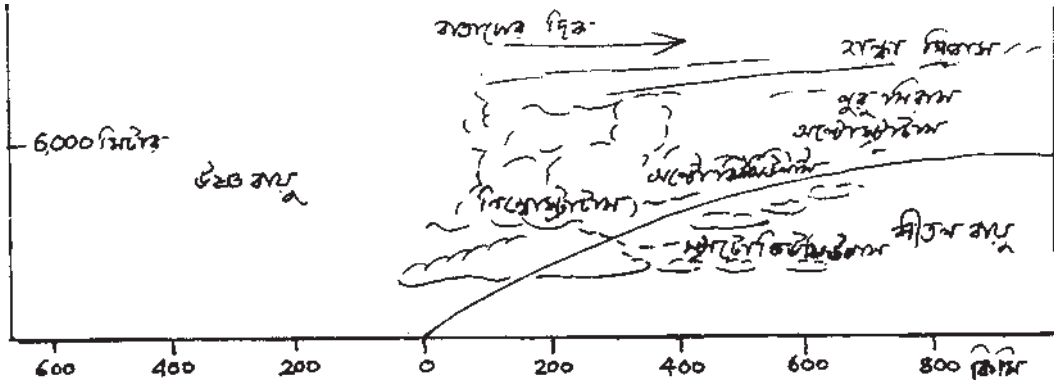


(চিত্র ৪.৩) মধ্য অ(ংশীয় ঘূর্ণবাতের বিভিন্ন পর্যায়

বিভিন্ন সীমান্ত ও সীমান্ত অঞ্চলের আবহাওয়ার বৈশিষ্ট্য :

উপরিউক্ত আলোচনা থেকে বোঝা যাচ্ছে যে মধ্য অ(ংশীয় ঘূর্ণবাতের মোট তিন প্রকার সীমান্তের সৃষ্টি হয় — উষ্ণ(সীমান্ত শীতল সীমান্ত ও অক্লুডেড সীমান্ত। এই তিন ধরনের সীমান্তের সঙ্গে সংশ্লিষ্ট আবহাওয়ার প্রকৃতিগত তারতম্য ল(ণীয়।

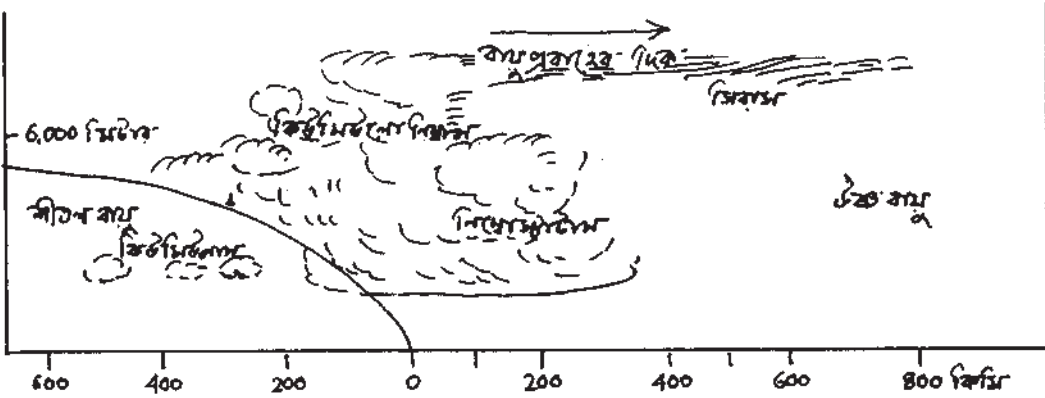
উষ্ণ সীমান্ত : সীমান্তের যে অংশ বরাবর উষ্ণ(বায়ু সত্রিয়ে থাকে তাকে উষ্ণ(সীমান্ত বলা হয়। সীমান্তের সম্মুখভাগে সর্বাপে(বৈশী গতি সম্পন্ন বায়ু প্রবাহ ল(য় করা যায়। এই অংশে বায়ুচাপ ত্র(মশঃ কমতে থাকে এবং সীমান্তটি অতিক্র(ম করে গেলে বায়ুচাপের স্থিতাবস্থা ল(য় করা যায়। সাধারণতঃ উষ্ণ(সীমান্তের ঢাল শীতল সীমান্ত অপে(া কম হয়। সেই কারণে পৃথিবীপৃষ্ঠে ঘূর্ণবাত পৌঁছানোর বহুপূর্বেই আকাশে মেঘের সঞ্চার হতে দেখা যায়। প্রথমে খুব হালকা পালকের মতো সিরাস মেঘ পরে ধাপে ধাপে পু(সিরাস মেঘের স্তর সিরোস্ট্রাটাস এবং অল্টোস্ট্রাটাস মেঘের সঞ্চার হয়। সূর্য মেঘের আড়ালে চলে যায় এবং ঝিরঝিরে বৃষ্টি আরম্ভ হয়। কখনো কখনো ট্রপোস্ফিয়ারের বেশীরভাগ অঞ্চল পু(নিম্বোস্ট্রাটাস মেঘে ঢেকে যায় এবং মাঝারি থেকে ভারী অবিরাম বৃষ্টিপাত চলতে থাকে। এই বৃষ্টি সাধারণতঃ একটা বিস্তৃত অঞ্চল জুড়ে হয়। ঘন কুয়াশায় চারদিক আচ্ছন্ন থাকে। প্রথম যখন বৃষ্টি আরম্ভ হয় তখন তলাকার ঠাণ্ডা বাতাসের মধ্য দিয়ে পড়ার সময় জল কিছু জমে যায় (Freezing rain) বিশেষতঃ শীতকালে এরূপ ঘটনা ঘটে। অনেক সময় উষ্ণ(সীমান্তের অগ্রসরণের সঙ্গে সঙ্গে অধঃ(পনের নিম্নরূপ পর্যায় ত্র(মিক পরিবর্তন ল(য় করা যায়। প্রথমে তুষারপাত, জমে যাওয়া ছোট ছোট জলবিন্দু ও বৃষ্টিপাত। (চিত্র নং ৪.৪)



(চিত্র ৪.৪) উষ্ণ(সীমান্তের উল্লম্ব পার্শ্বচিত্র।

উষ্ণ(সীমান্ত চলে যাবার সাথে সাথে বাতাসের গতি পরিবর্তিত হয়, তাপমাত্রা বৃদ্ধি পায় এবং সবিরাম বৃষ্টিপাত ল(য় করা যায়।

শীতল সীমান্ত : সীমান্তের যে অংশ বরাবর শীতল বাতাস সত্রিয় থাকে তাকে শীতল সীমান্ত বলা হয়। ঠাণ্ডা ও ভারী হাওয়ার জন্য এটি ভূমি সংলগ্ন থাকে ফলে ঘর্ষণের ফলে এর গতি কিছুটা ব্যাহত ফলে এই সীমান্তের ঢাল উষ্ণ(সীমান্ত অপে(খাড়া থাকে। ফলে এই সীমান্ত অঞ্চলে উষ্ণ(বায়ুর হঠাৎ উপর্ধগমন অত্যন্ত পু(ঘন কালো কিউমিউলোনিম্বাস বা নিম্বো স্ট্রাটাস মেঘের সৃষ্টি করে। (চিত্র ৪.৫)

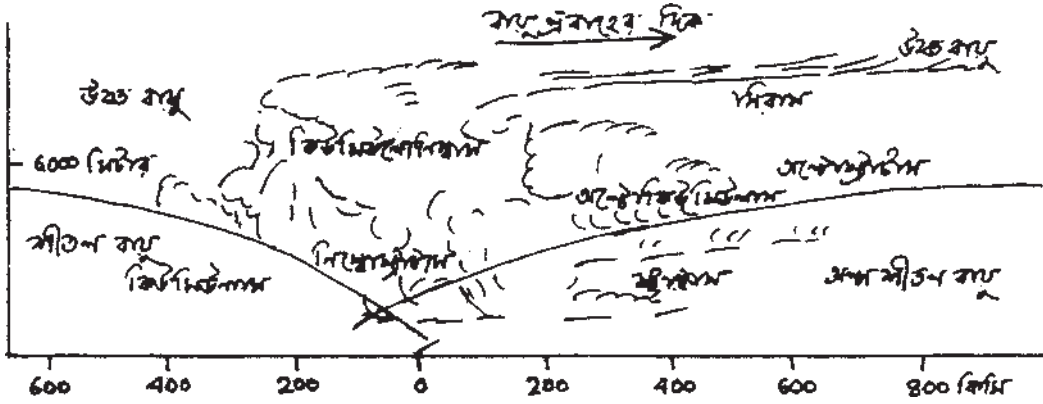


(চিত্র ৪.৫) শীতল সীমান্তের উল্লম্ব পার্শ্বচিত্র

এই মেঘ থেকে অত্যন্ত ভারী পাশলা বৃষ্টি (heavy showery precipitation) হয়। শীতল সীমান্ত অঞ্চলে যে বৃষ্টিপাত হয় তা শুধুমাত্র স্বল্পকালীন নয়(উষ্ণ(সীমান্ত অঞ্চল অপে(খ স্বল্প স্থান জুড়ে হয়। শীতল সীমান্ত এগিয়ে আসার সাথে সাথে বাতাসের তাপমাত্রা কমতে থাকে এবং শীতল সীমান্ত চলে যাওয়া মাত্র বাতাসের গতি সম্পূর্ণ পরিবর্তিত হয়। শীতল সীমান্তের অগ্রবর্তী উষ্ণ(অংশে সাধারণতঃ বায়ু দাঁ(ণ বা দাঁ(ণ পশ্চিম দিক থেকে প্রবাহিত হয় কিন্তু যেই শীতল সীমান্ত এগিয়ে আসে ধীরে ধীরে বাতাসের গতি পরিবর্তিত

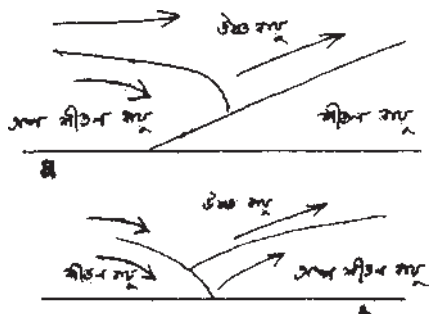
হতে থাকে এবং শীতল সীমান্ত চলে যাবার পর বাতাস উত্তর বা উত্তর পশ্চিম দিক থেকে প্রবাহিত হয়। এই শীতল ঠাণ্ডা উত্তরে বাতাসের সাথে সাথে বায়ুচাপও কমতে থাকে। শীতল সীমান্ত চলে যাবার কয়েক ঘণ্টা পর সাধারণতঃ আকাশ পরিষ্কার হয়ে যায় ও বৃষ্টিপাত কমে যায়। কিন্তু উষ্ণ (ও আর্দ্র ভূমির উপর দিয়ে ঠাণ্ডা বাতাসের সঞ্চালন কোন কোন সময় অসুস্থিত (instability) অবস্থার সৃষ্টি করে যার ফলে হঠাৎ হঠাৎ মেঘের সঞ্চারণ ও এক পশলা বৃষ্টি হতে দেখা যায়। শীতকালে ঠাণ্ডা বাতাসের সঙ্গে এইরূপ তুষারপাত আমেরিকায় ব্লিজার্ড (Blizzard) এবং রাশিয়ায় বুরান (Buran) নামে পরিচিত।

অক্লুডেড সীমান্ত (Occluded Front) : ঘূর্ণবাতের (ত্রৈ) সাধারণতঃ শীতল সীমান্ত উষ্ণ সীমান্ত অপেক্ষা দ্রুত অগ্রসর হয়। যখন শীতল সীমান্তের পশ্চাৎবর্তী শীতল বায়ু উষ্ণ সীমান্তের অগ্রবর্তী উষ্ণ বায়ুকে ধরে ফেলে তখন তাকে অক্লুসন বলে। এবং এর ফলে যে মিলিত সীমান্তের সৃষ্টি হয় তাকে অক্লুডেড সীমান্ত বলে। (চিত্র নং ৪.৬)



(চিত্র ৪.৬) অক্লুডেড সীমান্তের উল্লম্ব প্রস্তুতচ্ছদ।

অক্লুসন সাধারণতঃ দু'ধরনের হয় — উষ্ণ অক্লুসন ও শীতল অক্লুসন। যদি অগ্রবর্তী বায়ু অপেক্ষা পশ্চাৎবর্তী বায়ু অপেক্ষাকৃত উষ্ণ থাকে তাহলে তাকে উষ্ণ অক্লুসন বলে। আর যদি অগ্রবর্তী বায়ু অপেক্ষা পশ্চাৎবর্তী বায়ু অপেক্ষাকৃত শীতল থাকে তাকে শীতল অক্লুসন বলে (চিত্র নং ৪.৭)। অক্লুসনের সাথে সাথে ঘূর্ণবাত দুর্বল হয়ে পড়ে ও বিনষ্ট হয়।



(চিত্র ৪.৭) (a) উষ্ণ অক্লুসন (b) শীতল অক্লুসন

8.6 ঘূর্ণবাত অঞ্চল

মে(বৃত্ত প্রদেশীয় নিম্নচাপ বলয় অঞ্চল জুড়েই সাধারণতঃ মধ্য অ(াংশীয় ঘূর্ণবাতের প্রাদুর্ভাব দেখা যায়। তবেই, বলয়ের অন্তর্গত কোন কোন অঞ্চলে ঘূর্ণবাতের প্রাদুর্ভাব বেশী আবার কোন কোন অঞ্চলে অপে(াকৃত কম। দ(িণ গোলার্ধে এই বলয় অঞ্চল জুড়ে প্রায় সর্বত্রই ঘূর্ণবাতের প্রাদুর্ভাব দেখা যায়। দ(িণ আমেরিকার হর্ন অন্তরীপ অঞ্চলে সারাবছর এই ঝড়ের প্রাদুর্ভাব দেখা যায়। কিন্তু আর্জেন্টিনার পম্পেই তৃণভূমি অঞ্চলে শীতকালে এই ঘূর্ণবাতের প্রাধান্য দেখা যায়।

উত্তর গোলার্ধে উত্তর আমেরিকা ও এশিয়ার পূর্ব উপকূল সংলগ্ন সমুদ্রে মূলতঃ শীতকালে এই ঘূর্ণবাতের প্রাদুর্ভাব দেখা যায়। প্রকৃতপ(ে এই দুই হল মধ্য অ(াংশীয় ঘূর্ণবাতের প্রধান অঞ্চল। উত্তর আমেরিকার পূর্ব উপকূল সংলগ্ন অঞ্চলে যে ঘূর্ণবাতগুলির সৃষ্টি হয় তারা উত্তরপূর্ব দিকে সরে যেতে থাকে এবং ইউরোপের পশ্চিম উপকূলে তারা অক্লুডেড অবস্থায় পৌঁছায়। এশিয়ার পূর্ব উপকূল সংলগ্ন সমুদ্রে যে ঘূর্ণবাতগুলির সৃষ্টি হয় তারাও ত্র(মশঃ উত্তর পূর্বদিকে অগ্রসর হয়ে উত্তর আমেরিকার পশ্চিম উপকূলে অক্লুডেড অবস্থায় পৌঁছায়। এছাড়া শুধুমাত্র শীতকালে ভূমধ্যসাগরীয় অঞ্চলে কিছু ঘূর্ণবাত সৃষ্টি হতে দেখা যায়।

8.7 সারাংশ

- ত্র(াঙ্গীয় ঘূর্ণবাত নির(ীয় নিম্নচাপ বলয় অঞ্চলে ও মধ্য অ(াংশীয় ঘূর্ণবাত মে(বৃত্ত প্রদেশীয় নিম্নচাপ বলয় অঞ্চলে দেখা যায়।
- ঘূর্ণবাত এমনই একটি অবস্থা যেখানে নিম্নচাপকে কেন্দ্র করে বায়ুপ্রবাহ ঘুরতে থাকে। উত্তর গোলার্ধে এই ঘূর্ণবাত ঘড়ির কাঁটার বিপরীত দিকে এবং দ(িণ গোলার্ধে ঘড়ির কাঁটার দিকে।
- ত্র(াঙ্গীয় ঘূর্ণবাতের (ে ত্রে কোন সীমান্ত সৃষ্টি হয় না। অত্যধিক পরিমাণ উষ(ও আর্দ্রতা এই ঘূর্ণবাত সৃষ্টির মূল কারণ।
- মধ্য অ(াংশীয় ঘূর্ণবাতের (ে ত্রে সীমান্ত সৃষ্টি হয়। দুটি বায়ুপুঞ্জের তাপমাত্রা, আর্দ্রতা ও ঘনত্বের পার্থক্য এই ঘূর্ণবাত সৃষ্টির মূল কারণ।
- ত্র(াঙ্গীয় ঘূর্ণবাত অপে(া মধ্য অ(াংশীয় ঘূর্ণবাত অধিক বিস্তৃত ও দীর্ঘস্থায়ী।
- ত্র(াঙ্গীয় ঘূর্ণবাত মধ্য অ(াংশীয় ঘূর্ণবাত অপে(া অধিক বিধ্বংসী।

8.8 সর্বশেষ প্রশ্নাবলী

A. বিষয়মুখী রচনাধর্মী প্রশ্ন (600টি শব্দের মধ্যে উত্তর দিতে হবে) প্রতিটি প্রশ্নের মান — 10।

1. ত্র(াঙ্গীয় ঘূর্ণবাতের গঠন ও বৈশিষ্ট্য সম্পর্কে যা জান লেখ।
2. ত্র(াঙ্গীয় ঘূর্ণবাতের বিভিন্ন পর্যায়গুলি বর্ণনা কর।
3. মধ্য অ(াংশীয় ঘূর্ণবাতের গঠন সম্পর্কিত মতবাদগুলি লেখ।
4. মধ্য অ(াংশীয় ঘূর্ণবাতের বৈশিষ্ট্য ও পর্যায়গুলি বর্ণনা কর।
5. বিভিন্ন প্রকার সীমান্ত ও সীমান্ত অঞ্চলের আবহাওয়া বর্ণনা কর।
6. মধ্য অ(াংশীয় ঘূর্ণবাত ও ত্র(াঙ্গীয় ঘূর্ণবাতের একটি তুলনামূলক আলোচনা কর।

B. সংক্ষিপ্ত প্রশ্ন (150টি শব্দের মধ্যে উত্তর দিতে হবে) প্রতিটি প্রশ্নের মান — 4।

1. ত্র(াঙ্গীয় ঘূর্ণবাতের চুর বৈশিষ্ট্যগুলি কি কি?
2. ত্র(াঙ্গীয় ঘূর্ণবাতের দ্বিতীয় পর্যায়টি আলোচনা ক(ন)।
3. উষ(সীমান্ত ও শীতল সীমান্তের মধ্যে পার্থক্য কি?
4. অরুডেড সীমান্ত কি ভাবে গঠিত হয়?
5. ত্র(াঙ্গীয় ঘূর্ণবাতের সঙ্গে আপেক(িক অসুস্থিত বায়ুপিণ্ডের সম্পর্ক কি?

C. অতিসংক্ষিপ্ত প্রশ্ন (50টি শব্দের মধ্যে উত্তর দিতে হবে) প্রতিটি প্রশ্নের মান — 2

1. সীমান্ত কাকে বলে?
2. সীমান্ত কিভাবে গঠিত হয়?
3. সীমান্তকে মোট ক'টি ভাগে ভাগ করা যায় ও কি কি?
4. ত্র(াঙ্গীয় ঘূর্ণবাতের প্রধান অঞ্চলগুলি বিবৃত ক(ন)।
5. আপেক(িক অসুস্থিত বায়ুপিণ্ড কাকে বলে?

8.9 উত্তরমালা

A. বিষয়মুখী রচনাধর্মী প্রশ্ন

1. 8.4.2 ও 8.4.3 দ্রষ্টব্য।
2. 8.4.5 দ্রষ্টব্য।
3. 8.5.2 দ্রষ্টব্য।

4 8.5.1 ଓ 8.5.3 ଦୃଷ୍ଟିବ୍ୟା।

5 8.5.4 ଦୃଷ୍ଟିବ୍ୟା।

6 8.4 ଓ 8.5 ଦୃଷ୍ଟିବ୍ୟା।

B. ସଂକ୍ଷିପ୍ତ ପ୍ରଶ୍ନ

1 8.4.3 ଦୃଷ୍ଟିବ୍ୟା।

2 8.4.5 ଦୃଷ୍ଟିବ୍ୟା।

3 8.5.3 ଦୃଷ୍ଟିବ୍ୟା।

4 8.5.3 ଦୃଷ୍ଟିବ୍ୟା।

5 8.4.5 ଦୃଷ୍ଟିବ୍ୟା।

C. ଅତି ସଂକ୍ଷିପ୍ତ ପ୍ରଶ୍ନ

1 8.4.5 ଦୃଷ୍ଟିବ୍ୟା।

2 8.4.5 ଦୃଷ୍ଟିବ୍ୟା।

3 8.5.4 ଦୃଷ୍ଟିବ୍ୟା।

4 8.4.1 ଦୃଷ୍ଟିବ୍ୟା।

5 8.4.3 ଦୃଷ୍ଟିବ୍ୟା।

8.10 ଗ୍ରହଗଣ୍ଡୀ

- 1 Barry, R.G. and Chorley, R.J. Atmosphere, weather and climate, Methuen & Co. London, 1992.
- 2 Bayers H.R., General Meteorology, Mcgraw Hill Book Co. New Year, 1954.
- 3 Crowe R.R., Concepts on Climatology, Longmans, London, 1971.
- 4 Petterssen S. Weather and forecastey, Mcgraw Hill Book Co. New York 1956.
- 5 Petterssen, S. Introduction to Metecology, Mc. graw Hill Book Co. New York, 1969.

- 6 Riehl, H. Introduction to the Atmosphere McGraw Hill Kogakusha Ltd. Tokyo 1978.
- 7 Trewartha, G.T. An Introduction to climate, McGraw Hill Kogakusha Ltd. Tokyo, 1968.
- 8 Trewartha G. T. The Earth's Problem Climata, The University of Wisconsin Press, Madison, Wisconsin, 1961.
- 9 Vederman J. The life cycle of jet streams and extratropical cyclones, Bulletin of American Meteorological Society, Vol 35, 1935.

পীযুষকান্তি সাহা ও প্রভাত কুমার ভট্টাচার্য্য,

10. আধুনিক জলবায়ুবিদ্যা, পশ্চিমবঙ্গ রাজ্য পুস্তক পর্ষদ, 1994।

একক 9 □ মৌসুমী বায়ু ও বজ্রবৃষ্টি (Monsoon & Thunder storm)

গঠন

9.1 প্রস্তাবনা

উদ্দেশ্য

9.2 মৌসুমী বায়ু — সংজ্ঞা ও পরিচয়

9.2.1 পৃথিবীর মৌসুমী বায়ু অঞ্চল সমূহ

9.2.2 দক্ষিণ পূর্ব এশিয়ার মৌসুমী বায়ুর বৈশিষ্ট্য সমূহ

9.2.3 মৌসুমী বায়ুর উৎপত্তি সম্পর্কে বিভিন্ন মতবাদ

9.2.4 মৌসুমী বায়ুর সঙ্গে জেট বায়ুপ্রবাহের সম্পর্ক

9.2.5 ওয়াকার সেল, এল নিনো ও দক্ষিণী স্পন্দন (Southern Oscillation)

9.2.6 আফ্রিকার মৌসুমী বায়ুপ্রবাহ

9.3 বজ্রবৃষ্টি

9.3.1 বজ্রবৃষ্টি উৎপত্তি ও গঠন

9.3.2 বজ্রবৃষ্টির কক্ষ (Cell) গুলির গঠনের বিভিন্ন পর্যায়

9.3.3 বজ্রবৃষ্টির বৈদ্যুতিক শক্তির সঞ্চারণ

9.3.4 বজ্রবৃষ্টির বৈশিষ্ট্য সমূহ

9.3.5 বজ্রবৃষ্টির শ্রেণীবিভাগ

9.3.6 বজ্রবৃষ্টির সময়, ঋতু ও অঞ্চল

9.3.7 বজ্রবৃষ্টির প্রভাব

9.4 সারাংশ

9.5 সর্বশেষ প্রশ্নাবলী

9.6 উত্তরমালা

9.7 গ্রন্থপঞ্জী

9.1 প্রস্তাবনা

ভূগোলের ছাত্রছাত্রী হিসাবে আপনারা নিয়তবায়ু সম্পর্কে পড়েছেন। কিছু বায়ুপ্রবাহ আছে যা নিয়ত নয়(বছরের স্থির নির্দিষ্ট সময় নির্দিষ্ট দিক থেকে প্রবাহিত হয়। এদের সাময়িক বায়ুপ্রবাহ বলা হয়। মৌসুমী বায়ুপ্রবাহ এরকমই একটি বায়ুপ্রবাহ। আপনারা ভারতবর্ষের অধিবাসী। যদিও সমস্ত দিগে পূর্ব এশিয়াতেই

এবং তার বাইরেও আমরা মৌসুমী বায়ুর প্রভাব দেখতে পাই, ভারতবর্ষের জলবায়ু জনজীবন, অর্থনৈতিক জীবনে মৌসুমী বায়ুর প্রভাব অপরিসীম। তাই এই বায়ুপ্রবাহ সম্পর্কে আপনাদের সম্যক ধারণা থাকা প্রয়োজন। তাছাড়া বজ্রবৃষ্টিও ত্রৈমাসিক অঞ্চলের আবহাওয়ার একটি অন্যতম উপাদান। এই অনিয়মিত বায়ু ত্রৈমাসিক অঞ্চলের জলবায়ুকে বিশেষভাবে প্রভাবিত করে। তাই এই সম্পর্কেও আপনাদের বিস্তৃত ও সম্যক ধারণা থাকা প্রয়োজন।

উদ্দেশ্য

এই এককটি পড়ে আপনি —

- মৌসুমী বায়ু কাকে বলে বুঝিয়ে দিতে পারবেন।
- পৃথিবীর মৌসুমী বায়ু অঞ্চল সম্বন্ধে অবগত হবেন।
- দাঁণ পূর্ব-এশিয়ায় ও আফ্রিকায় মৌসুমী বায়ুর বৈশিষ্ট্য সম্বন্ধে অবগত হবেন।
- মৌসুমী বায়ুর উৎপত্তি সম্পর্কে বিভিন্ন মতবাদ সম্বন্ধে ধারণা করতে পারবেন।
- মৌসুমী বায়ুর সঙ্গে উচ্চ ট্রপোস্ফিয়ারে জেট প্রবাহের সম্পর্ক কি তা নির্ধারণ করতে পারবেন।
- বজ্রবৃষ্টি - এর উৎপত্তি ও গঠন সম্পর্কে অবহিত হবেন।
- বজ্রবৃষ্টির বৈশিষ্ট্য, শ্রেণীবিভাগ, ঋতু, অঞ্চল ও প্রভাব সম্বন্ধে ব্যাখ্যা করতে পারবেন।

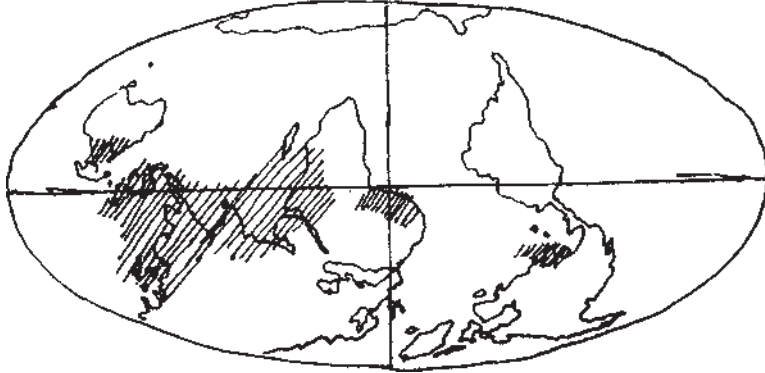
9.2 মৌসুমী বায়ু — সংজ্ঞা ও পরিচয়

মৌসুমী নামটি এসেছে আরবি শব্দ মৌসিম থেকে যার অর্থ ঋতু। অর্থাৎ মৌসুমী বায়ু কথটির মধ্যেই তার বৈশিষ্ট্য বিবৃত রয়েছে। এই বায়ুর সর্বপ্রথম বৈশিষ্ট্য হল বছরের দুটি ভিন্ন ঋতুতে সম্পূর্ণ বিপরীত দিক থেকে প্রবাহিত হওয়া। যদিও পৃথিবীর বহু অঞ্চলেই, বিশেষত যে অঞ্চলগুলি নিয়ত বায়ুপ্রবাহ বলয়গুলির প্রান্ত দেশে অবস্থিত, সূর্যের আপাত বার্ষিক গতির জন্য বছরের দুই ভিন্ন ঋতুতে সম্পূর্ণ বিপরীত দিক থেকে বাতাস প্রবাহিত হয়। আশঙ্কা উত্তর-পশ্চিম কানাডা, হাডসন উপসাগর অঞ্চল নরওয়ে, কোলা, ঝেত সমুদ্র ও উত্তর সাইবেরিয়া, ক্যালিফোর্নিয়া, মেক্সিকো উপসাগর, টেক্সাস, দাঁণ আফ্রিকা এবং দাঁণ অস্ট্রেলিয়া প্রভৃতি অঞ্চলে বায়ুর ঋতুগত দিক পরিবর্তন দেখা যায়। কিন্তু এই অঞ্চলগুলিকে মৌসুমী অঞ্চল না বলে নকল মৌসুমী অঞ্চল (Pseudo Monsoon Area) বলা হয়। কারণ মৌসুমী বায়ুর অপর বৈশিষ্ট্য অর্থাৎ জলভাগ ও স্থলভাগের মধ্যে তাপমাত্রার ঋতুগত প্রভেদ যা মৌসুমী বায়ুসৃষ্টির অন্যতম উল্লেখযোগ্য কারণ তা উপরিলিখিত অঞ্চল সমূহে দেখা যায় না। যদিও দাঁণ পূর্ব ও পূর্ব এশিয়া পৃথিবীর আদর্শ মৌসুমী বায়ুঅঞ্চল, পশ্চিম আফ্রিকা উপকূলীয় পূর্ব আফ্রিকা ও মাদাগাস্কার, উত্তর অস্ট্রেলিয়ার উপকূল অঞ্চল, পূর্ব ও দাঁণ পূর্ব আমেরিকা অঞ্চলেও মৌসুমী জলবায়ু ল(্য করা যায়।

9.2.1 পৃথিবীর মৌসুমী বায়ু অঞ্চল সমূহ

পূর্বেই বলা হয়েছে যে পূর্ব ও দক্ষিণ পূর্ব এশিয়া অঞ্চলে আমরা আদর্শ মৌসুমী বায়ু দেখতে পাই। প্রকৃতপক্ষে পূর্ব, দক্ষিণ ও দক্ষিণ পূর্ব এশিয়ার বিস্তৃত মৌসুমী বায়ু অঞ্চলকে দুটি ভাগে ভাগ করা যেতে পারে। এক : চীন, জাপান অঞ্চল ও দুই : ভারত পাকিস্তান অঞ্চল। মধ্যে বিশাল বিশাল পর্বত ও মালভূমি থাকায় এই দুটি মৌসুমী অঞ্চলের মধ্যে কোন প্রকার যোগাযোগই সম্ভব নয়। চীন, জাপান, কোরিয়া, ভিয়েতনাম, লাওস, কম্পুচিয়া, আইল্যান্ড, ব্রহ্মদেশ, বাংলাদেশ, ভারত, পাকিস্তান প্রভৃতি ছোট বড় এশিয়ার মূল ভূখণ্ডে অবস্থিত সকল দেশই আদর্শ মৌসুমী অঞ্চল। এশিয়া মহাদেশ ছাড়া আফ্রিকা, অস্ট্রেলিয়া ও উত্তর আমেরিকার স্বল্প অঞ্চলে এই বায়ুর আধিপত্য দেখা যায়।

আফ্রিকা মহাদেশের পশ্চিমে গুয়েনা উপসাগরের তীরে নাইজেরিয়া থেকে সিয়েরা লিয়োনা পর্যন্ত অঞ্চলে মৌসুমী বায়ুর প্রাধান্য দেখা যায়। এছাড়া আফ্রিকার পূর্ব উপকূলে ও মাদাগাস্কার অঞ্চলেও মৌসুমী বায়ুর প্রতিপত্তি দেখা যায়। উত্তর অস্ট্রেলিয়ার উপকূল অঞ্চলে ও পূর্বে ও দক্ষিণ পূর্ব আমেরিকা যুক্তরাষ্ট্রে মৌসুমী বায়ু দেখা যায়। (চিত্র নং 9.1)



(চিত্র নং 9.1) পৃথিবীর মৌসুমী বায়ু অধ্যুষিত অঞ্চল সমূহ।

9.2.2 পূর্ব, দক্ষিণ ও দক্ষিণ পূর্ব এশিয়ায় মৌসুমী বায়ুর বৈশিষ্ট্য সমূহ

পূর্বেই উল্লেখ করা হয়েছে মৌসুমী বায়ুর দুটি উল্লেখযোগ্য বৈশিষ্ট্য হল — দিক পরিবর্তন ও স্থলভাগ ও জলভাগের মধ্যে তাপ ও চাপের ঋতুগত পরিবর্তন। আপনারা পূর্ববর্তী এককে বায়ুচাপ সম্পর্কে পড়বার সময়ে দেখেছেন যে গ্রীষ্মকালে সূর্যের উত্তরায়নে ও কর্কট সংক্রান্তির সাথে সাথে এশিয়া মহাদেশের বিশাল ভূখণ্ডের অভ্যন্তরে নিম্ন চাপের সৃষ্টি হয়। এই চাপ এতই গভীর হয় যে ত্রৈমাসিক উচ্চচাপ বলয় এই সময় মহাদেশের উপর দুর্বল হতে হতে প্রায় বিলীন হয়ে যায়। এবং সৃষ্ট নিম্নচাপ বলয় ত্রৈমাসিক উচ্চচাপ বলয়কে গ্রাস করে। ফলতঃ সমগ্র এশিয়া ভূখণ্ডের অভ্যন্তরে একটি বিস্তৃত নিম্নচাপ অঞ্চল গড়ে

ওঠে। কিন্তু গ্রীষ্মকালীন তাপবন্টনের সাধারণ নিয়ম অনুসারে জলভাগে অপেক্ষাকৃত শীতল থাকে এবং তার উপর উচ্চচাপ অবস্থান করে। তখন এই উচ্চচাপ যুক্ত(সমুদ্র থেকে বায়ু নিম্নচাপ যুক্ত) স্থলভাগের দিকে প্রবাহিত হয় — এই বায়ুই গ্রীষ্ম মৌসুমী নামে পরিচিত। দাঁণ ও দাঁণ পূর্ব এশিয়া এই বায়ু আরবসাগর, ভারতমহাসাগর ও বঙ্গোপসাগরের উপর দিয়ে দাঁণ পশ্চিম দিক থেকে প্রবাহিত হয় তাই এই বায়ু দাঁণ পশ্চিম মৌসুমী বায়ু নামে পরিচিত। পূর্ব এশিয়ার দেশগুলিতে এই বায়ু প্রশান্ত মহাসাগর থেকে অর্থাৎ পূর্ব ও দাঁণ পূর্ব দিক থেকে প্রবাহিত হয়। (চিত্র 9.2) যেহেতু জলভাগ থেকে প্রবাহিত হয় এই বায়ু উষ্ণ(ও আর্দ্র। ফলে কোন কারণে বিশেষতঃ উচ্চ ভূভাগের উপর এই বায়ুর উর্ধ্বগমন ঘটলেই ঘনীভবন ও প্রচুর বৃষ্টিপাত ঘটে।



(চিত্র নং 9.2) a) গ্রীষ্ম মৌসুমী

ভারতবর্ষে দাঁণ পশ্চিম মৌসুমী বায়ু দুটি শাখায় প্রবেশ করে। একটি শাখার নাম আরব সাগরীয় শাখা, সেটি আরব সাগরের উপর দিয়ে ভারতের পশ্চিম উপকূল দিয়ে প্রবেশ করে। এই বায়ুর প্রভাবে কেরালায় প্রথম বর্ষা আসে। তারপর ত্র(মশঃ দাঁণ ভারতের অন্যান্য রাজ্যেও বৃষ্টি আরম্ভ হয়। অপর শাখাটি বঙ্গোপসাগরীয় শাখা নামে পরিচিত। এই শাখা পশ্চিমবঙ্গ, আসাম, ব্রহ্মদেশ ও বাংলাদেশে প্রথম প্রবেশ করে তারপর হিমালয় পর্বত বরাবর উত্তর পশ্চিম দিকে বেঁকে গাঙ্গেয় সমভূমির অপরাপর অঞ্চলে বৃষ্টিপাত ঘটায়। সাধারণতঃ জুন মাসে প্রথম মৌসুমী বায়ুর আগমন ঘটে। জুলাই মাসের মধ্যে সারা ভারতবর্ষে দাঁণ পশ্চিম মৌসুমী বায়ুর প্রকোপ দেখা যায়। তবে এ বায়ুর শক্তি(সবসময় সমান থাকে না। এই বায়ু কখনো প্রচণ্ড (vigorous), কখনও সক্রিয়(active) আবার কখনও বা সাধারণ (normal) বা দুর্বল (weak) থাকে।

ভারতবর্ষে মোট যা বৃষ্টিপাত হয় তার 75 থেকে 80 শতাংশই মৌসুমী বায়ু দ্বারা ঘটে। উচ্চ ভূভাগ দ্বারা প্রভাবিত হয়ে মৌসুমী বায়ু সাধারণতঃ শৈলত্বে প বৃষ্টি ঘটায়। তবে কখনো কখনো আরব সাগর ও ওড়িশা, পশ্চিমবঙ্গের উপকূলে বাংলাদেশের উপকূলীয় বঙ্গোপসাগর অঞ্চলে সৃষ্ট নিম্নচাপ (ত্র বাড় ও বৃষ্টির কারণ হয়ে দাঁড়ায়। এই নিম্নচাপে ত্রগুলি মৌসুমী বায়ুকে আকর্ষণ করে আনে ও বাড় ও বৃষ্টি ঘটায়।

এই নিম্নচাপগুলিকে onset vertex বলা হয়। নিম্নচাপে ত্রগুলি কখনো কখনো অত্যন্ত শক্তিশালী হয়ে ওঠে এবং প্রবল বা অতি প্রবল ঘূর্ণবাতের সৃষ্টি করে। এই ত্র(ান্তীয় ঘূর্ণবাতগুলি সম্পর্কে স্থানান্তরে বিশদ আলোচনা করা হয়েছে।

সূর্যের দিগায়নের ফলে উত্তর গোলার্ধে যখন শীতকাল হয় তখন উত্তর গোলার্ধে বায়ুর চাপ স্বভাবতঃই বাড়তে থাকে। এবং বিশাল এশিয়া ভূখণ্ডের উপর সৃষ্ট নিম্নচাপ ত্র ত্র(মশঃ সরে যেতে থাকে। তৎপরিবর্তে এই অঞ্চলে শীতকালীন এক গভীর উচ্চচাপের সৃষ্টি হয়। এই উচ্চচাপ এতই গভীর হয় যে এশিয়া মহাদেশের উপর মে(বৃত্ত প্রদেশীয় নিম্নচাপ দুর্বল হয়ে পড়ে। এ সম্পর্কে বিশদ আলোচনা আপনারা বায়ুচাপ সংত্র(াস্ত্র এককে জেনেছেন। শীতকালীন সাধারণ নিয়ম অনুসারে চারদিকে বেষ্টিত সমুদ্রের উপর তখন অপে(াকৃত বেশী উত্তাপ ও নিম্নচাপ ত্র দেখা যায়। স্বভাবতঃই এই নিম্নচাপে ত্রগুলির দ্বারা আকৃষ্ট হয়ে স্থলভাগের উচ্চচাপ থেকে বায়ু প্রবাহিত হয়। স্থলভাগ থেকে প্রবাহিত হয় বলে এই বায়ু শুষ্ক ও শীতল। ফলে এই বায়ুতে বিন্দুমাত্র বৃষ্টি হয় না। দিগ(ণ ও দিগ(ণ পূর্ব এশিয়ায় এই বায়ু উত্তর পূর্ব দিক থেকে এবং পূর্ব এশিয়ার দেশগুলিতে এই বায়ু উত্তর পশ্চিম দিক থেকে প্রবাহিত হয়। এই বায়ু শীত মৌসুমী নামে পরিচিত। যদিও সাধারণভাবে এই শীত মৌসুমী শুষ্ক বায়ু কখনো কখনো জলভাগ অতিত্র(ম করার পর এই বায়ু কিছু পরিমাণ আর্দ্রতা সংগ্রহ করে ও উপকূলীয় অঞ্চলে বৃষ্টিপাত ঘটায়। যেমন — মাদ্রাজ উপকূল বা জাপান উপকূল। (চিত্র 9.2)



(চিত্র নং 9.2) b) শীত মৌসুমী

9.2.3 মৌসুমী বায়ুর উৎপত্তি সম্পর্কে বিভিন্ন মতবাদ

মৌসুমী বায়ুর উৎপত্তি সম্পর্কে সাধারণভাবে প্রচলিত মতবাদ অনুসারে মৌসুমী বায়ু আর কিছুই নয় সমুদ্র বায়ু ও স্থল বায়ু। শুধুমাত্র এর আঞ্চলিক বিস্তৃতি অনেক বেশী। হ্যালির (Halley) মত অনুসারে স্থলভাগ ও জলভাগের মধ্যে অসমতল তাপ বন্টনই এর উৎপত্তির মূল কারণ। গ্রীষ্মকালে স্থলভাগ জলভাগ অপে(া অনেক বেশী উষ(থাকে ফলে স্থলভাগের উপরে বায়ুর চাপ নিম্ন হয়। এই নিম্নচাপ পাইবর্তী জলভাগের

উপরকার चाप अणुल থেকে बायु आकर्षण करे। এই बायु समुद्र থেকে आगे बले उष(ओ आर्द्र समुद्र बायु, यार प्रभावे वृष्टिपात ल(य करा यार। एटिह ग्रीष्म मौसुमी। अपरपणे शीतकाले স্থलभाग अत्यन्त शीतल हये पारे पाएवर्ती समुद्र अणुल अपे(।। फले स्थलभागेर उपर उच्चचाप ओ जलभागेर उपर निम्नचाप देखा यार। तखन जलभागेर उपरकार निम्नचाप स्थलभाग থেকে शीतल ओ शुष्कबायु टेने आने स्थलभागे उँपन्ति बले এই बायुते वृष्टि हवार कोन सम्भावना থাকे ना यदि ना कोन जल अणुलेर उपर दिये प्रवाहित हय एवं जलीय बाष्प संग्रह करे। एटा शीत मौसुमी याके अपर पणे स्थल बायु बला येते पारे।

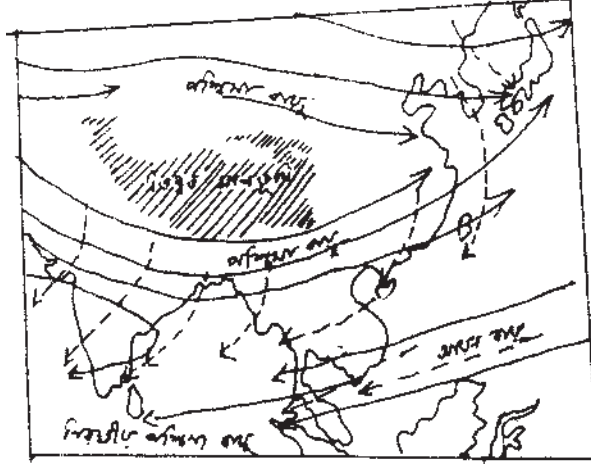
1951 ख्रीष्टाब्दे फन (Folhn) ओ शीतल मौसुमीर एक नतुन ब्याख्या देन। तार मते मौसुमी बायुप्रवाह प्रकृतपणे नियत बायुप्रवाहेरइ परिवर्तित रूप। फनेर मतानुसारे मौसुमी बायुुर उँपन्ति निम्नरूप। सूर्येर उन्नरायनेर सङ्गे सङ्गे निरणीय निम्नचाप बलय त्र(मशः उन्नरदिके सरे आसे। सूर्य यखन कर्कटत्र(स्तिते लम्बभागे किरण देय तखन एशियार मूल भूखण्डेर उपर निम्नचाप बलयटि अवस्थान करे। तखन द(िण पूर्व आयन बायु या मकरीय उच्चचाप बलय থেকে निरणीय निम्नचाप बलयेर दिके प्रवाहित हय ता निर(रेखा अतित्र(मे करे उन्नर गोलार्धे टुके पड़े। उन्नर गोलार्धे टोकार परइ फेरेलेर सूत्र अनुसारे এই बायु द(िण पश्चिम दिक থেকে प्रवाहित हय (डान दिके वेंके) ओ द(िण पश्चिम मौसुमी बायु रूपे भारत सह द(िण ओ द(िण पूर्व एशियार देशगुलिते प्रवेश करे। शीतकालीन उन्नर पूर्व मौसुमीबायु आर किछुइ नय उन्नर पूर्व आयन बायु। शीतकाले यखन सूर्य त्र(मशः द(िण गोलार्धे सरे येते থাকे, निरणीय निम्नचाप बलयओ सेइ सङ्गे द(िणे सरे यार फले उन्नर गोलार्धे पूर्वोत्त(अणुले आवार उन्नर पूर्व आयन बायुुर अधीने आसे। इहइ शीत मौसुमी वा उन्नर पूर्व मौसुमी बायु।

किन्तु मौसुमी बायुुर कतगुलि वैशिष्ट्य आछे यार ब्याख्या এই सब सहज मतबादे पाओया यार ना येमन — a) मौसुमी बायुते अविराम वृष्टिपात घटे ना। किछुदिन वृष्टि ओ किछुदिन शुक्नो आबहाओया (dry spell) देखा यार। b) दैनिक आबहाओया माचित्र ल(य करले देखा यार ये निम्नचाप (े त्रटि प्रति दिन तार स्थान परिवर्तन करे। c) बह(े त्रेइ এই निम्नचाप (े त्रगुलि समुद्र থেকে स्थलभागेर दिके अग्रसर हय। d) निम्नचापक(गुलि मूलतः पश्चिम दिके अग्रसर हय। e) यदिओ मौसुमी बायु प्रचुर परिमाणे जलीय बाष्प जलभाग থেকে स्थलभागे निये आसे এই समय ये सुप्रचुर वृष्टिपात हय ता शुधुमात्र এই कारणे हते पारे ना। सेइ कारणे परवर्तीकाले विभिन्न आबहविद् मौसुमी बायुुर उँपन्ति सम्पर्के विभिन्न मतबाद रेखेछेन। एदेर अनेकेर मतानुसारे मौसुमी बायुुर उँपन्तिर सङ्गे उच्च ट्रपोस्फियारेर जेटस्ट्रीमेर घनिष्ठ योगायोग आछे। आवार केउ केउ এই मत पोषण करेन ये तिक्वत मालभूमि अवस्थान मौसुमी बायुुर उँपन्ति ओ वैशिष्ट्यके प्रभावित करे। मौसुमी बायुुर उँपन्तिर कारण निये वर्तमाने भारत ओ राशियार योथ उद्योग मनेक्ख (MONEX) The Monsoon Experiment) नामे एकटि पर्यवे(ण संस्था करा हयेछे। तादेर पर्यवे(ण यदिओ मौसुमी बायुुर कतगुलि विशेष वैशिष्ट्य ल(य करा गियेछे किन्तु तादेर पर्यवे(ण अनेक (े त्रेइ मौसुमी बायुुर उँपन्तिर सम्पर्के फनेर चिरञ्जन मतटिके प्रतिष्ठित करछे।

9.2.4 মৌসুমী বায়ুপ্রবাহের সঙ্গে জেট বায়ুপ্রবাহের সম্পর্ক

আধুনিক মতবাদ অনুসারে মৌসুমী বায়ুর উৎপত্তির সঙ্গে নিয়ত বায়ু প্রবাহের যেরূপ সম্পর্ক রয়েছে সে রকম সম্পর্ক রয়েছে ট্রপোস্ফিয়ারের জেট প্রবাহের। নীচে বিভিন্ন ঋতুতে উচ্চ ট্রপোস্ফিয়ারের জেট প্রবাহের বৈশিষ্ট্য ও তার সাথে মৌসুমী বায়ুর সম্পর্ক আলোচিত হল।

শীত ঋতু : ভূপৃষ্ঠের কাছে নিম্ন ট্রপোস্ফিয়ারে এই সময় উত্তর পূর্ব মৌসুমী বায়ুর আধিপত্য, কিন্তু উচ্চ ট্রপোস্ফিয়ারে তখন পশ্চিমা বায়ুর আধিপত্য। উচ্চ তিব্বতীয় মালভূমির অবস্থানের জন্য উচ্চ ট্রপোস্ফিয়ারের পশ্চিম বায়ু দুটি শাখার বিভক্ত হয়ে যায়। একটি শাখা তিব্বতীয় মালভূমির দক্ষিণে ও অপর শাখা তিব্বতীয় মালভূমির উত্তর বরাবর প্রবাহিত হয়। চীন উপকূলের কাছে এই দুই শাখা পুনরায় মিলিত হয়ে পূর্ব দিকে প্রবাহিত হয়। (চিত্র নং 9.3)



(চিত্র নং 9.3) শীতকালে উচ্চ ট্রপোস্ফিয়ারে বায়ু প্রবাহের (←) সঙ্গে নিম্ন ট্রপোস্ফিয়ারের বায়ুর (←) সম্পর্ক।

দক্ষিণের শাখাটি অধিক গতি সম্পন্ন (66 মিটার প্রতি সেকেন্ডে 200 মিলিবার উচ্চতায়) কিন্তু উত্তরের শাখাটির গতি তুলনামূলকভাবে কম (20 -25 মিটার প্রতি সেকেন্ডে) এই দুটি শাখা যখন পরস্পর যুক্ত হয় তখন এদের গতি আবার বৃদ্ধি পায়। উচ্চ ট্রপোস্ফিয়ারের এই পশ্চিমা বায়ুর নীচে বর্ষিমুখী শীতল ও শুষ্ক বায়ুর প্রাধান্য দেখা যায়। ভারত ও পাকিস্তানের উপর এই বায়ুর কিছুটা উত্তর ও উত্তর পশ্চিমমুখী কিন্তু বাংলাদেশ ও ব্রহ্মদেশের উপর এই বায়ু উত্তর পূর্ব বা পূর্ব দিক থেকে প্রবাহিত হয়। এই উচ্চ পশ্চিমা বায়ুই শীতকালীন পশ্চিমী বিঘেঁভকে (Western disturbance যা পাকিস্তান, সমগ্র উত্তরভারত ও বাংলাদেশে শীতকালীন বৃষ্টিপাতের কারণ) নিয়ন্ত্রণ করে। এই পশ্চিমী বিঘেঁভগুলি সাধারণতঃ ভূমধ্যসাগর হয়ে পশ্চিম এশিয়ার মধ্য দিয়ে ভারত ও পাকিস্তানে প্রবেশ করে। পশ্চিমী জেট প্রবাহের রসবি তরঙ্গের পূর্ববাহুর

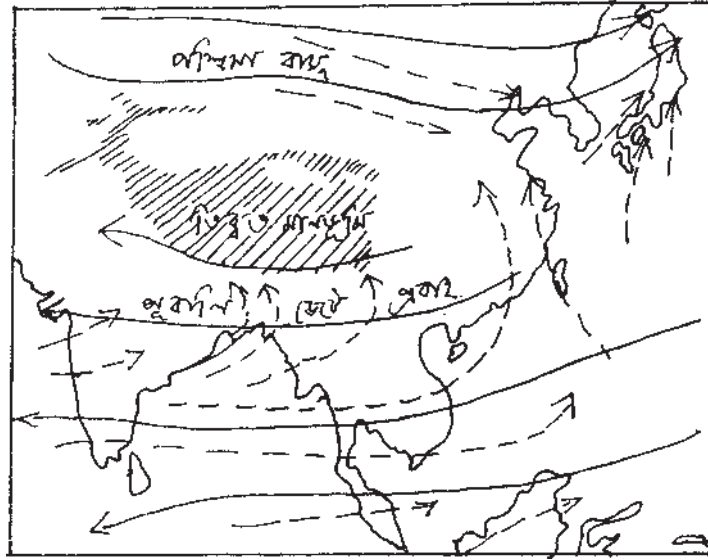
নিচে এই ঘূর্ণবাতগুলি পুন(জ্জীবিত হয় ও বৃষ্টিপাত ঘটায় (দ্রষ্টব্য জেট প্রবাহ একক) চীনেও দেখা গেছে পশ্চিমী জেট প্রবাহের অবস্থানের সঙ্গে শীতকালীন বৃষ্টিপাতের একটি সম্পর্ক রয়েছে।

বসন্ত ঋতু : এই ঋতুতে মৌসুমী বায়ুর যে পরিবর্তন তাও উচ্চ ট্রপোস্ফিয়ারে বায়ুপ্রবাহের পরিবর্তনের সাথে সম্পর্ক যুক্ত। মার্চ মাসে উচ্চ ট্রপোস্ফিয়ারে পশ্চিমী জেট প্রবাহের উত্তরশাখা অনেক বেশি শক্তি(শালী হয়ে পড়ে এবং দাঁণ শাখা তিব্বত মালভূমির দাঁণেই অবস্থান করে যদিও এর প্রাবল্য অনেকটাই কমে যায়। এই সময় উত্তরভারতের তাপমাত্রা ত্র(মশঃই বাড়তে থাকে এবং উত্তর ভারতের আহাওয়া ত্র(মশঃ শুষ্ক, উষ্ণ(ও ঝঞ্জাৎপ্রবণ হয়ে ওঠে। মার্চ মাস থেকে মে মাসের মধ্যে ভারতের সর্বত্র তাপমাত্রা 10°C থেকে 15°C বৃদ্ধি পায়। এবং উত্তর ভারতের উপর তাপজনিত নিম্নচাপ(ে ত্র গড়ে ওঠে যদিও বৃষ্টিপাত আসতে আরো বেশ কিছুদিন দেরী থাকে। যদিও পশ্চিমী বি(েভ থেকে কিছু বৃষ্টিপাত ঘটতেই থাকে। গাঙ্গেয় বদ্বীপ অঞ্চলে এই সময়ে কালবৈশাখী ঝড় হয়। উত্তর পশ্চিম সমভূমি অঞ্চলে এই ঝড়ের সঙ্গে বৃষ্টি প্রায় হয়ই না। এই প্রবল ধূলিঝড় আঁধি নামে পরিচিত। পশ্চিমবঙ্গ, বাংলাদেশ ও বার্মাতে এই প্রাক্-মৌসুমী বৃষ্টিপাত উচ্চ ট্রপোস্ফিয়ারে সৃষ্ট রসবি অধোভঙ্গের দ্বারা প্রভাবিত হয়। আর দাঁণ ভারতে ও শ্রীলঙ্কায় প্রাক্ মৌসুমী বৃষ্টিপাত হয় নির(ীয় বলয়ের উত্তরাভিমুখে সরণের সাথে সাথে। চীনে ভারতের মতো কোন প্রাক্ মৌসুমী ঋতু নেই। এখানে এপ্রিল মে মাস পর্যন্ত শীতকালীন মৌসুমী বায়ুর আধিপত্য থাকে ও তারপর গ্রীষ্মে মৌসুমী বায়ুর আধিপত্য আরম্ভ হয়। তবে পশ্চিমী বি(েভ থেকে চীনে এই সময় প্রচুর বৃষ্টিপাত হয়। যে সমস্ত পশ্চিমী বি(েভকে উচ্চ জেট প্রবাহ নিয়ন্ত্রণ করে দিয়ে আসে তারা দাঁণ চীনে জেট প্রবাহের দুটি শাখার মিলন স্থলে অধিক সক্রিয় হয়ে ওঠে। চীনের দাঁণে প্রায় এক তৃতীয়াংশ বাৎসরিক বৃষ্টিপাত এই সময় হয়।

গ্রীষ্মারম্ভ বা প্রথম গ্রীষ্ম (Early Summer) : উচ্চ ট্রপোস্ফিয়ারের জেট প্রবাহের দাঁণশাখা মে মাস থেকে ত্র(মশঃ দুর্বল ও সবিরাম হয়ে পড়ে। গঙ্গাসমভূমির উপর দিয়ে প্রবাহিত বায়ু ত্র(মশঃ হিমালয়ের ও তিব্বত মালভূমির উত্তরপার্শ্বে সরে যেতে থাকে। পশ্চিমী জেট প্রবাহ গঙ্গা সমভূমির উপর যত দুর্বল হতে থাকে তত নিম্ন ট্রপোস্ফিয়ারে নির(ীয় নিম্নচাপ বলয় উত্তরে সরে আসে। সূর্যের উত্তরায়নের সাথে সাথে মহাদেশ সমূহ ত্র(মশঃ উত্তপ্ত হয়ে পড়ে এবং সেখানে পরিচলন স্রোত সৃষ্টি হয়। অর্থাৎ মহাদেশের উপর থেকে বায়ু হাঙ্কা হয়ে উপরে উঠে যায়। এই বায়ু উপরে উঠে শীতল হয়ে উত্তর ও দাঁণ দুটি শাখায় বিভক্ত(হয়ে পড়ে। দাঁণ শাখা করিওলিস বলের প্রভাবে ডানদিকে বেঁকে যায় ও একটি পূবালি জেট প্রবাহ সৃষ্টি করে। 10° থেকে 15° অ(াংশে এই পূবালি জেট প্রবাহ দেখা যায়। এই পূবালি জেট প্রবাহ গাঙ্গেয় সমভূমির উপরকার পশ্চিমী জেট প্রবাহকে তিব্বত মালভূমির উত্তরে সরে যেতে সাহায্য করে। এই পূবালি জেট প্রবাহের সাথে গ্রীষ্মকালীন দাঁণ পশ্চিম মৌসুমী বায়ুর সম্পর্ক অত্যন্ত গভীর। চীনা আবহবিদদের মতে তিব্বত মালভূমিও মৌসুমী বায়ুর সৃষ্টি উল্লেখযোগ্য ভূমিকা গ্রহণ করে। তাদের

মতে গ্রীষ্মারম্ভে বা প্রাক্ গ্রীষ্মকালে তিব্বত মালভূমি অত্যন্ত উত্তপ্ত হয়ে ওঠে। এই তাপের ফলে মালভূমির উপরকার হালকা বাতাস উপরে উঠে যায় এবং উচ্চ ট্রপোস্ফিয়ারে একটি উষ্ণ (ক) প্রতীপ ঘূর্ণবাত সৃষ্টি হয়। এই প্রতীপ ঘূর্ণবাত উচ্চ ট্রপোস্ফিয়ারের পূর্বালি জেট গঠনে উল্লেখযোগ্য ভূমিকা গ্রহণ করে। গাঙ্গেয় সমভূমির উপর দিয়ে পশ্চিমী জেট প্রবাহ অপসারণের সাথে সাথে চীনের উপর থেকেও এই বায়ু ত্র(মশঃ উত্তরে সরে যেতে থাকে। এই সময় দি(ণ পূর্ব এশিয়া ও দি(ণ এশিয়ায় নিম্ন ট্রপোস্ফিয়ারে নির(ীয় পশ্চিমা বায়ুর (যা উভয় আয়ন বায়ুর মধ্যবর্তী অঞ্চলে দেখা যায়।) প্রাধান্য দেখা যায়, কিন্তু চীনে দি(ণ ও দি(ণ পূর্ব দিক থেকে বায়ু প্রবাহিত হয়।

গ্রীষ্মকাল : জুলাই মাসের মাঝামাঝি সমস্ত দি(ণ ও দি(ণ পূর্ব এশিয়া মৌসুমী বায়ুর আওতায় চলে আসে। নির(ীয় নিম্নচাপ বলয় তখন ভারতের উপরে 25° উত্তর অ(ংশে অবস্থান করে। তিব্বত মালভূমির উত্তরে উচ্চ ট্রপোস্ফিয়ারের পশ্চিমা বায়ু এই সময় দুর্বল হয়ে যায়। কিন্তু দি(ণ ও দি(ণ পূর্ব এশিয়ার মৌসুমী বায়ুর উপরে এই সময় অত্যন্ত শক্তি(শালী পূর্বালি জেট অবস্থান করে। (চিত্র 9.4)



(চিত্র নং 9.4) উচ্চ ট্রপোস্ফিয়ারে জেট প্রবাহের (←) সঙ্গে নিম্ন ট্রপোস্ফিয়ারের বায়ুর (←) সম্পর্ক গ্রীষ্ম ঋতুতে—

এই পূর্বালি জেট মধ্য এশিয়া আরব অতিত্র(ম করে আফ্রিকা পর্যন্ত বিস্তৃত থাকে। কিন্তু প্রশান্ত বা আটলান্টিক মহাসাগরে এই জেট প্রবাহের কোন শাখা দেখা যায়নি। সাধারণতঃ দেখা গেছে এই জেট প্রবাহের দিকে মুখ করে দাঁড়ালে এই জেট অ(র ডানদিকে সর্বাপে(া বেশী বৃষ্টিপাত হয়। ফলে জেট অ(র সরণের সাথে সাথে সর্বাধিক বৃষ্টিপাতযুক্ত(ও স্থান পরিবর্তন হয়। তবে যে সমস্ত অঞ্চলে ভূমিরূপের প্রভাব আছে সেখানে বৃষ্টিপাতের সাথে জেট অ(র কোন যোগাযোগ নেই।

ভারতের প্রায় সর্বত্র বৃষ্টিপাতের শতকরা প্রায় 40 ভাগ মৌসুমী বায়ুর প্রভাবে হয় তবে আবহাওয়া অবস্থান সর্বত্র একইরকম থাকে না। উত্তর পশ্চিম অংশে সাধারণতঃ বৃষ্টিপাত কম হয় কারণ এই অঞ্চলে একটি নিম্নমুখী বায়ুপ্রবাহ দেখা গেছে যা বৈপরীত্য উত্তাপ অবস্থা সৃষ্টি করে এবং বায়ুর উর্ধ্বগমন ও বৃষ্টিপাত বন্ধ রাখে। দাঁণ ভারতেও এই সময় যখন নিম্নচাপ অ(সর্বোত্তর অবস্থানে থাকে তখন বৃষ্টিপাত কম হয়। সাধারণতঃ এই অঞ্চলে দুটি সর্বোচ্চ বৃষ্টিপাত সময় দেখা যায় একটি জুন মাসে এবং একটি অক্টোবর মাসে। অর্থাৎ একটি সূর্যের উত্তরায়ণের সময় ও অপরটি পুনরায় সূর্যের দাঁণায়নের সময়। বঙ্গোপসাগরের উপর উপকূলে এবং গাঙ্গেয় সমভূমি বরাবর যে বৃষ্টিপাত হয় তা বেশিরভাগ নিম্নচাপ বা ডিপ্রেসনকে কেন্দ্র করে। এই ডিপ্রেসনগুলিতে সাধারণতঃ কোন সীমান্ত দেখা যায় না। এদের উল্লম্ব বিস্তৃতি প্রায় 1000 - 1250 কিমি পর্যন্ত। সাধারণতঃ এই ডিপ্রেসনগুলির আয়ু 2 থেকে 5 দিন এবং এইগুলি থেকে দিনে গড়ে 10 থেকে 20 সেমি বৃষ্টিপাত ঘটে। এই ডিপ্রেসনগুলি সাধারণতঃ উপকূলবর্তী সাগরে গড়ে ওঠে ও সেখান থেকে ত্র(মশঃ উত্তর পশ্চিম বা পশ্চিম দিকে সরে যায় প্রধানতঃ পূবালি জেটের প্রভাবে।

তিব্বত মালভূমি অঞ্চলে জুলাই মাসে প্রচুর বজ্রবৃষ্টি দেখা যায়। চীনের দাঁণ অঞ্চলে মৌসুমী বায়ু সাধারণতঃ পূর্বদিক থেকে প্রবাহিত হয়। দাঁণ ও মধ্য চীনে এই পূর্ব মৌসুমী বায়ু বার্ষিক বৃষ্টিপাতের শতকরা প্রায় পঞ্চাশ শতাংশের জন্য দায়ী। উত্তর চীনে সাধারণতঃ মৌসুমী বায়ুর প্রভাব পৌঁছায় জুলাই মাসে এবং জুলাই ও আগস্ট এই দুই মাসে সর্বাধিক বৃষ্টিপাত হয়। তবে এই বৃষ্টিপাতের সঙ্গে দাঁণ বা দাঁণ পূর্ব এশিয়ার মৌসুমী বায়ুর যোগাযোগ কতটা তা সন্দেহের অপে(া রাখে। সম্ভবতঃ এই বৃষ্টিপাত সীমান্ত ঘটিত। মহাদেশীয় মে(বায়ু ও মহাসাগরীয় ত্র(াষ্টীয় বায়ুর মধ্যবর্তী সীমান্ত এই বৃষ্টিপাতের জন্য দায়ী। জাপানেও বছরে দুইবার সর্বাধিক বৃষ্টিপাত যুক্ত(কাল দেখা যায়। একটা প্রাক্ মৌসুমী ও অপরটি অক্টোবরে মৌসুমী বায়ুর প্রত্যাবর্তন কালে।

শরৎকাল বা মৌসুমী বায়ুর প্রত্যাবর্তন কাল : এই সময় সূর্যের দাঁণায়নের সাথে সাথে নিম্নচাপ অঞ্চলটি ত্র(মশঃ দাঁণে সরে আসে ফলে উত্তর অঞ্চল থেকে ত্র(মশঃ মৌসুমী বায়ু সরে আসতে থাকে। এই সময় বঙ্গোপসাগর অঞ্চলে সবচেয়ে বেশী সংখ্যক নিম্নচাপ দেখা যায় এবং উপকূলীয় অঞ্চলে বিশেষতঃ ভারতের ও শ্রীলঙ্কার পূর্ব উপকূলে এই সময় প্রচুর বৃষ্টিপাত হয়। নিম্নচাপ অ(দাঁণে সরে আসার ফলে উচ্চ ট্রপোস্ফিয়ারের পূবালি জেট প্রবাহ ত্র(মশঃ (ীণ ও দুর্বল হয়ে পড়ে ও এই অংশে পশ্চিমী জেট প্রবাহের দাঁণ শাখা ত্র(মে ত্র(মে আধিপত্য বিস্তার করতে থাকে।

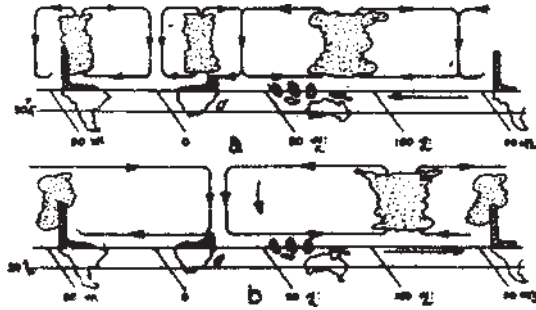
সুতরাং মৌসুমী বায়ুপ্রবাহের আগমন, প্রত্যাগমন এবং তার কাছে বৃষ্টিপাতের সাথে উচ্চ ট্রপোস্ফিয়ারের বায়ুপ্রবাহের অত্যন্ত গভীর সম্পর্ক রয়েছে এবং একটিকে ছাড়া অন্যটি অনুধাবন করা প্রায় অসম্ভব।

9.2.5 ওয়াকার সেল, এল নিনো ও দক্ষিণী স্পন্দন

বায়ুপ্রবাহের ত্রিকণীয় মডেল এককে আপনারা ওয়াকার সেল সম্পর্কে পড়েছেন। এই ওয়াকার সেল বা ওয়াকার কলের সাথে মৌসুমী বৃষ্টিপাতের একটি সম্পর্ক লক্ষ্য করা গেছে। এখন আমরা সে সম্পর্কে আলোচনা করব।

আমরা পূর্ববর্তী এককে পড়েছি যে বায়ু প্রবাহের যেমন উত্তর দিগে বিস্তৃত ত্রিকণীয় মডেল আছে তেমনি স্যার গিলবার্ট ওয়াকার পূর্ব পশ্চিম বিস্তৃত কতগুলি কলের কথা বলেন। এই কগুলি মূলতঃ মহাদেশ ও মহাসাগরগুলির উপর তাপমাত্রা ও বায়ুচাপের তারতম্যকে ভিত্তি করে গড়ে ওঠে। অত্যধিক মহাদেশ অঞ্চল বা মহাসাগর সমূহের উত্তপ্ত অংশ থেকে বায়ু উর্ধ্বমুখী হয় এবং এই উর্ধ্বমুখী বায়ুপ্রবাহ উপরে উঠে শীতল ও ঠাণ্ডা হয়ে শীতল মহাসাগর সমূহ এবং অপেক্ষাকৃত শীতল উচ্চচাপযুক্ত মহাদেশের উপর নেমে আসে। এইভাবে ওয়াকার কল (Walker Cell) কাজ করে (চিত্র নং 9.5)। দেখা গেছে ওয়াকার সেল কোন কোন বছর অত্যন্ত শক্তি(শালী (High Phase) হয় আবার কোন কোন বছর কিছুটা দুর্বল হয় (Low Phase)। দেখা গেছে ওয়াকার কলের লো ফেজ এর সাথে এল নিনো ও দক্ষিণী স্পন্দনের ও মৌসুমী বৃষ্টিপাতের যোগাযোগ আছে।

ওয়াকার কলের হাই ফেজ এর সময় চারটি বৃহৎ পূর্ব পশ্চিম বিস্তৃত কল কাজ করে। আমাজন অঞ্চল, মধ্য আফ্রিকা ও ইন্দোনেশিয়া ও ভারতবর্ষের উপর নিম্নচাপ ও উর্ধ্বগামী বায়ু তৎসম প্রচুর বৃষ্টিপাত থাকে ও পূর্ব প্রশান্ত মহাসাগর, দিগে আটলান্টিক মহাসাগর এবং পশ্চিম ভারতমহাসাগরের উপর উচ্চচাপ, নিম্নমুখী বায়ুপ্রবাহ ও স্বপ- বৃষ্টিপাত লক্ষ্য করা যায়। এই হাই ফেজ-এর সময় সাধারণতঃ মৌসুমী বৃষ্টিপাত ভাল ও বেশী হয়। কিন্তু ওয়াকার কলের লো ফেজ-এর সময় মোট পাঁচটি পূর্ব পশ্চিম বিস্তৃত কল কাজ করে। এই কগুলির উর্ধ্বমুখী প্রবাহটি থাকে দিগে আটলান্টিক পূর্ব ও পশ্চিম প্রশান্ত মহাসাগর ও পশ্চিম ভারত মহাসাগরের উপর ফলে এই সকল অঞ্চলে এই সময় প্রবল বৃষ্টিপাত হয়। কিন্তু নিম্নমুখী প্রবাহটি থাকে আমাজন অঞ্চল, মধ্য আফ্রিকা, ইন্দোনেশিয়া ও ভারতবর্ষের উপর। ফলে এই সমস্ত অঞ্চলে স্বল্প বৃষ্টিপাত বা দুর্বল মৌসুমী প্রবাহ লক্ষ্য করা যায়। (চিত্র 9.5)।



(চিত্র নং 9.5) ওয়াকার কল (a) হাই ফেজ (b) লো ফেজ

যে বছর ওয়াকার করে লো ফেজ হয় সেই বছরই এলনিনো ও দাঁণী স্পন্দন ল্য করা গেছে। এল নিনো আসলে জলবায়ু বা আবহাওয়ার কোন উপাদান নয় এটি সমুদ্র বের একটি অবস্থা যার সঙ্গে ওয়াকার করে গভীর যোগাযোগ আছে বলে আবহবিদেরা মনে করছেন। প্রতি বছর ডিসেম্বর মাসে দাঁণী আমেরিকার পশ্চিম উপকূল বরাবর একটি উষ্ণ সমুদ্রস্রোত অগ্রসর হয়। এই স্রোত প্রায় 6° দাঁণী অ(াংশ পর্যন্ত বিস্তৃত হয় এবং উত্তরমুখী শীতল পে(স্রোতকে বাধাদান করে। এই উষ্ণ(স্রোতকেই এল নিনো বলা হয় যার অর্থ শিশু (the child)। আসলে এই অবস্থা ত্রি(সমাসের সমসাময়িক সময়ে দেখা যায় বলে খ্রীষ্টের শিশু বা (Christ's Child) অনুসারে এই শিশু শব্দটি ব্যবহার করা হয়। কোন কোন বছর এই এল নিনো অত্যন্ত শক্তি(শালী হয় এবং দাঁণী আমেরিকার পশ্চিম উপকূলে পে(ও ইকুয়েডর অঞ্চলের শীতল প্রবাহকে সম্পূর্ণরূপে বন্ধ করে দেয়। সেই সব বছরে শীতল স্রোতের সাথে ভেসে আসা খাদ্যের অভাবে বহু মাছ ও মাছের ওপর নির্ভরশীল সমুদ্র পাখি মারা যায় এবং এই দুই দেশের মৎস্য শিল্প ও সার শিল্প (যা পাখীর বর্জ্য পদার্থের উপর নির্ভর করে গড়ে উঠেছে) খুবই (তিগ্রস্ত হয়। এই অস্বাভাবিক পরিস্থিতির কিছু প্রভাব এই অঞ্চলের বায়ুচাপ ও বায়ুপ্রবাহের উপর ল্য করা যায়। অস্বাভাবিক এল নিনো হলে ত্র(াষ্টীয় প্রশান্ত মহাসাগরের পূর্ব অঞ্চলে সমুদ্রপৃষ্ঠের তাপমাত্রা 1 থেকে 4°C পর্যন্ত বৃদ্ধি পায়। এর ফলে ত্র(াষ্টীয় দাঁণী পূর্ব প্রশান্ত মহাসাগরের উপরকার উচ্চচাপ ও ইন্দোনেশিয়া অঞ্চলের নিম্নচাপ মধ্যকার তাপ ও সং(ি(ষ্ট চাপের পার্থক্য কমে যায়। একেই দাঁণী স্পন্দন বলা হয়। এর ফলে দাঁণী পূর্ব আয়ণ বায়ু দুর্বল হয়ে পড়ে ফলে দাঁণী পূর্ব নির(ীয় স্রোত যা আয়ন বায়ুর সাথে পশ্চিমমুখে ইন্দোনেশিয়ার উপকূল পর্যন্ত প্রবাহিত হয়ে সেখানে অধোগামী হয় ও পে(উপকূলে উর্ধ্বগামী শীতল স্রোতের পরিপূরক হিসাবে কাজ করে তাও দুর্বল হয়ে পড়ে। ফলে পে(উপকূলে উর্ধ্বগামী শীতল স্রোত ব্যাহত হয়। যে বছর এল নিনো ও দাঁণী স্পন্দন দেখা যায় সাধারণতঃ সেইসব বছরে ওয়াকার করে লো ফেজ দেখা যায় এবং পরবর্তী মৌসুমী বায়ু অত্যন্ত দুর্বল হয় ও বৃষ্টিপাতও কম হয়।

তবে এল নিনো ও দাঁণী স্পন্দন যে শুধুমাত্র মৌসুমী বায়ুর দুর্বলতা বা স্বল্প বৃষ্টিপাতের জন্য দায়ী তা বোধহয় সঠিকভাবে বলা যায় না। 1875 থেকে 1985 পর্যন্ত 43 টি বছর পাওয়া গেছে যে সময় মৌসুমী দুর্বল ছিল ও স্বল্প বৃষ্টিপাত হয়েছে। কিন্তু তার মধ্যে মাত্র 19 বার এল নিনো ও দাঁণী স্পন্দন ঘটেছিল। সুতরাং মৌসুমী বায়ুর দুর্বলতা ও স্বল্প বৃষ্টিপাতের জন্য কোন অন্য কারণ দায়ী বলেই মনে হয়।

9.2.6 আফ্রিকার মৌসুমী বায়ুপ্রবাহ

পশ্চিম আফ্রিকার বাৎসরিক জলবায়ুর সাথে দাঁণী ও দাঁণী পূর্ব এশিয়ার জলবায়ুর মিল দেখতে পাওয়া যায়। আফ্রিকা মহাদেশে গ্রীষ্মকালীন নিম্নচাপ ক(টি অনেকটা অংশ জুড়ে স্থান পরিবর্তন করে। 2° থেকে 25° উত্তর অ(াংশের মধ্যে সাধারণতঃ এর গড় উপস্থিতি ল্য করা যায়। উত্তর গোনার্ধে যখন শীতকাল তখন অবশ্যই এই বায়ু তার সর্ব দাঁণীে অর্থাৎ 2° অ(রেখার কাছাকাছি অবস্থান করে। এই সময় পশ্চিম আফ্রিকার দাঁণী পশ্চিম দিক থেকে বায়ু প্রবাহিত হয়। এই বায়ুতে গভীরতা মাত্র এক থেকে তিন

কিমি থাকে তার উপরে পূবালি বায়ু এবং পূবালি বায়ুর উপরে অত্যন্ত শক্তিশালী বায়ু অবস্থান করে। মৌসুমী করে উত্তরে প্রায় 2 কিমি গভীরতা যুক্ত হারমাটার বায়ু দেখা যায়। এই বায়ু ত্রৈমাসিক উচ্চচাপ বলয় থেকে ঘড়ির কাঁটার বিপরীত দিকে প্রবাহিত হয় ও উত্তর পূর্ব বায়ুরূপে আসে। এই উপরে প্রায় 12 কিমি উচ্চতায় পশ্চিমী জেট প্রবাহ দেখা যায়।

উত্তর গোলার্ধে গ্রীষ্মকালের আগমনের সাথে সাথে মৌসুমী করে ত্রৈমাসিক উত্তর দিকে সরতে থাকে এবং দিগে আটলান্টিক মহাসাগরে ত্রৈমাসিক উচ্চচাপ করে অত্যন্ত শক্তিশালী হয়ে ওঠে। ফলে মৌসুমী করে দিগে প্রান্ত পর্যন্ত দিগে পশ্চিম মৌসুমী বায়ুর আধিপত্য দেখা যায়। কিন্তু মৌসুমী করে উত্তর প্রান্তে উত্তর বা উত্তর পূর্বমুখী বায়ু প্রবাহিত হয়। এই দিগে পশ্চিম, উত্তর বা উত্তর পূর্ব বায়ু প্রচুর জলীয় বাষ্প নিয়ে আসে যার সাহায্যে পশ্চিম আফ্রিকার বিস্তীর্ণ অঞ্চলে বৃষ্টিপাত হয়। এছাড়া আফ্রিকার পূর্ব উপকূলে ও মাদাগাস্কার দ্বীপেও মৌসুমী আবহাওয়া লক্ষ্য করা গিয়েছে।

9.3 বজ্রবৃষ্টি

বজ্রবৃষ্টি (Thunder Storm) প্রকৃতপক্ষে এক ধরনের পরিচলন বৃষ্টিপাত। এর আলাদা শ্রেণী ভুক্তির কারণ এই বৃষ্টির সাথে আসা প্রচুর বজ্রপাত ও বিদ্যুৎ ঝলকানি। প্রকৃতপক্ষে বিদ্যুৎ ঝলকানি বা বজ্রপাত বৃষ্টিপাতের কারণ নয়, এটি পরিচলনের ফলে। তীব্র ও হঠাৎ গড়ে ওঠা ত্রৈমাসিক ঘূর্ণবাতই আসলে বজ্রবৃষ্টির মূল কারণ।

9.3.1 বজ্রবৃষ্টির উৎপত্তি ও গঠন

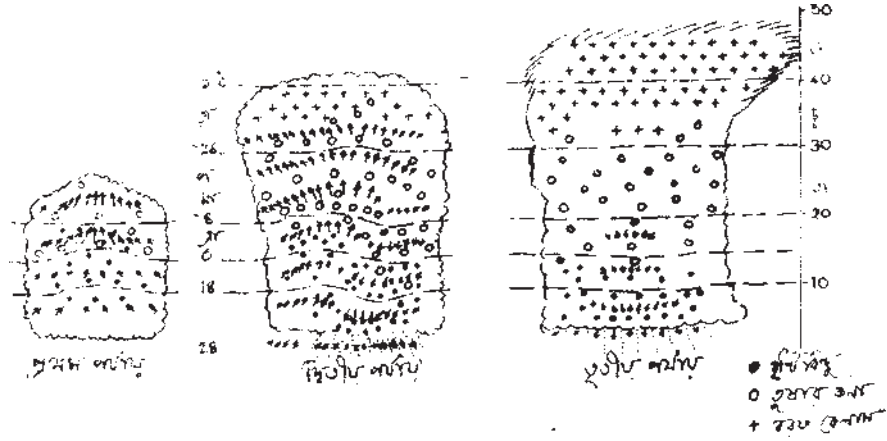
বজ্রবৃষ্টির উৎপত্তির জন্য দুটি অত্যন্ত প্রয়োজনীয় শর্ত হল a) ভূসংলগ্ন বায়ুস্তর অত্যন্ত উষ্ণ ও আর্দ্র হতে হবে ও b) বায়ুকে বা আবহমণ্ডলকে প্রায় অসুস্থিত থাকতে হবে। এইরূপ অসুস্থিত বায়ুমণ্ডল উষ্ণ ও আর্দ্র বায়ু যদি কোন কারণে একবার উঠতে শুরু করে তাহলে তা ত্রৈমাসিক উর্ধ্বগামী হয় কারণ তা মুক্ত পরিচলন স্তরে (Free Convection Level) পৌঁছে যায়। উষ্ণ ও আর্দ্র বায়ু উর্ধ্বগামী হলে তা প্রসারিত ও শীতল হয়। অতিরিক্ত আর্দ্রতা হেতু সাথে সাথে ঘনীভবন প্রক্রিয়া শুরু হয়ে যায়। ঘনীভবনের ফলে যে লীন তাপ (Latent heat of condensation) মুক্ত হয় তা বায়ুস্তরকে পুনরায় শীতল হতে বাধাদান করে এবং বায়ু তখন আর্দ্র (দ্রুততাপ হ্রাসের হার অনুযায়ী শীতল হতে থাকে। ফলে যে কোন উচ্চতাতেই এই বায়ু পাল্লবর্তী বায়ু অপেক্ষা উষ্ণ থাকে ও ত্রৈমাসিক উপরে উঠতে থাকে যতদূর না পর্যন্ত এটি সমস্থিতি স্তরে (Equilibrium Level) পৌঁছায়। এই স্তরে উর্ধ্বগামী বায়ুর তাপমাত্রা তার পাল্লবর্তী বায়ুর তাপমাত্রার সমান হয়। ফলে বায়ুর উর্ধ্বগমন বন্ধ হয়।

উপরিউক্ত প্রক্রিয়ার ফলে বিশাল গভীরতার কিউমিউলেসিন্সাস মেঘ গঠিত হয়। এই মেঘের বেধ বা গভীরতা 16 থেকে 20 কিমি পর্যন্ত হয়। এবং এই বিশাল মেঘপুঞ্জ প্রায় সমস্ত সূর্যরশ্মিকে শোষণ করে নেয়। ফলে মেঘের তলায় ঘন অন্ধকারাচ্ছন্ন আকাশ দেখা যায়। মেঘগুলি সমস্থিতি স্তরে জমতে থাকে, ফলে একটি প্রায় সমান তলের সৃষ্টি হয় একে এ্যানভিল লেভেল (Anvil level) বলা হয়।

9.3.2 বজ্রবৃষ্টির কক্ষগুলির গঠনের বিভিন্ন পর্যায়

আমেরিকা যুক্তরাষ্ট্রের ফ্লোরিডা ও ওহিওতে দ্বিতীয় বিশ্বযুদ্ধের কালে বজ্রবৃষ্টির উপর গবেষণার জন্য একটি প্রকল্প (Thunder Storm Project) গ্রহণ করা হয়। এই প্রকল্পের গবেষণা থেকে বজ্রবৃষ্টি সম্পর্কে বিভিন্ন তথ্য জানা যায়। এইচ আর বায়ার এবং আর আর ব্রাহাম ছিলেন এই গবেষণা প্রকল্পের প্রধান। তারা লক্ষ্য করেন যে বজ্রবৃষ্টি কতগুলি কক্ষের সমষ্টি। এই কক্ষগুলি মিলিতভাবে প্রায় 100 কিমি দীর্ঘ, 2 - 4 কিমি প্রস্থ ও 10 কিমি গভীরতা বিশিষ্ট অঞ্চল অধিকার করে থাকে। একই বজ্রবৃষ্টির সঙ্গে সমন্বয়বৃত্ত কক্ষগুলি গঠনের বিভিন্ন স্তরে থাকে অর্থাৎ কোনটি প্রারম্ভিক অবস্থায় থাকে আবার কোনটি প্রবীণ অবস্থায় আবার কোনটি সর্বশেষ স্তরে বা বার্ষিক্য অবস্থায় থাকে। বজ্রবৃষ্টির কক্ষগুলির একটি নির্দিষ্ট জীবনচক্র (Life Style) দেখা যায়।

প্রকৃতপক্ষে কোন কারণে যদি অত্যন্ত উত্তপ্ত ও আর্দ্র বায়ু চারদিকে অপেক্ষাকৃত শীতল বায়ুবেষ্টিত হয়ে পড়ে তখনই বজ্রবৃষ্টির কক্ষের বীজ প্রোথিত হয়ে যায়। তারপর ঐ বিচ্ছিন্ন বায়ুবলয়টি উপরে উঠতে শুরু করে। এই অবস্থাকে প্রথমাবস্থা বলা যেতে পারে। এই সময় শুধু বায়ুর উর্ধ্বমুখী প্রবাহ লক্ষ্য করা যায়। এই উর্ধ্বগামী প্রবাহের গতি প্রতি সেকেন্ডে 10 মিটার থেকে প্রতি সেকেন্ডে 30 মিটার পর্যন্ত হয়। এই সময় বৃষ্টি হয় না। বৃষ্টি যা সৃষ্টি হয় উর্ধ্বগামী প্রবাহ তাকে ধরে রাখে। ফলে এই সময় শুধু ঘন মেঘের সমাবেশে চলতে থাকে। আকাশ অন্ধকারাচ্ছন্ন হয়ে পড়ে। দ্বিতীয় পর্যায়ে বৃষ্টিপাত আরম্ভ হয়। বায়ুর উপর বৃষ্টিপাতের শৈত্যের ফলে বায়ুর নিম্নমুখী প্রবাহ শুরু হয়। এই নিম্নমুখী বায়ু অবশেষে ভূপৃষ্ঠ পর্যন্ত পৌঁছায় ও প্রবলবেগে চারদিকে ছড়িয়ে পড়ে। দ্বিতীয় পর্যায়ে উর্ধ্বপ্রবাহ ও নিম্ন প্রবাহ দুইই কাজ করে এবং দুই প্রবাহই অত্যন্ত শক্তিশালী থাকে। এই সময় প্রচণ্ড বৃষ্টিপাত হয় ও ঘন ঘন বিদ্যুৎ চমকায় ও বাজ পড়ে। প্রকৃতপক্ষে বজ্রবৃষ্টির কক্ষগুলি এই পর্যায়ে এসে পূর্ণতা প্রাপ্ত হয়। এর পরে আসে তৃতীয় বা শেষ পর্যায়। এই পর্যায়ে বায়ুর উর্ধ্বগমন একেবারে বন্ধ হয়ে যায় শুধুমাত্র নিম্নগমন বা নিম্নপ্রবাহ চলতে থাকে। যখন কোন কক্ষের উর্ধ্বপ্রবাহ সম্পূর্ণ বন্ধ হয়ে যায় তখন কক্ষটির শক্তি ধীরে ধীরে বিনষ্ট হয় এবং কক্ষটি ত্রমে দুর্বল হয়ে পড়ে। একটি কক্ষের আয়ুষ্কাল মোটামুটি ভাবে 20 থেকে 40 মিনিটে। এইভাবে বিভিন্ন পর্যায়ের মধ্য দিয়ে বজ্রবৃষ্টির কক্ষগুলি তাদের জীবন চক্র সম্পূর্ণ করে। (চিত্র 9.6)



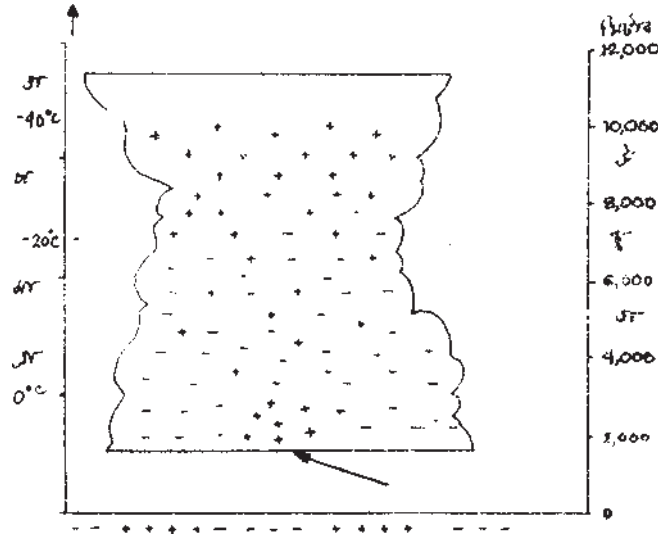
(চিত্র নং ৯.৬) বজ্রবৃষ্টির গঠনের বিভিন্ন পর্যায়।

৯.৩.৩ বজ্রবৃষ্টির বৈদ্যুতিক শক্তির সঞ্চারণ

বজ্র মেঘে বৈদ্যুতিক শক্তির সঞ্চারণ কিভাবে হয় তা নিয়ে বিভিন্ন মতবাদ আছে। তার মধ্যে দুটি মতবাদই সর্বাপেক্ষা উল্লেখযোগ্য। একটিকে বলা হয় ইনডাক্টিভ পদ্ধতি (Inductive Mechanism) অপরটি নন ইনডাক্টিভ চার্জ (Non Inductive Charge Transfer) সাধারণতঃ বজ্র মেঘে তড়িৎশক্তি (যে বিস্তার দেখা গেছে তা হল মেঘের নিচের দিকে ঋণাত্মক শক্তি) বেশি ও উপরের দিকে ধনাত্মক শক্তি (বেশি সঞ্চালিত হয় (চিত্র ৯.৬)। ইনডাক্টিভ পদ্ধতিতে বলা হয়েছে যে আয়নোস্ফিয়ারের বৈদ্যুতিক শক্তি ঋণাত্মক এবং পৃথিবীপৃষ্ঠ ঋণাত্মক। তাই ধনাত্মক আয়নোস্ফিয়ার থেকে বজ্রমেঘের উপরের অংশ ধনাত্মক শক্তি লাভ করেছে ও ধনাত্মক শক্তি এসেছে, মেঘের নীচের দিকে ধনাত্মক পৃথিবীপৃষ্ঠ থেকে। নন ইনডাক্টিভ চার্জ ট্রান্সফার তত্ত্বে বৃষ্টি বিন্দু ও মেঘ বিন্দুর সমন্বয় এর প্রয়োজনীয়তার কথা বলা হয়েছে।

নন ইনডাক্টিভ চার্জ ট্রান্সফারের সবচেয়ে উল্লেখযোগ্য তত্ত্বটি রাখেন লাথান এবং ম্যাসন (Lathen & Masson)। এই তত্ত্বানুসারে হিমশীতল জলকণা (Super cooled water droplets) অর্থাৎ যে জলকণার তাপমাত্রা 0°C এর নীচে। যখন জমতে থাকে তখন বাইরের দিক থেকে জমতে থাকে এর ফলে OH^- আয়নগুলি তুলনামূলকভাবে উত্তপ্ত কেন্দ্রের দিকে চলে যায় এবং বাইরের জমাট বাঁধা স্থানে H^+ আয়নগুলি থাকে। এবার যখন ভিতরটা জমাট বাঁধে তখন আয়তন বৃদ্ধি হেতু কণাটির বাইরের জমাট বাঁধা আবরণটি ফেটে যায় ও অত্যন্ত সূক্ষ্মসূচালো বরফকণা যারা ধনাত্মক শক্তি (সম্পন্ন চারদিকে ছড়িয়ে পড়ে। যেহেতু এরা আকৃতির ছোট উর্ধ্বমুখী বায়ুপ্রবাহ এদের সহজেই বহন করে বজ্রমেঘের উপরের দিকে নিয়ে যায় ফলতঃ বজ্রমেঘের উপরের দিকের শক্তি সাধারণতঃ ধনাত্মক। কিন্তু অপেক্ষিত ভারী কেন্দ্রবিন্দুটি ধনাত্মক শক্তি নিয়ে নিচের দিকে চলে আসে ও বজ্রমেঘের নীচের অংশ ধনাত্মক শক্তি (সম্পন্ন হয়ে পড়ে।

জে লাথাম (J. Lathame) বজ্রমেঘের বিদ্যুৎশক্তি(র বিস্তারকে অন্যভাবে ব্যাখ্যা করেছেন। তাঁর মতে ভেঙ্গে টুকরো টুকরো হয়ে যাওয়া সুঁচলো বরফকণা ও অপেক্ষাকৃত উষ্ণ নরম তুষার বলের মধ্যে সংঘর্ষের ফলেই বজ্রমেঘের ভিতর বিদ্যুৎশক্তি বিস্তারের বিভিন্নতা ঘটে। নরম তুষার বলের (Soft hail pellets) উপর হিমশীতল জলকণা যখন জমে তখন তার আকৃতিটি অসমতল হয়ে পড়ে। এবং জমার সময় জলকণা যে লীন তাপ ত্যাগ করে তা তুষার বলটিকে উত্তপ্ত রাখতে সাহায্য করে। বরফ কেলাসগুলির সঙ্গে এদের সংঘর্ষের ফলে বরফকেলাসগুলি ধনাত্মক শক্তি(সম্পন্ন হয়ে পড়ে ও তুষারবলগুলি ধনাত্মক থাকে। সাধারণতঃ -10°C থেকে -20°C তাপমাত্রা স্তরের উপরেই ধনাত্মক শক্তি(সম্পন্ন বরফ কেলাস বেশি দেখতে পাওয়া যায় কারণ উর্ধ্বপ্রকার তাদের বহন করে উপরে নিয়ে যেতে সমর্থ। কিন্তু নিচের দিকে তুষার বলের পরিমাণ বেশি থাকে। তবে বজ্রমেঘের নীচের দিকে একটি ছোট ধনাত্মক অঞ্চল দেখা যায় যার উৎপত্তি নিয়ে আলোচনা এখানে চলছে। (চিত্র 9.7)।



(চিত্র নং 9.7) বজ্রমেঘে বৈদ্যুতিক শক্তি(র বিস্তার

9.3.4 বজ্রবৃষ্টির বৈশিষ্ট্য সমূহ

বজ্রবৃষ্টি সাথে যে বায়ু কেন্দ্রাভিমুখে প্রবাহিত হয় তা সমসময় ঘড়ির কাঁটার বিপরীত দিকে। বাইরে থেকে কেন্দ্রের দিকে বায়ুর গতিবেগেরও তারতম্য ঘটে। যদিও বজ্রবৃষ্টির পথে কোন বায়ুর গতিবেগ মাপক যন্ত্র (Anemometer) অ(ত অবস্থায় থাকা সম্ভব নয় তবে মোটামুটি ভাবে বলা হয় বায়ুর গতিবেগ প্রতি সেকেন্ডে 100 মিটার পর্যন্ত হয়। তবে খুব তীব্র বজ্রবৃষ্টির (েত্রে প্রতি সেকেন্ডে 200 মিটার পর্যন্ত গতিবেগও ল(য় করা গেছে।

সাধারণতঃ বজ্রবৃষ্টির সঙ্গে যে বৃষ্টিপাত হয় তা অত্যন্ত তীব্র পরিচলন বৃষ্টিপাত। স্বল্প অঞ্চল জুড়ে

ও স্বল্প সময় ধরে মুষলধারে বৃষ্টিপাত ও ঘন ঘন বিদ্যুৎ চমক ও বাজ পড়াই এই বৃষ্টিপাতের বৈশিষ্ট্য যদি ক(গুলি দুর্বল হয় তাহলে বৃষ্টিপাত কয়েক মিনিট হতে পারে আবার শক্তি(শালী ক(ের (ে ত্রে প্রায় ঘণ্টাখানেক তুমূল বৃষ্টি চলতে পারে।

বৃষ্টিপাতের সাথে শিলপড়া অর্থাৎ শিলাবৃষ্টি বজ্রবৃষ্টির অপর বৈশিষ্ট্য। তবে সব বজ্রবৃষ্টিতেই যে শিলাবৃষ্টি হয় তা নয়। তবে শিলাবৃষ্টি কৃষির ও আবাদি চাষের প(ে অত্যন্ত (তিকারক।

বজ্রবৃষ্টির সর্বপ্রধান বৈশিষ্ট্য হল ঘন ঘন বিদ্যুৎ চমক ও বজ্রপাত। বৃষ্টিপাতের প্রায় সাথে সাথেই বিদ্যুৎ চমক শু(হয়। বজ্রপাত সাধারণতঃ মেঘের নীচের দিকে ও ভূপৃষ্ঠের মধ্যে সংঘটিত হয়। এই বিদ্যুৎ চমকের ফলে যে অত্যন্ত তাপের সৃষ্টি হয় তার ফলে বায়ুর হঠাৎ আয়তন বৃদ্ধি হয়। বিদ্যুৎচমকের পথ ধরে বায়ুর এই আয়তন বৃদ্ধির ফলে প্রচণ্ড বিস্তারণ এবং শব্দের সৃষ্টি হয়। তাকেই আমরা সাধারণতঃ বাজপড়া বলি।

9.3.5 বজ্রবৃষ্টির শ্রেণীবিভাগ

উৎপত্তির কারণের উপর নির্ভর করে বজ্রবৃষ্টিকে কতগুলি শ্রেণীতে ভাগ করা হয়েছে। দুটি প্রধান শ্রেণী হল—

a) বায়ুপুঞ্জের অভ্যন্তরে সৃষ্ট বজ্রবৃষ্টি (Airiman type)

b) সীমান্ত বজ্রবৃষ্টি (Frontal types)

এই দুই বিভাগকে আবার কতগুলি ভাগে ভাগ করা হয়েছে।

a) বায়ুপুঞ্জের অভ্যন্তরে সৃষ্ট বজ্রবৃষ্টি : সাধারণতঃ একই বৈশিষ্ট্য সম্পন্ন বায়ুপুঞ্জের মধ্যে সৃষ্ট বজ্রবৃষ্টি সমূহ এই পর্যায়ে পড়ে। একই বায়ুপুঞ্জের মধ্যে বজ্রবৃষ্টির সঞ্চারণ হতে পারে — তাপমাত্রার কারণে, ভূপৃষ্ঠের উচ্চতার তারতম্যের কারণে ও আনুভূমিক বায়ু প্রবাহের কারণে। তাপমাত্রার আধিক্য হেতু যে বজ্রবৃষ্টি সৃষ্টি হয় তাই সর্বাপে(বেশি দেখা যায়। পৃথিবীর উষ(তম অঞ্চলগুলি গ্রীষ্মকালে এবং দিবাভাগের উষ(তম সময়ে, এই ধরনের ঝড় ও বৃষ্টি সাধারণতঃ দেখতে পাওয়া যায়। আগত সৌর বিকিরণের তীব্রতা ও প্রবল উত্তাপ হেতু এই বজ্রবৃষ্টি সৃষ্টি হয়। সেই কারণে দিনের যে সময়ে সর্বাধিক তাপ দেখা যায় অর্থাৎ শেষবেলা যা বিকেলের দিকে এই ঝড় হতে দেখা যায়। উষ(অঞ্চলের উপর এই ঝড়ের তীব্রতা বজায় থাকে কিন্তু বজ্রবৃষ্টি যখন কোন অপে(াকৃত শীতল অঞ্চলের উপর দিয়ে যায় তার তীব্রতা হ্রাস পায় ও ত্রে(মে লুপ্ত হয়। এই প্রকার বজ্রবৃষ্টিকে স্থানীয় বজ্রবৃষ্টি বলা হয়।

ভূমিরূপের তারতম্যও অনেক সময় বজ্রবৃষ্টি সৃষ্টি করে। অত্যন্ত উষ(ও আর্দ্র বায়ুর পথে যদি কোন উচ্চ ভূভাগ পড়ে তবে ঐ বায়ু অসুস্থিত হয়ে পড়ে ও বজ্রবৃষ্টির সঞ্চারণ হয়। এবং এই ধরনের বজ্রবৃষ্টির বৈশিষ্ট্য হল কোন একটা জায়গায় স্থির হয়ে যাওয়া। এছাড়া উষ(বায়ু যদি শীতল বায়ুর তলায় ঢুকে

পড়ে বা শীতল বায়ু যদি উষ্ণ বায়ুর উপরের চলে আসে তাহলেও হঠাৎ করে তীব্র পরিচলন ও বজ্রবৃষ্টির সঞ্চারণ হতে পারে।

b) সীমান্ত বজ্রবৃষ্টি : বজ্রবৃষ্টি যেমন সমবৈশিষ্ট্য সম্পন্ন বায়ুপুঞ্জের ঘটতে পারে তেমনি উষ্ণ বায়ু ও শীতল বায়ুপুঞ্জের মধ্যবর্তী সীমান্ত অঞ্চলেও বজ্রবৃষ্টির সঞ্চারণ হতে পারে। এই বজ্রবৃষ্টি সাধারণতঃ উষ্ণ সীমান্ত বজ্রবৃষ্টি বা শীতল সীমান্ত বজ্রবৃষ্টি দুরকমই হতে পারে। উষ্ণ সীমান্তে যে বজ্রবৃষ্টির সঞ্চারণ হয় তাকে উষ্ণ সীমান্ত বজ্রবৃষ্টি ও শীতল সীমান্তে সঞ্চারণিত বজ্রবৃষ্টিকে শীতল সীমান্ত বজ্রবৃষ্টি বলে। সাধারণতঃ উষ্ণ সীমান্ত অপেক্ষা শীতল সীমান্ত অধিক খাড়া হয় বলে এই সীমান্ত বরাবর বায়ুর উর্ধ্বপ্রবাহ তীব্র হয় ও বায়ুদ্রুত অসুস্থিত হয়ে পড়ে ফলতঃ যে বজ্রবৃষ্টির সঞ্চারণ হয় তা অত্যন্ত তীব্র হয়।

9.3.6 বজ্রবৃষ্টির সময়, ঋতু ও অঞ্চল

সাধারণতঃ বজ্রবৃষ্টি বিকেল বা সন্ধ্যার প্রাক্কালে বেশি হয়। কারণ এই সময়ই ভূপৃষ্ঠ সংলগ্ন বায়ুস্তর সর্বাপেক্ষা বেশী অসুস্থিত থাকে। তবে উত্তর মধ্য আমেরিকায় দেখা গেছে যে বেশীর ভাগ বজ্র বৃষ্টি রাতের দিকে হয় যদিও এই বজ্রবৃষ্টিগুলির উৎপত্তি ঘটে শেষ বিকেলের দিকে।

বজ্রবৃষ্টির অবশ্যম্ভাবীভাবে স্থলভাগের উপর উৎপত্তি লাভ করে। জলভাগের কাছাকাছি বা উপরে এরা দ্রুত বিনষ্ট হয়। কারণ গ্রীষ্মকালে স্থলভাগ জলভাগ অপেক্ষা অধিক উষ্ণ থাকে ফলতঃ বায়ুর উষ্ণতা ও আর্দ্রতা বায়ুকে অসুস্থিত করে তোলার মত থাকে। তবে কখনো কখনো উষ্ণ সমুদ্র স্রোতের উপর বা নিরীক্ষণীয় অঞ্চলে বজ্রবৃষ্টি জলভাগের উপর উৎপত্তি লাভ করে।

সাধারণতঃ উত্তর ও দক্ষিণ উভয় গোলার্ধে বজ্রবৃষ্টির একটি অংশীয় বিস্তৃতি চোখে পড়ে। আর্দ্র ত্রৈভূমিক অঞ্চলে বজ্রবৃষ্টি সর্বাপেক্ষা বেশী হয়। আবার উচ্চচাপ যুক্ত উপত্রৈভূমিক অঞ্চলে বজ্রবৃষ্টি দেখা যায় না। পুনরায় উভয় গোলার্ধে 60° অংশ পর্যন্ত কিছু কিছু বজ্রবৃষ্টি দেখা যায়। কিন্তু 60° থেকে 90° অংশ পর্যন্ত বজ্রবৃষ্টির সৃষ্টি হয় না। সি. ই. পি. ব্রুকসের (C. E. P. Brooks) হিসাব মত জাভায় বছরে 225 দিন। মধ্য আফ্রিকায় বছরে 150 দিন, পানামায় 136 দিন, দক্ষিণ মেক্সিকোয় 142 দিন। মধ্য ব্রাজিলে 106 দিন, মেক্সিকো উপসাগরীয় অঞ্চলে 80 দিন ও মধ্য ইউরোপ ও এশিয়াতে 20 দিন বজ্রবৃষ্টি হয়।

9.3.7 বজ্রবৃষ্টির প্রভাব

সাধারণতঃ দেখা গেছে বজ্রবৃষ্টি খুব একটা (তিকারণ নয়) 90 শতাংশ বজ্রবৃষ্টিই উপকারী বৃষ্টি নিয়ে আসে। তবে কখনো কখনো বজ্রের ফলে অগ্নি বিপর্যয় ঘটতে পারে। শতকরা 10 শতাংশ বজ্রবৃষ্টি তীব্র ও (তিকারণক) কখনো কখনো শিলাবৃষ্টি উৎপন্ন ফসলের এবং বাড়িঘরের (তিসাধন করে। তবে বিমান চলাচলের পক্ষে এই বৃষ্টি অত্যন্ত (তিকারণক) তার পৃথিবীর উত্তাপের সমতা রক্ষায় এই বজ্রবৃষ্টি উল্লেখযোগ্য ভূমিকা গ্রহণ করে।

9.4 সারাংশ

এই এককটি পড়ে আপনারা মৌসুমী বায়ুর উৎপত্তি ও বৈশিষ্ট্য সম্পর্কে জানতে পেরেছেন। ভারত মৌসুমী বায়ু অধ্যুষিত দেশ। অতএব আবহবিদ্যার ছাত্রছাত্রী হিসেবে আপনাদের মৌসুমী বায়ু সম্পর্কে বিস্তারিত ধারণা থাকা প্রয়োজন। এছাড়া মৌসুমী বায়ু যে কোন বিচ্ছিন্ন ঘটনা নয় বা কোন স্থানীয় বায়ুপ্রবাহ নয় এর সাথে নিয়ত বায়ুপ্রবাহ ও উচ্চ ট্রপোস্ফিয়ারে বায়ুপ্রবাহের ঘনিষ্ঠ যোগাযোগ রয়েছে তাও এখানে সুস্পষ্টভাবে আলোচিত হয়েছে। এছাড়া মৌসুমী বায়ুর আধুনিকতম ব্যাখ্যা সমূহ ওয়াকার কম, দাঁণী স্পন্দন ও এল নিনো ও এখানে আলোচিত হয়েছে। মৌসুমী বায়ু ছাড়া এই এককে আপনারা বজ্রবৃষ্টির উৎপত্তি, বৈশিষ্ট্য, অঞ্চল ও বৈদ্যুতিক শক্তির সঞ্চয় সম্পর্কেও জেনেছেন। মৌসুমী বায়ু ও বজ্রবৃষ্টি উভয়েই ত্রৈমাসিক অঞ্চলের আবহাওয়ায় উল্লেখযোগ্য ভূমিকা গ্রহণ করে।

9.5 সর্বশেষ প্রশ্নাবলী

A. বিষয়মুখী রচনাধর্মী প্রশ্ন (600টি শব্দের মধ্যে উত্তর দিতে হবে) প্রতিটি প্রশ্নের মান — 10.

- 1 দাঁণ, দাঁণ পূর্ব ও পূর্ব এশিয়ার মৌসুমী বায়ুর বৈশিষ্ট্য সমূহ আলোচনা ক(ন)।
- 2 মৌসুমী বায়ুর উৎপত্তি সম্পর্কে বিভিন্ন মতবাদ আলোচনা ক(ন)।
- 3 মৌসুমী বায়ুর সাথে উচ্চ ট্রপোস্ফিয়ারের বায়ুপ্রবাহের যে সম্পর্ক দেখা গেছে তা বিস্তারিত আলোচনা ক(ন)।
- 4 বজ্রবৃষ্টির উৎপত্তি, বৈশিষ্ট্য গঠন ও অঞ্চল সম্পর্কে যা জানেন লিখুন।
- 5 বজ্রমেঘের বৈদ্যুতিক শক্তির বিস্তার সম্পর্কে বিভিন্ন মতামত আলোচনা ক(ন)।

B. সংক্ষিপ্ত প্রশ্ন (150টি শব্দের মধ্যে উত্তর দিতে হবে) প্রতিটি প্রশ্নের মান — 4.

- 1 মৌসুমী বায়ুর বৈশিষ্ট্যগুলি আলোচনা ক(ন)।
- 2 মৌসুমী বায়ুর উৎপত্তি সম্পর্কে ফনের মতবাদটি সংক্ষেপে আলোচনা ক(ন)।
- 3 এল নিনোর সঙ্গে মৌসুমী বায়ুর সম্পর্ক ব্যাখ্যা ক(ন)।
- 4 ইনডাক্টিভ পদ্ধতি এবং নন ইনডাক্টিভ চার্জ ট্রান্সফার বলতে কি বোঝেন?
- 5 পশ্চিমী বিবেকের উৎপত্তি প্রভাব ব্যাখ্যা ক(ন)।
- 6 বজ্রবৃষ্টির নিম্নচাপকের জীবনচক্র ব্যাখ্যা ক(ন)।

C. অতিসংক্ষিপ্ত প্রশ্ন (50টি শব্দের মধ্যে উত্তর দিতে হবে) প্রতিটি প্রশ্নের মান — 2.

- 1 মৌসুমী বায়ু
- 2 এল নিনো কাকে বলে?
- 3 ওয়াকার সেল কি?
- 4 বজ্রবৃষ্টি কাকে বলে?
- 5 সমাঙ্গুতি স্তর কাকে বলে?
- 6 বজ্রবৃষ্টিকে কয়টি শ্রেণীতে বিভক্ত করা যায়?
- 7 দাণী স্পন্দন কাকে বলে?
- 8 সীমান্ত বজ্রবৃষ্টি কাকে বলে?
- 9 বায়ুপুঞ্জ বজ্রবৃষ্টি কাকে বলে?

8.9 উত্তরমালা

A. বিষয়মুখী রচনাধর্মী প্রশ্ন

- 1 9.2.2 দ্রষ্টব্য।
- 2 9.2.3 দ্রষ্টব্য।
- 3 9.2.4 দ্রষ্টব্য।
- 4 9.3.1 থেকে 9.3.4 দ্রষ্টব্য।
- 5 9.3.3 দ্রষ্টব্য।

B. সংক্ষিপ্ত প্রশ্ন

- 1 9.2.2 দ্রষ্টব্য।
- 2 9.2.3 দ্রষ্টব্য।
- 3 9.2.5 দ্রষ্টব্য।
- 4 9.2.3 দ্রষ্টব্য।

5 9.2.4 ଦ୍ରଷ୍ଟବ୍ୟ।

6 9.3.2 ଦ୍ରଷ୍ଟବ୍ୟ।

C. ଅତି ସଂକ୍ଷିପ୍ତ ପ୍ରଶ୍ନ

1 9.2 ଦ୍ରଷ୍ଟବ୍ୟ।

2 9.2.5 ଦ୍ରଷ୍ଟବ୍ୟ।

3 9.2.5 ଦ୍ରଷ୍ଟବ୍ୟ।

4 9.3 ଦ୍ରଷ୍ଟବ୍ୟ।

5 9.3.1 ଦ୍ରଷ୍ଟବ୍ୟ।

6 9.3.5 ଦ୍ରଷ୍ଟବ୍ୟ।

7 9.2.5 ଦ୍ରଷ୍ଟବ୍ୟ।

8 9.3.5 ଦ୍ରଷ୍ଟବ୍ୟ।

9 9.3.5 ଦ୍ରଷ୍ଟବ୍ୟ।

9.7 ଗ୍ରହପଞ୍ଜୀ

- 1 Barry, R.G. and Chorley, R.J. Atmosphere, weather and climate, Methuen & Co. London, 1992.
- 2 Critchfield, H. J. General Climatology, Printice Hall India Ltd, New Delhi, 1975.
- 3 Crowe P. . . , Concepts on Climatology, Longmans, London, 1971.
- 4 Das, P. K. , The Monsoons, NBT New Delhi, 1970.
- 5 Flohn, H, General Climatology, Elsever, Amsterdam, 1969.
- 6 Riehl, H. Introduction to the Atmosphere Mc.Graw Hill Kogakusha Ltd. Tokyo 1978.
- 7 Trewartha, G.T. An Introduction to climate, Mc. graw Hill Kogakusha Ltd. Tokyo, 1968.
- 8 Walker, J. M. Monsoon and the Global circulation, Meteorological Magazine, Vol 101. 1972.

একক 10 □ জলবায়ুর শ্রেণীবিভাগ

গঠন

10.1 প্রস্তাবনা

উদ্দেশ্য

10.2 জলবায়ুর শ্রেণীবিভাগের প্রয়োজনীয়তা

10.3.1 কোপেনের শ্রেণীবিভাগের ভিত্তি

10.3.2 কোপেনের কৃত বিভিন্ন জলবায়ুবিভাগ ও তাদের বৈশিষ্ট্য

10.3.3 কোপেনের শ্রেণীবিভাগের সমালোচনা

10.4.1 থর্নথওয়েটের শ্রেণীবিভাগ

10.4.2 থর্নথওয়েটের 1933 সালের জলবায়ুর শ্রেণীবিভাগের ভিত্তি ও বিভাগ সমূহ

10.4.3 থর্নথওয়েটের 1948 সালের জলবায়ুর শ্রেণীবিভাগের ভিত্তি ও বিভাগ সমূহ

10.4.4 থর্নথওয়েটের শ্রেণীবিভাগের সমালোচনা।

10.5.1 ট্রিওয়ার্থার শ্রেণীবিভাগের ভিত্তি।

10.5.2 ট্রিওয়ার্থাকৃত বিভিন্ন শ্রেণীবিভাগ।

10.5.3 ট্রিওয়ার্থার শ্রেণীবিভাগের সমালোচনা

10.6 সারাংশ

10.7 সর্বশেষ প্রস্তাবনী

10.8 উত্তরমালা

10.9 গ্রন্থপঞ্জী

10.1 প্রস্তাবনা

যে কোন বিজ্ঞান আলোচনায় শ্রেণীবিভাগ একটি গু(ত্বপূর্ণ ভূমিকা গ্রহণ করে। শ্রেণীবিভাগের মাধ্যমে সংগৃহিত বিপুল তথ্যের মধ্যে একটি শৃঙ্খলা আনা সম্ভব। তেমনি আবহাওয়া ও জলবায়ুর ছাত্রছাত্রী হিসেবে আপনাদেরও আবহাওয়া ও জলবায়ুর শ্রেণীবিভাগ সম্পর্কে ধারণা থাকা প্রয়োজন। বহু বিজ্ঞানী বহুতর ভাবে আবহাওয়া ও জলবায়ুর শ্রেণীবিভাগ করেছেন। এই সকল শ্রেণীবিভাগের মধ্যে বহুল প্রচলিত ও বহু আলোচিত কোপেন, থর্নথওয়েট ও ট্রিওয়ার্থার শ্রেণীবিভাগই এখানে বিবৃত করা হয়েছে।

উদ্দেশ্য

এই এককটি পড়ে আপনি —

- বিজ্ঞান চর্চায় শ্রেণীবিভাগের গু(ত্র ও প্রয়োজনীয়তা বুঝিয়ে দিতে পারবেন।
- জলবায়ুর শ্রেণীবিভাগের প্রয়োজনীয়তা সম্পর্কে ধারণা করতে পারবেন।
- বিভিন্ন আবহ ও জলবায়ুবিদ কর্তৃক পৃথিবীর জলবায়ু শ্রেণীবিভাগের ত্র(মিক ইতিহাস সম্পর্কে আলোচনা করতে পারবেন।
- কোপেনের জলবায়ু শ্রেণীবিভাগের ভিত্তি, বিভিন্ন বিভাগ ও তাদের বৈশিষ্ট্য সমূহ নির্ধারণ করতে পারবেন।
- থর্নথওয়েটের 1933 ও 1948 সালের জলবায়ুর শ্রেণীবিভাগের ভিত্তি, বিভিন্ন বিভাগ সমূহ ও তাদের বৈশিষ্ট্য সম্বন্ধে অবগত হবেন।
- ট্রিওয়ার্থাকৃত জলবায়ুর শ্রেণীবিভাগের ভিত্তি, বিভিন্ন বিভাগ ও বৈশিষ্ট্য সমূহ সম্বন্ধে অবগত হবেন।
- কোপেন, থর্নথওয়েট ও ট্রিওয়ার্থাকৃত বিভিন্ন শ্রেণীবিভাগের সমালোচনা ব্যাখ্যা করতে পারবেন।

10.2 জলবায়ুর শ্রেণীবিভাগের প্রয়োজনীয়তা

যে কোন শ্রেণীবিভাগের প্রাথমিক উদ্দেশ্য হল তথ্যকে সহজ ও সাধারণ ভাবে শৃঙ্খলাবদ্ধ করা। সেইরূপ পৃথিবীর বিভিন্ন অঞ্চল থেকে সংগৃহীত আবহাওয়া ও জলবায়ু সংক্র(ান্ত বিপুল পরিমাণ তথ্যকে শ্রেণীবিভাগের সাহায্যে শৃঙ্খলাবদ্ধ করে কতগুলি বিশেষ গোষ্ঠীতে ভাগ করার চেষ্টা হয়েছে। বিভিন্ন আবহবিদ বিভিন্ন প্রকার শ্রেণীবিভাগের ভিত্তির কথা বলেছেন কারণ স্বভাবতই একটি শ্রেণীবিভাগে কোন একটির বেশী তথ্যকে গু(ত্র দেওয়া সম্ভব নয়। কেউ জলবায়ু ও স্বাভাবিক উদ্ভিদের সম্পর্কের উপর ভিত্তি করে শ্রেণীবিভাগ করেছেন, কেউ বা তাপমান সূচক বা বৃষ্টিপাতের কার্যকারীতাকে মূল ভিত্তি হিসাবে গ্রহণ করেছেন আবার কেউ বায়ুপুঞ্জের ভিত্তিতে পৃথিবীর জলবায়ুর শ্রেণীবিভাগ করেছেন।

10.3.1 কোপেনের শ্রেণীবিভাগের ভিত্তি

ডঃ ভলাদিমির কোপেন অস্ট্রিয়ার গ্রাজ বিশ্ববিদ্যালয়ের অধ্যাপক ছিলেন। তিনি 1918 খ্রীষ্টাব্দে প্রথম তার জলবায়ুর শ্রেণীবিভাগটি করেন। পরবর্তীকালে বিভিন্ন সময়ে তিনি এই শ্রেণীবিভাগের পরিবর্ধন ও পরিমার্জনা করেন। তাঁর শ্রেণীবিভাগের মূল ভিত্তি ছিল বাৎসরিক ও মাসিক তাপমাত্রা ও বৃষ্টিপাত। তিনি মনে করতেন যে কোন অঞ্চলের স্বাভাবিক উদ্ভিদ সেই অঞ্চলের জলবায়ুর সর্বাপে(া উল্লেখযোগ্য নির্দেশক। কারণ স্বাভাবিক উদ্ভিদ নির্ভর করে কোন অঞ্চলের তাপমাত্রা ও বৃষ্টিপাতের উপর। তাই কোপেন যখন কোন বিভিন্ন জলবায়ু অঞ্চলের সীমানা নির্দেশ করেছেন তিনি মনে রেখেছেন বিভিন্ন স্বাভাবিক উদ্ভিদ অঞ্চলের বীমাগুলি। তিনি অধঃ(পনের কার্যকারীতার (Precipitation Effective) উপর গু(ত্র দেন।

তিনি লক্ষ্য করেন যে একই পরিমাণ বৃষ্টিপাত যদি উষ্ণ ও শীতল অঞ্চলে পতিত হয় তাদের কার্যকারিতা বিভিন্ন হয়। কারণ উষ্ণ অঞ্চলে বাষ্পীভবনের ফলে অধঃপনের একটি বড় অংশ নষ্ট হয় কিন্তু শীতল অঞ্চলে তা হয় না। ফলে শীতল অঞ্চলে স্বল্প বৃষ্টিপাত অধিক কার্যকারী হয়। পুনরায় গ্রীষ্মকালে ও শীতকালেও অধঃপনের কার্যকারিতার তারতম্য দেখা যায়। শীতকালের স্বল্প অধঃপন গ্রীষ্মকালের সমপরিমাণ অধঃপন অপেক্ষা অধিক কার্যকারী। কোপেনের শ্রেণীবিভাগের অপর উল্লেখযোগ্য বৈশিষ্ট্য হল তিনি বিভিন্ন জলবায়ু অঞ্চলে নির্দিষ্ট করার জন্য কতগুলি অক্ষের চিহ্নের সাহায্য নেন। প্রত্যেকটি অক্ষের বা বর্ণ কতগুলি নির্দিষ্ট জলবায়ু অঞ্চলকে নির্দেশ করে।

কোপেন প্রাথমিকভাবে তাপমাত্রা ও স্বাভাবিক উদ্ভিদের ভিত্তিতে পৃথিবীকে পাঁচটি প্রধান জলবায়ু অঞ্চলে বিভক্ত করেন এবং প্রত্যেকটির জন্য তিনি একটি করে ইংরাজী বর্ণ নির্দিষ্ট করেন। বিভাগগুলি নিম্নরূপ :

উপরোক্ত হার নির্ণয় করার সময় বাষ্পীভবন ও বৃষ্টিপাতের কার্যকারিতাকে গন্য করা হয়েছে। কারণ গ্রীষ্মকালে বৃষ্টিপাতের একটি বড় অংশ বাষ্পীভূত হয় সেই কারণে $\frac{r}{t+14}$ বৃষ্টিপাতের কার্যকারিতা কম।

বৃষ্টিপাতের ঋতুগত বন্টনের উপর নির্ভর করে উপবিভাগ নিম্নরূপ :

f = কোন শুষ্ক ঋতু নেই।

s = গ্রীষ্মকাল শুষ্ক।

w = শীতকাল শুষ্ক।

m = মৌসুমী জলবায়ু।

T ও F অক্ষের দুটি শীতলতার হার নির্ণয়ের জন্য ব্যবহৃত হয়। T তুদ্রা ও F বরফাবৃত অঞ্চল। নীচের সারণিতে কোপেনের বিধে জলবায়ুর শ্রেণীবিভাগ দেখানো হয়েছে।

সারণি 10.1 কোপেনের বিশ্বজলবায়ুর শ্রেণীবিভাগ

| শ্রেণী | চিহ্ন | শুষ্ক ঋতু | শুষ্কতার হার |
|---------------------------------|-------|------------|--------------|
| ত্রিঋতুীয় আর্দ্র অরণ্য জলবায়ু | A | $f(s) * w$ | ... |
| শুষ্ক জলবায়ু | B | ... | SW |

| | | | |
|------------------------------------|---|---------|-----|
| উষ্ণ(ও আর্দ্র নাতিশীতোষ্ণ জলবায়ু | C | fsw | ... |
| হিমশীতল অরণ্য জলবায়ু | D | f (s) w | TF |
| মে(জলবায়ু | E | ... | ... |

10.3.2 কোপেন কৃত বিভিন্ন জলবায়ু বিভাগ ও তাদের বৈশিষ্ট্য

a) ক্রান্তীয় আর্দ্র অরণ্য জলবায়ু (A) : শীতলতম মাসের তাপমাত্রা 180° এর উপরে। এই অঞ্চলে মেগাথার্ম (Megatherm) জাতীয় উদ্ভিদের প্রাধান্য দেখা যাক। মেগাথার্ম জাতীয় উদ্ভিদের জন্মাবার জন্য দরকার হয় প্রচুর তাপমাত্রা ও বৃষ্টিপাত। A জলবায়ুর দুটি প্রধান শ্রেণীবিভাগ হল

Af = ক্রান্তীয় আর্দ্র জলবায়ু। এই জলবায়ুতে শুষ্কতম মাসেও অন্ততঃ 6 সেমি বৃষ্টিপাত হবে। সারা বছরই তাপমাত্রা ও বৃষ্টিপাত প্রায় সমান থাকে ও অত্যন্ত বেশী থাকে।

Aw = ক্রান্তীয় আর্দ্র ও শুষ্ক জলবায়ু। শীতকাল শুষ্ক হয়। অন্ততঃ শীতকালের একমাসে 6 সেমির কম বৃষ্টিপাত হবে। তাপমাত্রা Af জলবায়ুর মত।

A = ক্রান্তীয় আর্দ্র অরণ্য জলবায়ু — শীতলতম মাসের তাপমাত্রা 18°C এর বেশি (Tropical Rainy Climate)।

B = শুষ্ক জলবায়ু (Dry Climate) শুষ্কতার উপর নির্ভর করে।

C = উষ্ণ(ও আর্দ্র নাতিশীতোষ্ণ(জলবায়ু (Warm Temperature Rainy Climate), শীতলতম মাসের তাপমাত্রা 3°C থেকে 18°C পর্যন্ত ও উষ্ণ(তম মাসের তাপমাত্রা 10°C এর বেশী।

D = হিমশীতল অরণ্য জলবায়ু (Cold Snowy Forst Climate) শীতলতম মাসের তাপমাত্রা 3°C এর নীচে ও উষ্ণ(তম মাসের তাপমাত্রা 10°C এর উপরে।

E = তুন্দ্র জলবায়ু (Tundra Climate), উষ্ণ(তম মাসের তাপমাত্রা 0°C থেকে 10°C পর্যন্ত।

F = বরফাবৃত (Snow) সব মাসের তাপমাত্রাই 0°C এর নীচে।

এখানে যে তাপমাত্রা নির্ধারণ করা হয়েছে তা স্বাভাবিক উদ্ভিদের সীমারেখার উপর নির্ভর করে। 18°C উষ্ণ(তম মাসের তাপমাত্রা কতগুলি ক্রান্তীয় উদ্ভিদের ন্যূনতম প্রয়োজন 10°C উষ্ণ(তম মাসের তাপমাত্রা মে(র দিকে বৃ(ের উৎপাদন সীমা নির্ধারণ করে আর -3°C তাপমাত্রা কয়েক সপ্তাহের বরফ আচ্ছাদনকে বোঝায়। তাপমাত্রার উপর নির্ভর করে আরো কতগুলি শ্রেণীবিভাগ করা হয়েছে। h = গড় বার্ষিক তাপমাত্রা 18°C এর উপরে। K গড় বার্ষিক তাপমাত্রা 18°C এর নীচে, K^1- উষ্ণ(তম মাসের তাপমাত্রা 18°C এর নীচে।

B জলবায়ুকে কোপেন শুষ্কতার হারের ভিত্তিতে শ্রেণীবিভাগ করেছেন। বৃষ্টিপাত ও তাপমাত্রা $(\frac{r}{t})^*$ এর উপর নির্ভর করে এই শুষ্কতার হাতকে নির্ণয় করা হয়েছে। শ্রেণীবিভাগের সাথে $\frac{r}{t}$ সম্পর্কটি নিম্নরূপ :

বৃষ্টিপাতের ঋতুকালীন বণ্টন স্টেপ তৃণভূমি (BS) ও মরুভূমি অরণ্য ও স্টেপ তৃণভূমির
মরুভূমির (BW) সীমারেখা সীমারেখা

শীতকালীন $(\frac{r}{t})$ $\frac{r}{t} = 1$ $\frac{r}{t} = 2$

সারাবছর বৃষ্টিপাত $\frac{r}{t+7} = 1$

গ্রীষ্মকালে অধিক বৃষ্টিপাত $\frac{r}{t+14} = 1$

* গড় বার্ষিক অধঃপন = r (সেমি), গড় বার্ষিক তাপমাত্রা $(\frac{r}{t+14})$ ($^{\circ}C$)

A জলবায়ুর অন্যান্য উপবিভাগগুলি হল

M = মৌসুমী জলবায়ু। একটি স্বল্প দৈর্ঘ্যের শুষ্ক ঋতু। কিন্তু বার্ষিক বৃষ্টিপাত এতটা হবে যে চিরহরিৎ বৃষ্টির অরণ্য জন্মাতে পারবে। A_m জলবায়ু আসলে Af এবং A_w মধ্যবর্তী এই জলবায়ুর মোট বৃষ্টিপাতের পরিমাণ Af এর মত আর ঋতুগত বণ্টন বিচার করলে A_w এর মতো।

w' = শরৎকাল সর্বাধিক বৃষ্টিপাত।

w' = দুটি বৃষ্টি বহুল ঋতু দুটি ঋতু দ্বারা বিচ্ছিন্ন।

S□□ = গ্রীষ্মকাল শুষ্ক।

i = উষ্ণ(তম ও শীতলতম মাসের উষ্ণতার পার্থক্য $5^{\circ}C$ এর কম।

g = গাঙ্গেয় জলবায়ু। উষ্ণ(তম মাস সাধারণতঃ কর্কট সংক্রান্তির আগে হয়।

b) শুষ্ক জলবায়ু (B) : এই শ্রেণীতে বৃষ্টিপাতের মোট পরিমাণ অপেক্ষা বাষ্পীভবনের হার বেশী। তার ফলে এখানে কোন স্থায়ী ভৌম জলস্তর ও কোন স্থায়ী নদী থাকে না। এই বিভাগের প্রধান দুটি উপবিভাগ হল :

BS = শুষ্ক প্রায় স্টেপ তৃণভূমি অঞ্চল

BW = শুষ্ক ম(অঞ্চল (W অ(রটি নেওয়া হয়েছে জার্মান শব্দ waste থেকে যার অর্থ ম(ভূমি)

শুষ্ক জলবায়ুর অন্যান্য উপবিভাগগুলি হল —

n (heiss) = গড় বার্ষিক তাপমাত্রা 18°C এর উপরে অর্থাৎ BWK ও BSK বলতে ত্র(াঙ্গীয় ম(ও স্টেপ অঞ্চলকে বোঝান হয়।

k (halt) = গড় বার্ষিক তাপমাত্রা 18°C এর নীচে। অর্থাৎ BWK ও BSK বলতে মধ্য অ(াংশীয় ম(ভূমি ও স্টেপ অঞ্চলকে বোঝায় যার তাপমাত্রা কম।

k = উষ্ণ(তম মাসের তাপমাত্রা 18°C এর নীচে।

s = শুষ্ক গ্রীষ্মকাল। শীতকালের আর্দ্রতম মাসে গ্রীষ্মকালের শুষ্কতম মাস অপে(া তিনগুণ বেশী বৃষ্টিপাত হবে।

w = শুষ্ক শীতকাল। শীতকালের শুষ্কতম মাসে যা বৃষ্টিপাত হবে তা অপে(া 10 গুণ বেশী বৃষ্টিপাত হবে গ্রীষ্মকালের আর্দ্রতম মাসে।

n (nebel) = নিয়ত কুয়াশা। শীতল মহাসাগরীয় স্রোতের পাবেবর্তী উপকূল অঞ্চলে দেখা যায়।

c) উষ্ণ আর্দ্র নাতিশীতোষ্ণ জলবায়ু (C) : শীতলতম মাসের গড় তাপমাত্রা 18°C এর নীচে কিন্তু 3°C এর উপরে। আর উষ্ণ(তম মাসের গড় তাপমাত্রা 10°C এর উপরে। তিনটি প্রধান উপবিভাগ হল —

CE = কোন শুষ্ক ঋতু নেই। গ্রীষ্মকালের শুষ্কতমমাসেও 3 সেমির বেশী বৃষ্টিপাত হবে।

Cw = শুষ্ক শীতকাল। গ্রীষ্মকালের আর্দ্রতম মাসে শীতকালের শুষ্কতম মাস অপে(া প্রায় দশগুণ বেশী বৃষ্টিপাত হবে।

Cs = শুষ্ক গ্রীষ্মকাল। শীতকালের আর্দ্রতম মাসে গ্রীষ্মকালের শুষ্কতম মাস অপে(া তিনগুণ বেশী বৃষ্টিপাত হবে।

অন্যান্য উপবিভাগ গুলি হল

a = উষ্ণ(গ্রীষ্মকাল। উষ্ণ(তম মাসের তাপমাত্রা 22°C এর উপরে।

b = শীতল গ্রীষ্মকাল। উষ্ণ(তম মাসের তাপমাত্রা 22°C এর নীচে।

c = শীতল স্বপ-কালীন গ্রীষ্মকাল। চার মাসেরও কম সময় তাপমাত্রা 10°C এর বেশী থাকে।

i = উষ্ণ(তম ও শীতলতম মাসের তাপমাত্রার পার্থক্য 5°C এর কম

g = উষ(তম মাস সংক্রান্তি (Solstice) ও বর্ষাঋতুর আগে দেখা যায়।

X = বসন্তকালে বা প্রাক্ গ্রীষ্মকালে অধিক বৃষ্টিপাত দেখা যায়।

h = নিয়ত কুয়াশা

d) হিমশীতল অরণ্য জলবায়ু (D) : শীতলতম মাসের গড় তাপমাত্রা -3°C এর নীচে এবং উষ(তম মাসের গড় তাপমাত্রা 10°C এর উপরে। 10°C গ্রীষ্মকালীন তাপমাত্রা সাধারণতঃ অরণ্য অঞ্চলের মে(প্রান্তে দেখা যায়। এই জলবায়ুর অপর বৈশিষ্ট্য হল কয়েক মাসের বরফাবৃত আবহাওয়া। প্রধান শ্রেণী বিভাগগুলি হল

Df = শীতল জলবায়ু ও আর্দ্র।

Ds = শীতল জলবায়ু ও শুষ্ক গ্রীষ্মকাল।

অন্যান্য উপবিভাগগুলি হল

D' শীতলতম মাসের গড় তাপমাত্রা -38°C এর নীচে।

এছাড়া s, a, b, c উপবিভাগগুলি C জলবায়ুর অনুরূপ বৈশিষ্ট্যযুক্ত।

e) মেরু জলবায়ু (E) : উষ(তম মাসের গড় তাপমাত্রা 10°C এর নীচে। এই জলবায়ুর দুটি উল্লেখযোগ্য উপবিভাগ হল

ET = তুন্দ্রা জলবায়ু। উষ(তম মাসের তাপমাত্রা 10°C এর নীচে কিন্তু 0°C এর উপরে।

EF = বরফাবৃত। সব মাসের তাপমাত্রাই 0°C এর নীচে।

10.3.3 কোপেনের শ্রেণীবিভাগের সমালোচনা

কোপেনকৃত জলবায়ুর শ্রেণীবিভাগ বহুতর সমালোচনার সম্মুখীন হয়েছে। বহু বিজ্ঞানী একথা বলেছেন যে স্বল্প পরিসংখ্যানের ভিত্তিতে করা এই শ্রেণী বিভাগ বহু (এই বিতর্কের সৃষ্টি করে। এখনো পর্যন্ত পৃথিবীর বিস্তৃত অঞ্চলে আবহাওয়া ও জলবায়ুর সংক্রান্ত পরিসংখ্যান পাওয়া যায় না। ফলে স্বল্প পরিসংখ্যানকে ভিত্তি করে যে শ্রেণী বিভাগ করা হয় তা ত্রুটিপূর্ণ হওয়াই স্বাভাবিক। কোপেনের শ্রেণীবিভাগে আমেরিকার পশ্চিম উপকূলে অবস্থিত পাগেট সাউন্ড অঞ্চলকে মধ্য ক্যালিফোর্নিয়ার অনুরূপ ভূমধ্যসাগরীয় (Cs) জলবায়ুর অন্তর্ভুক্ত করা হয়েছে। কিন্তু এখানে স্বাভাবিক উদ্ভিদ আদৌ ভূমধ্যসাগরীয় অঞ্চলের স্বাভাবিক উদ্ভিদের অনুরূপ নয়।

কোপেন মাত্র পাঁচটি প্রধান জলবায়ু বিভাগ নির্দেশ করেছেন। ফলে এই বিশাল পৃথিবীর বহুতর জলবায়ুকে চিহ্নিত করার জন্য বহুসংখ্যক উপবিভাগ করতে হয়েছে যার ফলে মূল শ্রেণীবিভাগটিই গোলমালে হয়ে পড়েছে।

এখানে r = গড় মাসিক বৃষ্টিপাত (ইঞ্চিতে)

ও t = গড় মাসিক তাপমাত্রা ($^{\circ}$ ফারেনহাইটে)

বারো মাসের অনুপাতের সমষ্টির দ্বারা নির্ণয় করা যায় অধঃপনের কার্যকারিতার সূচক (Precipitation Effectiveness Index)। তিনি বিভিন্ন স্বাভাবিক উদ্ভিদ অঞ্চলগুলির সীমান্ত প্রদেশের PE সূচক নির্ধারণ করেন ও তার ভিত্তিতে পৃথিবীকে পাঁচটি আদ্রতা প্রদেশে ভাগ করেন। বিভাগগুলি নিম্নরূপ :

| স্বাভাবিক উদ্ভিদ অঞ্চল | চিহ্ন | PE সূচক |
|-------------------------|-------|---------|
| ত্রিশ্রীয় বৃষ্টি অরণ্য | A | >127 |
| অরণ্য | B | 64-127 |
| তৃণভূমি | C | 32-63 |
| স্টেপ | D | 16-31 |
| ম(অঞ্চল | E | <16 |

শ্রেণীবিভাগের দ্বিতীয় ভিত্তিহীন তাপমান সূচক (Thermal Efficiency Index)। হিমাঙ্ক থেকে মাসিক গড় তাপমাত্রার তারতম্যের ভিত্তিতে TE অনুপাত নির্ণয় করা হয়। সূত্রটি নিম্নরূপ $(t-32)/4$ বারো মাসের অনুপাতের সমষ্টি থেকে নির্ণয় করা হয় তাপমান সূচক। এবং তাপমান সূচকের ভিত্তিতে আবার পৃথিবীকে ছয়টি তাপপ্রদেশে ভাগ করা হয়।

| অঞ্চল (চিহ্ন) | স্বাভাবিক উদ্ভিদ | তাপমান সূচক |
|---------------|------------------|-------------|
| A' | মেগাথার্মাল | >127 |
| B' | মেসোথার্মাল | 64-127 |
| C' | মাইক্রোথার্মাল | 32-63 |
| D' | তৈগা | 16-31 |
| E' | তুন্দ্রা | 1-15 |
| F' | তুষার | 0 |

আদ্রতা প্রদেশগুলিকে আবার বৃষ্টিপাতের ঋতুগত বৈচিত্র্য অনুযায়ী কয়েকটি উপবিভাগের ভাগ করা হয়েছে :

- r = সকল ঋতুতে পর্যাপ্ত বৃষ্টি
s = গ্রীষ্ম ঋতুতে অপরিপূর্ণ বৃষ্টি
w = শীত ঋতুতে অপরিপূর্ণ বৃষ্টি
d = সকল ঋতুতে অপরিপূর্ণ বৃষ্টি

সূত্রাং TE সূচক, PE সূচক ও বৃষ্টিপাতের ঋতুগত বৈচিত্র্যের উপর নির্ভর করে পৃথিবীকে মোট 120টি (6 × 5 × 4) জলবায়ু অঞ্চলে ভাগ করা যায়। কিন্তু এই বিভাগ তত্ত্বগত। থর্নথওয়েট পৃথিবীকে মোট 32টি জলবায়ু অঞ্চলে ভাগ করেছেন। তাঁর বিভাগ ও উপবিভাগগুলি নিম্নরূপ

সারণী 10.2 থর্নথওয়েটের পৃথিবী জলবায়ুর শ্রেণীবিভাগ

| জলবায়ু | উপবিভাগ সমূহ | মোট সংখ্যা |
|---------|---|------------|
| A = | AA 'r AB 'r AC 'r | 3 |
| B = | BA 'r BA 'w BB 'r BB 'w BB 's BC 'r BC 's | 7 |
| C = | CA 'r CA 'w CA 'd CB 'r CB 'w CB 's CB 'd CC 'r CC 's CC 'd | 10 |
| D = | DA 'w DA 'd DB 'w DB 'd DC 'd | 6 |
| E = | EA 'd EB 'd EC 'd | 3 |
| D' = | | 1 |
| E' = | | 1 |
| F' = | | 2 |
| | | --- -- |
| | | 32 |

10.4.3 থর্নথওয়েটের 1948 সালের জলবায়ুর শ্রেণীবিভাগের ভিত্তি ও বিভাগসমূহ

থর্নথওয়েটের 1948 সালের শ্রেণীবিভাগটি নানা দিক থেকে অত্যন্ত গু(ত্বপূর্ণ। এই শ্রেণীবিভাগ তিনি দুটি নতুন ভিত্তির সাহায্যে পৃথিবীর জলবায়ুর শ্রেণীবিভাগের চেষ্টা করেন। একটি হল সম্ভাব্য বাষ্পীয় প্রস্বেদন (Potential Evaporation) এবং অপরটি হল আর্দ্রতার আয়ব্যয়ক (Moisture Budget)। মোট যতটা জল মৃত্তিকা থেকে বাষ্পীভূত হয় এবং যতটা জল উদ্ভিদ প্রস্বেদন প্রক্রিয়ায় মোচন করে তাকে বলা হয় সম্ভাব্য বাষ্পীয় প্রস্বেদন। থর্নথওয়েটের মতে সম্ভাব্য বাষ্পীয় প্রস্বেদন বৃষ্টিপাতের যতই অত্যন্ত গু(ত্বপূর্ণ একটি জলবায়ুর উপাদান। যদি শুষ্ক ম(অঞ্চলে অধিক বৃষ্টিপাত ঘটে তাহলে সেখানে অধিক উদ্ভিদ জন্মাবে

এবং অধিক মাত্রায় প্রস্বেদন ও বাষ্পীভবন প্রক্রিয়া ঘটে যার ফলে অধিক জল ব্যয়িত হবে। সম্ভাব্য বাষ্পীয় প্রস্বেদনের ঋতুভেদে ও স্থানভেদে পার্থক্য ঘটে এবং এর পরিমাণ সরাসরিভাবে কোন অঞ্চলের প্রাপ্ত শক্তির পরিমাণের উপর নির্ভর করে। ফলে কোন অঞ্চলের সম্ভাব্য বাষ্পীয় প্রস্বেদনের পরিমাণ জানা গেলে সেই অঞ্চলের মোট জলের চাহিদা (water need) কত তা জানতে পারা যায়। মোট বৃষ্টিপাত যদি জলের চাহিদা অপেক্ষা বেশী হয় তাহলে অবশ্যই উদ্বৃত্ত জল অঞ্চল (Water surplus Area) এবং যদি মোট বৃষ্টিপাত চাহিদা অপেক্ষা কম হয় তাহলে তাকে ঘাটতি জল অঞ্চল (Water deficient Area) বলা হয়। সম্ভাব্য বাষ্পীয় প্রস্বেদন প্রকৃতপক্ষে ভূপৃষ্ঠ থেকে আবহমণ্ডলে তাপ ও আর্দ্রতার পরিবহনের সূচক সেই কারণে এটি অবশ্যই মোট আগত সৌর বিকিরণের (insolation) উপর নির্ভরশীল। সম্ভাব্য বাষ্পীয় প্রস্বেদন বা PE গণনা করা হয় মাসিক গড় তাপমাত্রা ($^{\circ}$ সেন্টিগ্রেড) ও দিনের দৈর্ঘ্যের উপর নির্ভর করে। বারো ঘণ্টা দিনের দৈর্ঘ্য হলে ত্রিশ দিনের একটি মাসের PE গণনা করা হবে নিম্নোক্ত(সূত্রের সাহায্যে)।

PE (সেন্টিমিটার) =

যেখানে I = বারো মাসে $\left(\frac{t}{5}\right) \cdot 514$ এর যোগফল ও

a = I গুণাঙ্ক।

এই অত্যন্ত জটিল গাণিতিক সূত্রে তাপমাত্রা এবং দিনের দৈর্ঘ্যকে দুটি মাত্রা (variable) হিসাবে নেওয়া হয় এবং এরা উভয়েই অ(ংশের দ্বারা প্রভাবিত।

সম্ভাব্য বাষ্পীয় প্রস্বেদন বা PE ও বৃষ্টিপাত বা P এর উপর নির্ভর করে খনখণ্ডেই কতগুলি জলবায়ু সূচক নির্ধারণ করেন। এগুলি হল আর্দ্রতার হার (Moisture Adequacy), আর্দ্রতার হারের ঋতুগত বিস্তার (Seasonal distribution of Moisture Adequacy), তাপমাত্রার কার্যকারিতা (Thermal Efficiency) ও তাপের কার্যকারিতার গ্রীষ্মকালীন কেন্দ্রীভবন (Summer concentration of Thermal Efficiency)।

আর্দ্রতার হার (Moisture Adequacy) কে মাসিক আর্দ্রতার সূচক (Monthly moisture index) বা Im দ্বারা প্রকাশ করা হয়। $Im = 100 \frac{(S - D)}{PE}$ এখানে s = উদ্বৃত্ত ও d = ঘাটতি। উদ্বৃত্ত বা s গণনা করা হয় মোট অধঃপে(ন থেকে মোট সম্ভাব্য বাষ্পীয় প্রস্বেদনকে বিয়োগ করে ($S = P - PE > 0$) এবং D বা ঘাটতি গণনা করা হয় মোট সম্ভাব্য বাষ্পীয় প্রস্বেদন থেকে (PE) মোট বাষ্পীয় প্রস্বেদন (AE) বিয়োগ করে অর্থাৎ $D = PE - AE$ । বারো মাসের Im এর যোগফল বার্ষিক আর্দ্রতার সূচক। এই আর্দ্রতার সূচকের উপর নির্ভর করে নয়টি মোট জলবায়ু অঞ্চল নির্দিষ্ট করা হয়েছে। বিভাগগুলি নিম্নরূপ :

| জলবায়ু অঞ্চল | বা আর্দ্রতার সূচক |
|--|-------------------|
| A অতিরিক্ত আর্দ্র (Perhumid) | 100 এবং তার বেশী |
| B ₄ আর্দ্র (humid) | 80-100 |
| B ₃ আর্দ্র (humid) | 60-80 |
| B ₂ আর্দ্র (humid) | 40-60 |
| B ₁ আর্দ্র (humid) | 20-40 |
| C ₂ আর্দ্র প্রায় আর্দ্র (Moist Subhumid) | 0-20 |
| C ₁ শুষ্ক প্রায় আর্দ্র (Dry Subhumid) | -33.3 থেকে 0 |
| D প্রায় শুষ্ক (Semi arid) | -66.7 থেকে -33.3 |
| E শুষ্ক (Arid) | -100 থেকে -66.7 |

আর্দ্রতার হারের ঋতুগত বিস্তার (Seasonal Distribution of Moisture Adequacy) নির্ণয় করা হয়েছে আর্দ্রতা ও শুষ্কতার তীব্রতার উপর নির্ভর করে। আর্দ্র জলবায়ুর ক্ষেত্রে বার্ষিক জলের ঘাটতিকে বার্ষিক সম্ভাব্য বাষ্পীয় প্রস্বেদনের শতকরা হিসাবে প্রকাশ করে শুষ্কতার তীব্রতা নির্ণয় করা হয়েছে। যেমন :

| উপবিভাগ (আর্দ্র জলবায়ু A, B, C ₂) | শুষ্কতার তীব্রতা (aridity Index) |
|--|----------------------------------|
| r = বিন্দুমাত্র ঘাটতি নেই | 0-10 |
| s = স্বল্প গ্রীষ্মকালীন ঘাটতি | 10-20 |
| w = স্বল্প শীতকালীন ঘাটতি | 10-20 |
| s ₂ = বহুল গ্রীষ্মকালীন ঘাটতি | 20 এর উপর |
| w ₂ = বহুল শীতকালীন ঘাটতি | 20 এর উপর |

তেমনি শুষ্ক জলবায়ুর ক্ষেত্রে শুষ্কতার তীব্রতা নির্ণয় করা হয়েছে। উদ্ভূত জলকে মোট সম্ভাব্য বাষ্পীয় প্রস্বেদনের শতকরা হিসাবে প্রয়োগ করা হয়েছে। উপবিভাগগুলি নিম্নরূপ :

| উপবিভাগ (জলবায়ু অঞ্চল C_1, D, E) | আর্দ্রতার তীব্রতা |
|--------------------------------------|-------------------|
| d = কোন উদ্ভূত জল নেই | 0 থেকে 16.7 |
| s = স্বল্প শীতকালীন উদ্ভূত | 16.7 থেকে 33.3 |
| w = স্বল্প গ্রীষ্মকালীন উদ্ভূত | 16.7 থেকে 33.3 |
| s_2 = বহুল শীতকালীন উদ্ভূত | 33.3 এবং তার উপরে |
| w_2 = বহুল গ্রীষ্মকালীন উদ্ভূত | 33.3 এবং তার উপরে |

তাপমানের কার্যকারিতা (Thermal Efficiency) বলতে সম্ভাব্য বাষ্পীয় প্রস্বেদনকে সেন্টিমিটারে প্রকাশ করা হয় কারণ সম্ভাব্য বাষ্পীয় প্রস্বেদন সরাসরি ভাবে তাপমাত্রার উপর নির্ভরশীল। মাসিক TE মান যোগ করে বার্ষিক TE মান পাওয়া যেতে পারে। TE এর ভিত্তিতে উপবিভাগগুলি নিম্নরূপ :

| বিভাগ | অঞ্চল | সূচক |
|-----------------|-----------------|------------------|
| A' | মেগাথার্মাল | 114 এবং তার উপরে |
| B' ₄ | মেসোথার্মাল | 99.7 থেকে 114 |
| B' ₃ | মেসোথার্মাল | 85.5 থেকে 99.7 |
| B' ₂ | মেসোথার্মাল | 71.2 থেকে 85.5 |
| B' ₁ | মেসোথার্মাল | 57 থেকে 71.2 |
| C' ₂ | মাইক্রো(থার্মাল | 42.7 থেকে 57 |
| C' ₁ | মাইক্রো(থার্মাল | 28.5 থেকে 42.7 |
| D' | তুন্দ্রা | 14.2 থেকে 28.5 |
| E | তুষার | 14.2 এর নীচে |

গড় সম্ভাব্য বাষ্পীয় প্রস্বেদন যা গ্রীষ্মকালের তিন মাসে দেখা যায় তার শতকরা হারতে তাপের কার্যকারিতা গ্রীষ্মকালীন কেন্দ্রীভবন (Summer Concentration of Thermal Efficiency) বলা হয়। TE এর গ্রীষ্মকালীন কেন্দ্রীভবন নিম্নরূপ :

| বিভাগ | গ্রীষ্মকালীন কেন্দ্রীভবন |
|-----------------|--------------------------|
| a | 48.0 নীচে |
| b | 48-51.9 |
| b' ₃ | 51.9-56.3 |
| b' ₂ | 56.3-61.6 |
| b' ₁ | 61.6-68 |
| c' ₂ | 68-76.3 |
| c' ₁ | 76.3-88 |
| d | 88 এবং তার উপরে |

উপরিলিখিত চারটি উপাদানের ভিত্তিতে পৃথিবীর জলবায়ুর শ্রেণীবিভাগ করা হয়েছে। স্বভাবতঃই এই শ্রেণীবিভাগ অত্যন্ত জটিল ও বহু উপবিভাগ সমন্বিত।

10.4.4 থর্নথওয়েটের শ্রেণীবিভাগ সমালোচনা :

- ক) থর্নথওয়েটের শ্রেণীবিভাগ উত্তর আমেরিকার জলবায়ুর শ্রেণীবিভাগের (৫) ত্রে অত্যন্ত সাফল্যের সঙ্গে উত্তীর্ণ হয়েছে কিন্তু ত্র(া)স্তীয় বা উপমে(অঞ্চলের (৫) ত্রে এই শ্রেণীবিভাগ অতটা সফল নয়।
- খ) থর্নথওয়েট যখন তার জলবায়ু অঞ্চলগুলির সীমানা নির্দেশ করেছেন তখন স্বাভাবিক উদ্ভিদ অঞ্চলগুলির সীমানার সাহায্য নেননি, কোপেনের সঙ্গে থর্নথওয়েটের প্রধান পার্থক্য এখানেই।
- গ) থর্নথওয়েটও কোপেনের মত বহু চিহ্নের ব্যবহার করেছেন এবং এইসব অ(র চিহ্নের সাহায্যে বিভিন্ন জলবায়ু অঞ্চলকে প্রকাশ করা হয়েছে।
- ঘ) থর্নথওয়েটের জলবায়ুর শ্রেণীবিভাগ বিভিন্ন গাণিতিক সূত্রের উপর নির্ভরশীল তাই এই শ্রেণীবিভাগটি কঠিন এবং কোপেনের শ্রেণীবিভাগের মতো সর্বজনগ্রাহ্য হয়নি।
- ঙ) তবে একথা অনস্বীকার্য থর্নথওয়েটের সর্বপ্রধান উল্লেখযোগ্য কীর্তি হল সম্ভাব্য বাষ্পীয় প্রস্বেদনের ধারণাকে চালু করা ও সম্ভাব্য বাষ্পীয় প্রস্বেদনকে যথার্থভাবে একটি উল্লেখযোগ্য জলবায়ু সূচকের মর্যাদা দেওয়া।

10.5.1 ট্রিওয়ার্থার শ্রেণীবিভাগের ভিত্তিঃ

ট্রিওয়ার্থাও কোপেনের মতো পরিসংখ্যান ও অভিজ্ঞতাকে তার শ্রেণী বিভাগের ভিত্তি হিসাবে ধরেছেন। কোপেনের মত তিনিও মনে করেন যে কোন সহজ ও ব্যবহার যোগ্য শ্রেণীবিভাগে প্রধান বিভাগগুলি স্বল্প সংখ্যক হওয়া বাঞ্ছনীয়। তারপর বিভিন্ন জলবায়ু অঞ্চলকে বোঝানোর জন্য উপবিভাগগুলি বিস্তৃত হওয়া দরকার। এছাড়া ট্রিওয়ার্থা আরো একটি কাজ করেছেন। তিনি কেবলমাত্র পরিসংখ্যানের ভিত্তিতে শ্রেণীবিভাগ করেননি। তিনি বিভিন্ন শ্রেণীবিভাগের উৎস ও কারণ অনুসন্ধানের চেষ্টা করেছেন। কারণ তার মতে কেবলমাত্র পরিসংখ্যানের ভিত্তিতে শ্রেণীবিভাগ ক্লাস্টি কর, কিন্তু তার সাথে যদি জলবায়ুর উৎস ব্যাখ্যা করা যায় তা অনেক বেশী উৎসাহ ব্যাঞ্জক হয় ও শ্রেণীবিভাগটিও একটি উচ্চমান প্রাপ্ত হয়। তিনি বিভিন্ন জলবায়ু অঞ্চলের সাথে বায়ুপুঞ্জের যোগাযোগ ব্যাখ্যারও চেষ্টা করেন।

10.5.2 ট্রিওয়ার্থাকৃত শ্রেণীবিভাগঃ

কোপেনকে অনুসরণ করে ট্রিওয়ার্থা প্রথম পাঁচটি প্রধান জলবায়ু অঞ্চল চিহ্নিত করেন। নিম্ন অ(িংশে নির(রেখার কাছাকাছি অঞ্চলে একটি শীতবিহীন ও অধিক বৃষ্টিপাত যুক্ত অঞ্চল আছে। এই অঞ্চলটিই আর্দ্র ত্র(িংশীয় ও ট্রিওয়ার্থা কৃত A জলবায়ু অঞ্চল। এই মূল বিভাগের মধ্যে দুটি উপবিভাগকে চিহ্নিত করা হয় — Af সারা বছর আর্দ্র ও Aw — ত্র(িংশীয় আর্দ্র ও শুষ্ক জলবায়ু। সাধারণতঃ শীতকাল শুষ্ক। Af অঞ্চলটি ইন্টারট্রপিকাল কনভারজেন্স অঞ্চল। এখানে সারা বছর বায়ু মুখোমুখি মিলিত হয় ও উপরে উঠে যায় যার ফলে পরিচলন বৃষ্টিপাত হয়। কিন্তু Aw অঞ্চলটি বছরের একটি সময় ইন্টারট্রপিকাল কনভারজেন্স জোনের প্রভাবে থাকে ও অপর সময়ে শুষ্ক ও অধোগামী আয়নবায়ুর প্রভাবে থাকে। ফলে বছরের একটি ঋতু আর্দ্র ও একটি ঋতু সাধারণতঃ শীত ঋতু শুষ্ক।

A জলবায়ু অঞ্চল থেকে মে(দিকে অগ্রসর হতে থাকলে ত্র(িংশীয় অঞ্চলের উত্তর ও দ(ি(সীমা থেকে শু(করে $(23\frac{1}{2})^\circ$ উত্তর ও দ(ি(মধ্য অ(িংশীয় অঞ্চল পর্যন্ত বিস্তৃত শুষ্ক জলবায়ু বা B জলবায়ু অঞ্চল। B জলবায়ু অঞ্চলকে ম((BW) ও স্তেপ (BS) দুই ভাগে ভাগ করা হয়েছে। এবং উষ্ণ(ম(ও স্তেপ অঞ্চলকে নির্দিষ্ট করার জন্য BWh এবং BSh ও শীতল ম(ও স্তেপ অঞ্চলকে বোঝাবার জন্য BWK ও BSK ব্যবহার করা হয়। h ও k জলবায়ুর সীমানা নির্দেশ করে শীতলতম মাসের 0° সেন্টিগ্রেড সমতাপ রেখা।

স্বাভাবিকভাবেই B জলবায়ু অঞ্চল উপত্র(ঐত্তীয় উচ্চচাপ অঞ্চলের অন্তর্ভুক্ত) যেখানকার বায়ু অধোগামী ও কেন্দ্রবিমুখ ফলে শুষ্ক ও জলীয় বাষ্পশূন্য। কিন্তু শীতল ম(ও স্তেপ অঞ্চলগুলি বড় বড় পর্বতের অনুবাত চালে ও মহাদেশগুলির মধ্যভাগে অবস্থিত যে সমস্ত অঞ্চলের বায়ুতে জলীয় বাষ্পের পরিমাণ অত্যন্ত কম। সাধারণতঃ মহাদেশের অভ্যন্তরভাগে শীতকালে অধোগামী ও কেন্দ্রবিমুখ বায়ু দেখা যায়।

আর্দ্র মধ্য অ(ঐত্তীয় অঞ্চলকে প্রধান দুটি ভাগে ভাগ করা হয়েছে মেসোথার্মাল (C) ও মাত্র(ঐথার্মাল (D)। মেসোথার্মাল অঞ্চল বলতে বোঝান হয় যে অঞ্চলে শীতকাল নাতিদীর্ঘ ও আরামদায়ক (Short and mild) ও মাইত্র(ঐথার্মস বলত বোঝায় যে অঞ্চলের শীতকাল দীর্ঘ ও তীব্র (long and severe)। C জলবায়ুর অঞ্চলের মধ্যে তিনটি ভাগকে নির্দিষ্ট করা হয়েছে। যথা — শুষ্ক গ্রীষ্মকাল যুক্ত(আর্দ্র প্রায় উপত্র(ঐত্তীয় অঞ্চল — Cs উষ(গ্রীষ্মকাল যুক্ত আর্দ্র উপত্র(ঐত্তীয় অঞ্চল Ca এবং ঠাণ্ডা গ্রীষ্মকাল যুক্ত(মধ্য অ(ঐত্তীয় সামুদ্রিক জলবায়ু — Cb। Ca জলবায়ুতে শীতকালে বৃষ্টিপাত দেখা যায় অর্থাৎ শীতকালে এটি আর্দ্র পশ্চিমা বায়ুর প্রভাবে আসে ও শুষ্ক গ্রীষ্মকালে এই অঞ্চলে আয়ন বায়ুর পশ্চিম সীমার প্রভাবে পড়ে যেখানে আয়ন বায়ু কিছুটা অসুস্থিত থাকে এবং শীতকালে এই অঞ্চল পশ্চিমা বায়ুর প্রভাবে পড়ে। Cb জলবায়ু সাধারণতঃ উপত্র(ঐত্তীয় অঞ্চলে মে(সীমায় দেখা যায়। মহাদেশগুলির প্রতিবাত চালে অবস্থিত এই জলবায়ু অঞ্চল সারা বছর আর্দ্র পশ্চিমা বায়ুর আওতায় থাকে।

মাইত্র(ঐথার্মাল D জলবায়ুর শ্রেণীবিভাগগুলি করা হয়েছে মূলতঃ তাপমাত্রার পার্থক্যের উপর নির্ভর করে। C ও D এই দুই জলবায়ু অঞ্চলের শ্রেণীবিভাগের (ে ত্রে ট্রিওয়ার্থা বহু অংশে কোপেনের শ্রেণীবিভাগ থেকে সরে আসে। এই D বা বোরিয়াল জলবায়ু (Boreal Climates) অঞ্চল গ্রীষ্ম কালে পশ্চিমা বায়ুর ও শীতকালে মে(বায়ুর আওতায় আসে।

আর্দ্র মহাদেশীয় (Da এবং Db) জলবায়ুকে মূলতঃ গ্রীষ্মকালীন তাপমাত্রার ভিত্তিতে শ্রেণী বিভাগ করা হয়েছে। Da জলবায়ুর (ে ত্রে গ্রীষ্মকালের উষ(তম মাসের তাপমাত্রা 22°C এর উপরে। Db এর (ে ত্রে গ্রীষ্মকালের উষ(তম মাসের তাপমাত্রা 22°C এর নীচে। D জলবায়ুর মধ্যে আবার ম(প্রায় অঞ্চল বলে দুটি ভাগ করা হয়েছে — Dc and Db। Dc জলবায়ুর (ে ত্রে চারমাসেরও কম সময় তাপমাত্রা 10°C এর উপরে থাকে ও Dd জলবায়ুর (ে ত্রে শীতলতম মাসের তাপমাত্রা -38° সেন্টিগ্রেডের নীচে থাকে।

উচ্চ অ(ঐত্তীয় মে(সন্নিহিত অঞ্চলে E জলবায়ু বা মে(জলবায়ু দেখা যায়। এখানে সারা বছর মে(বায়ুর প্রাধান্য থাকে। E জলবায়ুকে দুটি শ্রেণীতে ভাগ করা হয়েছে ET তুন্দ্রা — উষ(তম মাসের তাপমাত্রা 0° সেন্টিগ্রেডের উপরে আর ET তুষারবৃত। সকল মাসের তাপমাত্রা 0° সেন্টিগ্রেডের নীচে।

এই সকল বিভাগ ছাড়া ট্রিওয়ার্থা উষ(ভূমির জলবায়ু নির্দেশ করার জন্য H জলবায়ু বা উচ্চভূমি জলবায়ু বলে একটি বিভাগ নির্দিষ্ট করেছেন। (চিত্র নং 10.1)

ট্রিওয়ার্থা বলেছেন শীতলতম মাসের উষ্ণতা 0° সেন্টিগ্রেডের বেশী বা কম h ও ii) কে নির্দিষ্ট করবে -3°C শীতলতম মাসের উষ্ণতা কোপেনের মতে C ও D জলবায়ুর নির্ণায়ক কিন্তু এখানেও ট্রিওয়ার্থার মতে শীতলতম মাসের তাপমাত্রা 0° সেন্টিগ্রেডের নীচে হলে তা D জলবায়ুর B উপরে হলে C জলবায়ুর অন্তর্ভুক্ত হয়। iii) কোপেন C জলবায়ুর শ্রেণীবিভাগ করেছেন শুধুমাত্র বৃষ্টিপাতের ঋতুগত বন্টনের উপর ভিত্তি করে, কিন্তু ট্রিওয়ার্থা তার শ্রেণীবিভাগে ঋতুগত বন্টনের সাথে গ্রীষ্মকালীন তাপমাত্রাকেও উল্লেখযোগ্য গুরুত্ব দিয়েছেন। D জলবায়ুর শ্রেণীবিভাগের (এবং গ্রীষ্মকালীন তাপমাত্রাকে গুরুত্ব দেওয়া হয়েছে। iv) কোপেনের শ্রেণীবিভাগে উচ্চভূমি ভাগের জলবায়ুর জন্য কোন বিশেষ পরিকল্পনা গৃহীত হয়নি। কিন্তু এখানে উচ্চ ভূভাগের জন্য H জলবায়ুকে নির্দিষ্ট করা হয়েছে।

সুতরাং পরিশেষে বলা যায় ট্রিওয়ার্থার শ্রেণীবিভাগটি যদিও কোপেনের শ্রেণীবিভাগকে বহু(এ) অনুসরণ করেছেন এই শ্রেণীবিভাগটি জলবায়ুর কারণ ব্যাখ্যার জন্য উল্লেখযোগ্য এবং বিভিন্ন জলবায়ু অঞ্চলের সাথে নিয়ত বায়ুপ্রবাহের সম্পর্কও অত্যন্ত সুন্দরভাবে আলোচিত হয়েছে।

10.6 সারাংশ

এই এককটি পড়ে আপনারা জানতে পারলেন আবহাওয়া ও জলবায়ুর শ্রেণীবিভাগের প্রয়োজনীয়তা। বিভিন্ন বিজ্ঞানী বিভিন্ন বিষয়ে উপর গুরুত্ব দিয়ে এই শ্রেণীবিভাগের চেষ্টা করেন। জলবায়ুর শ্রেণীবিভাগের সর্বপ্রথম চেষ্টা করেন কোপেন। তিনি তাপমাত্রা, বৃষ্টিপাতের কার্যকারীতা ও উদ্ভিদ অঞ্চলের সীমানা নির্দেশ করেন। তার বিভাগটিকে ট্রিওয়ার্থা কিভাবে এবং কিসের ভিত্তিতে পরিমার্জন করেছেন আপনারা তাও এই এককটি থেকে জানতে পারলেন। তারপর বর্তমান এককে আলোচিত হয়েছে বিধিবিখ্যাত আবহবৃহৎ খননখণ্ডের শ্রেণীবিভাগ দুটি। এই এককটি পরে সেই বিভাগগুলি সম্পর্কে বিস্তারিত ধারণা লাভ সম্ভব। এছাড়া খননখণ্ডে কিভাবে ও কেন সম্ভাব্য বাষ্পীয় প্রস্বন্দনকে একটি আবহাওয়া জলবায়ুর উল্লেখযোগ্য নির্ণায়ক হিসাবে ব্যবহার করেন তাও এখানে বিস্তারিত আলোচিত হয়েছে। সুতরাং এই এককটি পরে আপনারা কোপেন, খননখণ্ডে ও ট্রিওয়ার্থার শ্রেণীবিভাগের ভিত্তি ও শ্রেণীবিভাগগুলি জানতে পারবেন ও পারস্পরিক গুণাগুণ বিচার করে কোন বিভাগটি অধিক কার্যকর তাও অনুধাবন করতে পারবেন।

10.7 সর্বশেষ প্রশ্নাবলী

A. বিষয়ভিত্তিক রচনাধর্মী প্রশ্ন (600 টি শব্দের মধ্যে উত্তর দিতে হবে) প্রতিটি প্রশ্নের মান — 10

- কোপেনের জলবায়ু শ্রেণীবিভাগের ভিত্তিগুলি আলোচনা কর ও শ্রেণীবিভাগটি উল্লেখ কর। এই শ্রেণীবিভাগের দোষগুণ বিচার কর।
- খননখণ্ডের 1931 ও 1933 সালের শ্রেণীবিভাগের উল্লেখ কর।

3. থর্নথওয়েটের 1948 সালের শ্রেণীবিভাগটি উল্লেখ কর ও এই পরিকল্পনাটির সার্থকতা বিচার ক(ন)।
4. ট্রিওয়ার্থাকৃত জলবায়ুর শ্রেণীবিভাগটি উল্লেখ কর ও কোপেনের পৃথিবীর জলবায়ুর শ্রেণীবিভাগের পরিকল্পনার সাথে এর মিল ও গরমিল আলোচনা ক(ন)।
5. ট্রিওয়ার্থা, কোপেন ও থর্নথওয়েটের বি(জলবায়ুর শ্রেণীবিভাগের একটি তুলনামূলক আলোচনা ক(ন)।

B. সংক্ষিপ্ত প্রশ্ন (150টি শব্দের মধ্যে উত্তর দিতে হবে) প্রতিটি প্রশ্নের মান — 4

1. জলবায়ুর শ্রেণীবিভাগের প্রয়োজনীয়তা কি?
2. কোপেনের শ্রেণীবিভাগের ভিত্তিগুলি সংক্ষেপে আলোচনা ক(ন)।
3. কোপেন কিভাবে শুষ্কতার হার নির্ণয় করেছেন?
4. কোপেনের শ্রেণীবিভাগ অনুযায়ী 'B' জলবায়ুর বৈশিষ্ট্য কি?
5. কোপেনের শ্রেণীবিভাগ অনুযায়ী 'C' জলবায়ুর বৈশিষ্ট্য কি?

10.8 উত্তরমালা

A. বিষয়মুখী রচনাধর্মী প্রশ্ন

1. 10.3.1., 10.3.2 ও 10.3.3 দৃষ্টব্য।
2. 10.4.1., 10.4.2 দৃষ্টব্য।
3. 10.4.3 দৃষ্টব্য।
4. 10.5.1, 10.5.2 ও 10.5.3 দৃষ্টব্য।
5. 10.3.1., 10.4.1 ও 10.5.1 দৃষ্টব্য।

B. সংক্ষিপ্ত প্রশ্ন

1. 10.2 দৃষ্টব্য।
2. 10.3.1 দৃষ্টব্য।
3. 10.3.1 দৃষ্টব্য।
4. 10.3.2 দৃষ্টব্য।
5. 10.3.2 দৃষ্টব্য।

10.8 গ্রন্থপঞ্জী

- 1 Barry, R.G. and Charley, R.J. Atmosphere, weather and climate, Methuen & Co. London, 1992.
- 2 Books, C.E.P., Clarification of Climates, Meteorology Magazine, Vol 77, 1948.
- 3 Critchfield H. J. General Climatology, Printice Hall India Ltd, New Delhi, 1975.
- 4 Saha, P.K. and Bhattacharya, P.K আধুনিক জলবায়ুবিদ্যা, পশ্চিমবঙ্গ রাজ্য পুস্তক পর্ষদ 1994.
- 5 Thronthwaite, C.W. The Climate of the Earth, Geographical Review, Vol 23, 1933.
- 6 Thronthwaite, C.W. An approach towards a Rational Clarification of Climate, Geographical Review, Vol 38, 1948.
- 7 The Wartha, G.T. An Introduction to Climate; Mcgraw Hill Kogakushu Ltd, Tokyo, 1968.