

از اوایل قرن بیستم مدل‌های تجربی برای حل مسائل هیدرولوژی توسعه یافت. گرین و امپ^۱ در سال ۱۹۱۱ یک مدل با پایه‌های فیزیکی برای نفوذ ارائه کردند. هیزن^۲ در سال ۱۹۱۴ تحلیل آماری دبی‌های حداکثر را بررسی و ریچارد^۳ در سال ۱۹۳۱ معادلات حاکم بر جریان در محیط غیراشباع را استخراج نمود.

در سال ۱۹۳۲ شرمن^۴ با تعریف هیدروگراف واحد به بررسی فرآیند تبدیل بارش به رواناب پرداخت و در سال ۱۹۳۳ هورتون^۵ تئوری نفوذ خود را ارائه و در سال ۱۹۴۵ مفهوم حوضه آبریز را ارائه کرد. گامبل^۶ در سال ۱۹۴۱ مفهوم مقادیر حدی در مطالعات هیدرولوژیکی را ارائه کرد. عملاً از دهه ۱۹۳۰ به بعد رشد فزاینده علم هیدرولوژی آغاز گردید و باعث گسترش فعالیت‌های کنترل سیلاب، آبیاری و حفاظت خاک گردید. از این رو بیشترین تئوری‌هایی که امروزه در هیدرولوژی پابرجاست از دهه ۱۹۳۰ به بعد توسعه یافته است.

۳-۱ گردش آب در طبیعت

گردش آب در طبیعت یا چرخه هیدرولوژیکی^۷ به کلیه مراحل حرکت، تغییر شکل، تغییر وضعیت، تغذیه، تلفات و ذخیره آب بر روی کره زمین و اتمسفر اطراف آن گفته می‌شود که مجموعاً ضخامتی حدود ۱۶ کیلومتر دارد، که به آن هیدروسفر^۸ گفته می‌شود. از این ضخامت ۱۶ کیلومتری حدود ۱۵ کیلومتر آن را اتمسفر و یک کیلومتر دیگر را لیتوسفر^۹ یا پوشش جامد سطحی زمین تشکیل می‌دهد. آب موجود بر روی سطح و داخل پوسته سطحی زمین به صورت جریان‌های سطحی نظیر رودخانه‌ها و دریاچه‌ها بوده و در داخل پوسته به صورت آب زیرزمینی موجود است. علت عمده چرخش آب در طبیعت انرژی خورشیدی است، که سالانه به طور میانگین 1.7×10^{23} کیلوکالری به سطح زمین می‌رسد و باعث تبخیر آب و در فرآیندی معکوس، باعث بارش از اتمسفر به زمین می‌گردد.

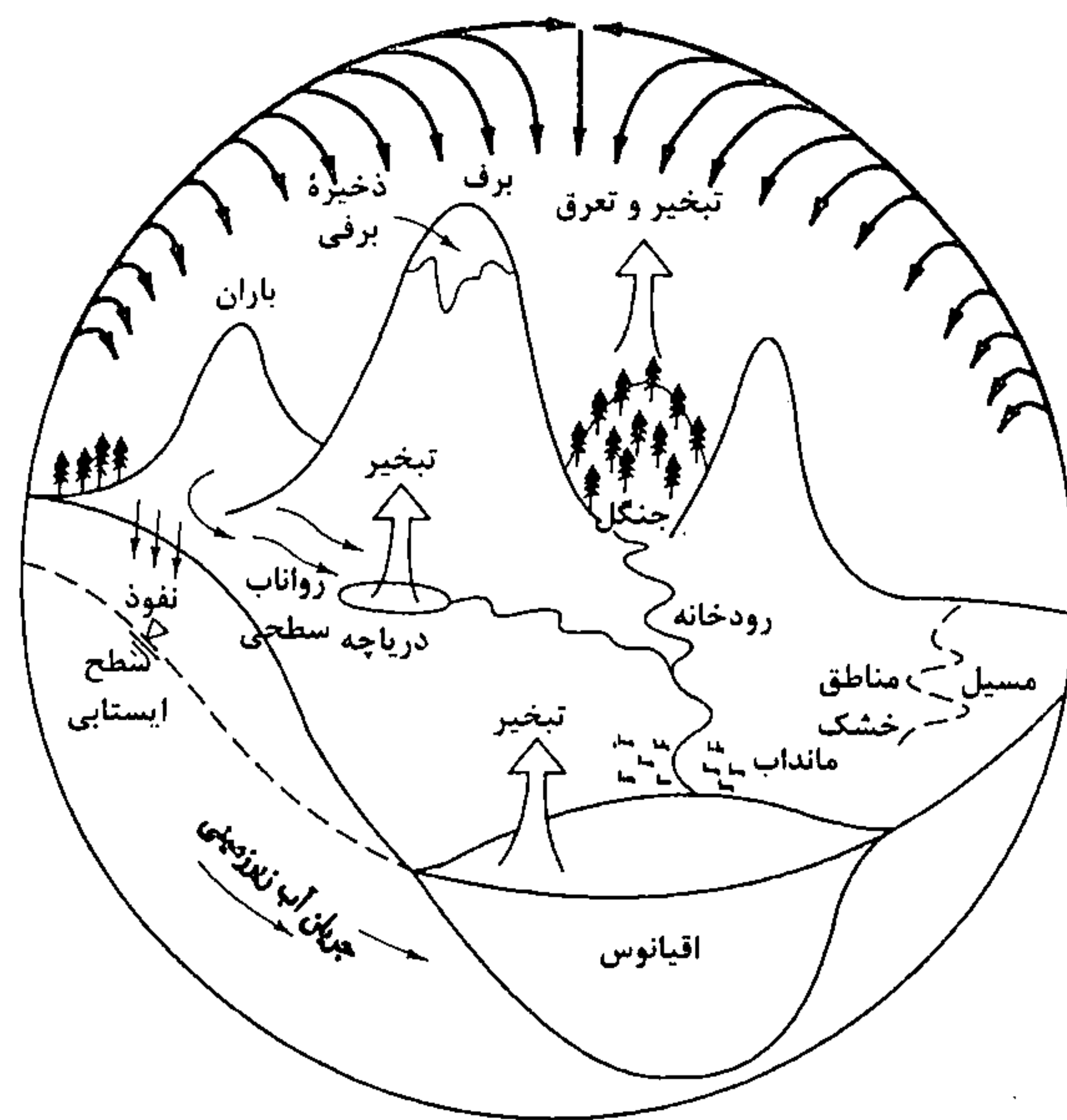
گردش آب در طبیعت دارای یک سیستم بسته است و لذا دارای ابتدا و انتها نیست ولی می‌توان اینطور تصور نمود که مطابق شکل ۱-۱ آب از سطوح دریاها و اقیانوس‌ها و نیز خشکی‌ها تبخیر شده و وارد اتمسفر می‌گردد. سپس در اتمسفر پس از متراکم و سرد شدن به صورت بارش به سطح زمین بازگردانده شده که در ریزش‌های جوی بر سطوح خشکی‌های زمین یا به صورت برگاب توسط شاخه و برگ گیاهان گرفته شده، یا به صورت رواناب در سطح زمین جاری شده و یا نهایتاً در خاک نفوذ می‌کند. بخشی از بارش‌ها نیز عملاً به سطح دریاها و یا اقیانوس‌ها می‌بارد.

1- Green and Ampt
2- Hazen
3- Richards

4- Sherman
5- Horton
6- Gumbel

7- Hydrologic cycle
8- Hydrosphere
9- Lithosphere

برگاب یا به مرور تبخیر شده و دوباره به اتمسفر برمی‌گردد و یا در اثر تکان خوردن شاخ و برگ درختان به سطح زمین ریخته شده و نفوذ می‌کند. رواناب‌ها نیز ممکن است به صورت چالاب بطور موقت در سطح زمین ذخیره که نهایتاً نفوذ کرده یا تبخیر می‌گردند و یا به دریاها آزاد وارد می‌گردند. آب نفوذی چنانچه در لایه‌های سطحی خاک ذخیره گردد، ممکن است تبخیر شده و دوباره به اتمسفر باز گردد و در صورت نفوذ عمقی به آبهای زیرزمینی می‌پیوندند، که سرانجام با تراوش از طریق چشمه‌ها یا نفوذ به رودخانه‌ها در سطح زمین ظاهر و یا به صورت ذخیره در منابع آب زیرزمینی باقی می‌مانند. تبخیر از سطوح گیاهان را تعرق نامیده که در چرخه هیدرولوژی نیز وارد می‌گردد. لازم به ذکر است که منظور از بارش از اتمسفر نیز انواع مختلف ریزش‌های جوی نظیر باران، برف، تگرگ، یخ و یخچه و مه است.



شکل ۱-۱ گردش آب در طبیعت

در بررسی گردش آب در طبیعت که در حقیقت بررسی کنش‌ها و اندرکنش‌های بین محیط و عوامل هیدرولوژیکی بارندگی (P)، تبخیر (E)، تعرق (T)، نفوذ (I)، آبهای زیرزمینی (G) و رواناب سطحی (R) است، نه تنها به لحاظ کمی، بلکه به لحاظ کیفیت آب نیز اندرکنش‌ها بررسی می‌شود. هرچند عوامل هیدرولوژیکی محدود می‌باشند، ولی به دلیل فرآیندهای اندرکنشی پیچیده آنها با محیط، بررسی چرخه آب در طبیعت به ویژه در مقیاس‌های بزرگ نظیر حوضه‌های آبریز

امری دشوار و پیچیده است که نیاز به شناسایی، تخمین و مدلسازی کلیه فرآیندهای اندرکنشی دارد که در فصول بعدی این کتاب به تفصیل به آن پرداخته شده است.

۴-۱-۱ بیان هیدرولوژیکی

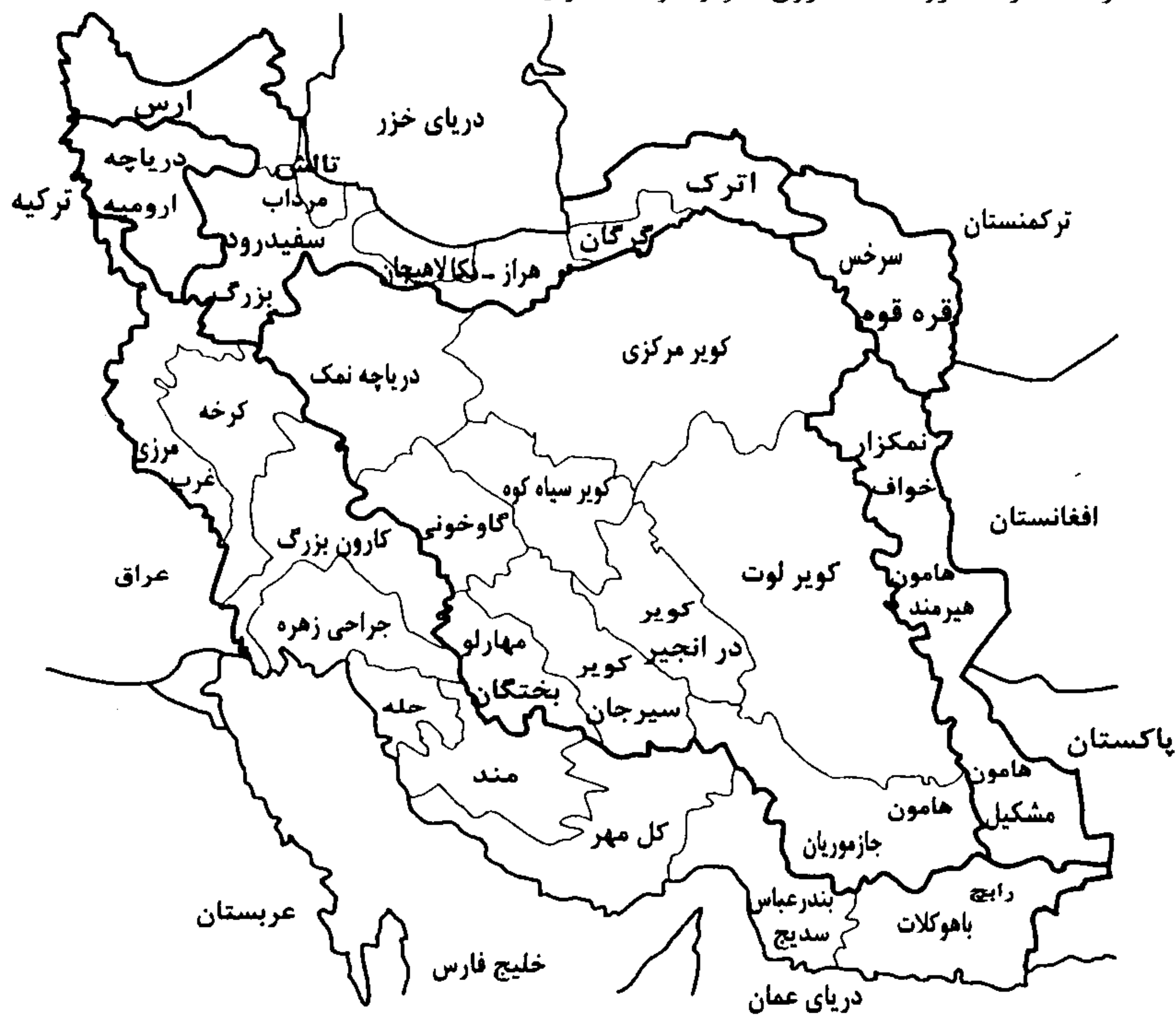
حدود هفتاد و پنج درصد سطح زمین را آب فراگرفته ولی متجاوز از ۹۶/۵ درصد این آبها در دریاها و اقیانوسها بوده و ۱/۷ درصد نیز به صورت یخ و یخچال در مناطق قطبی تجمع یافته و نیز حدود ۱/۷ درصد به صورت آبهای زیرزمینی بوده و فقط ۰/۱ درصد به صورت منابع آب سطحی یا در اتمسفر موجود است. براساس گزارش یونسکو، حجم آب موجود در کره زمین حدود ۱,۳۸۵,۹۸۴,۶۱۰ کیلومتر مکعب بوده که مقدار حجم آب شیرین آن ۳۵,۰۲۹,۲۱۰ کیلومتر مکعب یعنی تنها ۲/۵ درصد حجم کل آنهاست. در جدول ۱-۱ بیان هر قسمت از آبهای موجود در کره زمین و مساحت تحت پوشش آن درج گردیده است. از طرف دیگر توزیع زمانی و مکانی آب در سطح کره زمین یکنواخت نیست، در برخی از مناطق مقدار ریزشهای جوی چندین برابر میزان تبخیر بوده ولی در مناطق خشک و نیمه خشک پتانسیل تبخیر از مجموع بارندگیها به مراتب بیشتر است.

جدول ۱-۱ بیان هیدرولوژیکی در کره زمین

منابع آب	مساحت (۱۰ ^۶ km ^۲)	حجم (km ^۳)	درصد از کل آب	درصد از آبهای شیرین
اقیانوسها	۳۶۱/۳	۱,۳۳۸,۰۰۰,۰۰۰	۹۶/۵	—
آبهای زیرزمینی شیرین	۱۳۴/۸	۱۰,۵۳۰,۰۰۰	۰/۱۷۶	۳۰/۱
آبهای زیرزمینی شور	۱۳۴/۸	۱۲,۸۷۰,۰۰۰	۰/۱۹۳	—
رطوبت خاکها	۸۲	۱۶,۵۰۰	۰/۰۰۱۲	۰/۰۵
یخهای قطبی	۱۶	۲۴,۰۲۳,۵۰۰	۱/۷	۶۸/۶
دیگر یخها و برفها	۰/۱۳	۳۴۰,۶۰۰	۰/۰۰۲۵	۱/۰
دریاچههای شیرین	۱/۲	۹۱,۰۰۰	۰/۰۰۰۷	۰/۲۶
دریاچههای شور	۰/۱۸	۸۵,۴۰۰	۰/۰۰۰۶	—
باتلاقها و مردابها	۲/۷	۱۱,۴۷۰	۰/۰۰۰۸	۰/۰۳
رودخانهها	۱۴۸/۸	۲,۱۲۰	۰/۰۰۰۲	۰/۰۰۶
آبهای بیولوژیکی	۵۱۰	۱,۱۲۰	۰/۰۰۰۱	۰/۰۰۳
آبهای اتمسفری	۵۱۰	۱۲,۹۰۰	۰/۰۰۰۱	۰/۰۴
جمع کل آبهای موجود	۵۱۰	۱,۳۸۵,۹۸۴,۶۱۰	۱۰۰	—
جمع کل آبهای شیرین	۱۴۸/۸	۳۵,۰۲۹,۲۱۰	۲/۵	۱۰۰

ایران به عنوان یک کشور خشک و نیمه خشک در منطقه آسیا، دارای میانگین بارندگی ۲۴۰ میلیمتر در سال است که کمتر از یک سوم میانگین ۸۶۰ میلیمتری در جهان است. حجم بارندگی در ایران به طور متوسط حدود ۴۰۰ میلیارد مترمکعب در سال است که ۲۷۰ میلیارد مترمکعب آن تبخیر و تعرق شده و تنها ۱۳۰ میلیارد مترمکعب آن در سال به عنوان آبهای تجدیدپذیر، از طریق آبهای سطحی به میزان ۹۲ میلیارد مترمکعب و آبهای زیرزمینی به میزان ۳۸ میلیارد مترمکعب، می تواند مورد بهره برداری قرار گیرد.

براساس تقسیم بندی وزارت نیرو، کشور ایران مطابق شکل ۲-۱ به شش حوضه آبریز اصلی شامل دریای خزر، خلیج فارس و دریای عمان، دریاچه ارومیه، مرکزی، هامون و سرخس تقسیم گردیده که هر کدام از این حوضهها خود به زیرحوضههای کوچکتری تقسیم بندی گردیده است. آبهای سطحی کشور عمدتاً در رودخانههای شمال غرب و غرب کشور جریان داشته که از ۹۲ میلیارد مترمکعب متوسط آورد رودخانههای کشور، مطابق جدول ۲-۱ حدود ۴۷/۳ میلیارد مترمکعب آن (۵۱ درصد) در ۱۲ رودخانه کشور جاری می باشد که ۲۸/۴ میلیارد مترمکعب آن (۳۱ درصد) در سه رودخانه کارون، دز و کرخه جاری است.



شکل ۲-۱ نقشه حوضههای آبریز ششگانه و زیرحوضههای آبریز کشور

جدول ۲-۱ آورد سالیانه رودخانه‌های اصلی کشور

حوضه آبریز	رودخانه	آورد سالیانه (میلیارد متر مکعب)
جنوب غربی کشور	کارون	۱۳/۶
	دز	۸/۸
	کرخه	۶/۰
جنوب کشور	زهره	۲/۷
	جراحی	۲/۵
	مند	۱/۳
	زاینده‌رود	۱/۳
شمال غرب کشور	کر	۱/۰
	سیروان	۲/۷
شمال کشور	زرینه‌رود	۱/۸
	سفیدرود	۴/۶
	هراز	۱/۰
جمع کل:		۴۷/۳

میزان میانگین بارندگی دراز مدت ۶ حوضه آبریز اصلی کشور در جدول ۳-۱ درج گردیده است. همچنین بیلان عمومی آب کشور در جدول ۴-۱ بطور خلاصه درج گردیده است، که براساس آن سالانه حدود ۳/۸ میلیارد مترمکعب آب از ذخائر آبی کشور کاسته می‌گردد.

جدول ۳-۱ میانگین درازمدت بارندگی در حوضه‌های آبریز کشور

نام حوضه آبریز	دریای خزر	دریای عمان و دریای فارس	خلیج فارس	دریاچه ارومیه	مرکزی	هامون	سرخس	میانگین کل کشور
میانگین بارندگی (mm)	۴۴۳/۵	۳۴۹/۷	۳۱۷/۶	۱۵۰/۶	۱۱۹/۴	۲۲۹/۹	۲۴۰/۰	

جدول ۴-۱ بیلان عمومی آب کشور

تغییرات ذخیره آب	مجموع	خروجی (میلیون متر مکعب)					مجموع	ورودی (میلیون متر مکعب)			
		جریان‌های خروجی		تبخیر و تعرق				جریان‌های انتقالی		حجم بارندگی	
		زیرزمینی	سطحی	مصرف خالص	از سطح آزاد و آبخوان	از بارندگی		زیر زمینی	سطحی	دشت	ارتفاعات
-۳,۸۰۶	۴۴۰,۳۴	۷۲۷	۵۰,۷۴۳	۷۲,۱۹۹	۱۶,۸۵۵	۲۹۹,۵۱۰	۴۲۶,۲۲۸	۱۶۰	۸,۸۸۷	۱۳۵,۲۹۹	۲۹۱,۸۸۲

براساس مجموع آب تجدید شونده کشور، که حدود ۱۳۰ میلیارد مترمکعب می‌باشد و پیش‌بینی جمعیت یکصد میلیون نفری کشور در سال ۱۴۰۰، سرانه تجدید شونده آب حدود ۱۰۰۰ تا ۱۳۰۰ مترمکعب برای هر نفر خواهد بود، که از نظر معیارهای جهانی مرز بحران شناخته شده است. لذا بایستی برنامه مدونی جهت ورود به مرز تنش آبی در سیستم مدیریت منابع آب کشور ایجاد نمود.

فصل دوم

هواشناسی

مقدمه

هواشناسی شاخه‌ای از علوم زمین است که به مطالعه هوای اطراف زمین می‌پردازد. هوا برآیند عملکرد فرآیندهای متعدد و تغییرات حاصل در عوامل کنترل کننده جو است. در هواشناسی براساس اصول و مفاهیم فیزیکی، عناصر و عوامل به وجود آورنده هوا شناسایی و در نتیجه این شناخت وضعیت هوا را در کوتاه مدت پیش‌بینی می‌نمایند.

وضعیت هوا حتی در یک نقطه مشخص ثابت نیست و دائماً در حال تغییر است، ولی معمولاً در هر مکان مشخص، در طی دوره‌های زمانی معین، وضعیت هوا تقریباً دارای وضعیت ثابتی است. این وضعیت میانگین را برای هر منطقه، آب و هوای آن منطقه می‌نامند و لذا اقلیم یا آب و هوای هر منطقه همان وضعیت غالب هوا در هر مکان مشخص است و به این دلیل اقلیم را وضعیت درازمدت و بزرگ مقیاس هواشناسی نیز می‌نامند. تعیین وضعیت آب و هوا نیاز به اندازه‌گیری، جمع‌آوری درازمدت و پردازش پارامترهای هواشناسی از جمله درجه حرارت، رطوبت، بارش، باد و ... دارد. علاوه بر پارامترهای فیزیکی هواشناسی، پوشش گیاهی، عرض جغرافیایی، ناهمواری سطح زمین و وضعیت کاربری اراضی در اقلیم هر منطقه مؤثرند.

در این فصل ضمن بررسی اتمسفر زمین و لایه‌های مختلف آن به معرفی انواع پارامترهای هواشناسی که بیانگر مشخصات هوا در مناطق مختلف می‌باشد می‌پردازیم. هرچند هدف از این فصل ارائه جامع عوامل و پارامترهای هواشناسی و روش‌های اندازه‌گیری آنها نمی‌باشد، که این مهم در کتب پایه هواشناسی بررسی می‌گردد، ولی هدف ارائه مطالب در حد کاربرد پارامترهای هواشناسی در هیدرولوژی مهندسی است.

پارامترهای هواشناسی که در این فصل مورد بررسی قرار گرفته عبارت است از: دما، فشار هوا، رطوبت هوا و باد. عوامل دیگر هواشناسی که تأثیرات مهمتری در سیکل هیدرولوژی دارند و مستقیماً در فرآیندهای هیدرولوژیکی وارد می‌شوند، نظیر بارش‌ها، تبخیر و تعرق در فصول بعد مورد بررسی بیشتری قرار گرفته‌اند.

۲-۱-۱-۱-۲ تروپوسفر

تروپوسفر نزدیکترین لایه اتمسفر به زمین است که تمامی بخار آب در آن تجمع یافته است. به همین دلیل بسیاری از پدیده‌های جوی که با رطوبت ارتباط دارند و عاملی تعیین کننده در وضعیت اقلیم به شمار می‌آیند تنها در این لایه بروز می‌کند.

منبع حرارتی لایه تروپوسفر، انرژی بازگشتی از سطح زمین به اتمسفر است. از این رو با افزایش ارتفاع از سطح زمین، دما به سرعت کاهش می‌یابد. ضخامت تروپوسفر یکسان نیست و معمولاً از ۱۷ تا ۱۸ کیلومتر در استوا به ۱۰ تا ۱۱ کیلومتر در عرض‌های جغرافیایی متوسط و ۷ تا ۸ کیلومتر در قطب‌ها تغییر می‌کند.

حرکات قائم و افقی هوا در تروپوسفر نسبت به لایه‌های بالاتر از آن در اتمسفر بسیار شدید است و باعث می‌شود که نسبت ترکیبات تا ارتفاع بسیار، پیوسته ثابت بماند. در تروپوسفر جهت بادها به تبعیت از حرکت وضعی زمین، از غرب به شرق است و سرعت آنها با افزایش ارتفاع از سطح زمین معمولاً زیاد می‌شود.

۲-۱-۲ استراتوسفر

هرچند فرآیندهای اتمسفری تأثیرگذار بر روی زمین عمدتاً در لایه تروپوسفر رخ می‌دهد، ولی لایه استراتوسفر هم به نحوی از فرآیندهایی که در لایه‌های بالاتر رخ می‌دهد متأثر و بر وضعیت هوا بر روی زمین تأثیرگذار است. معمولاً از ارتفاع ۱۱ تا حدود ۲۵ کیلومتری استراتوسفر دما ثابت است و مقدار آن حدود ۵۶- درجه سانتیگراد است. در بالاترین ارتفاع، به علت جذب بخشی از تابش ماورای بنفش خورشید که به وسیله ازن صورت می‌گیرد، دما تا ارتفاع حدود ۵۰ کیلومتری تا به صفر درجه سانتیگراد افزایش می‌یابد. در استراتوسفر به ندرت ابر تشکیل می‌شود و تنها در شرایط ویژه‌ای ابرهای کوهستانی می‌توانند در ارتفاع ۲۱ تا ۲۹ کیلومتر از سطح زمین ظاهر شوند.

۳-۱-۲ مزوسفر

در بالای لایه استراتوسفر، لایه مزوسفر قرار دارد که دما در آن متناسب با افزایش ارتفاع، با نرخ ۰/۳ درجه سانتیگراد به ازای هر ۱۰۰ متر کاهش می‌یابد، بطوری که دما در مرز فوقانی آن، که در ارتفاع ۸۰ تا ۹۰ کیلومتری قرار دارد، به حدود ۸۰- درجه سانتیگراد می‌رسد. مزوسفر را باید سردترین لایه اتمسفر تلقی نمود. همچنین در اثر تغییر زیاد فشار در این لایه، وزش بادهای شدید با سرعت ۷۲۰ کیلومتر در ساعت اتفاق می‌افتد.

۴-۱-۲ یونسفر

در بالای لایه مزوسفر تا ارتفاع حدود ۱۰۰۰ کیلومتری از سطح زمین، بار الکتریکی شدیدی حاکم است که ناشی از وجود یون‌ها و الکترون‌های آزاد است. در حقیقت پرتوهای پرنرژی خورشیدی که از فضای خارج به طبقات بالایی اتمسفر وارد می‌شوند، باعث گسستگی پیوند یا

یونیزاسیون مولکول‌ها و اتم‌ها می‌شوند، به همین دلیل این لایه از جو را به نام یونسفر نامیده‌اند. شدت یونیزاسیون در تمام ارتفاعات یونسفر یکسان نیست، بنابراین لایه‌های متمایز با تراکم الکترون و یون متفاوت با ارتفاعات مجاور خود در یونسفر وجود دارد.

۲-۱-۲-۵ اگزوسفر

در این لایه از اتمسفر نیز گازها همچنان قابلیت هدایت الکتریکی خود را حفظ می‌کنند. چگالی هوا در این لایه به اندازه‌ای ناچیز است که ذرات و اتم‌ها به ندرت به هم برخورد می‌کنند. اگزوسفر لایه گذر جو به فضای کیهانی است، که بخش فوقانی آن را در ارتفاع بیش از ۳۰۰۰ کیلومتری از سطح زمین برآورد می‌نمایند.

۲-۲ پارامترهای هواشناسی

در علم هواشناسی باید بین پارامتر و عامل هواشناسی تفاوت قائل شویم. دما، رطوبت، فشار، باد و تابش خورشید هر کدام یک پارامتر هواشناسی تلقی می‌شود. تلفیق و آمیزه‌ای از این پارامترها را که معرف یک حالت فیزیکی معین در اتمسفر باشد، مانند گرما و ابرناکی، نیز یک پارامتر اقلیمی در نظر می‌گیرند. اما عامل هواشناسی عاملی است از قبیل ارتفاع، جهت، کاربری اراضی و پوشش که به نحوی در فضای مورد مطالعه تأثیر داشته باشد.

گاهی یک پارامتر هواشناسی می‌تواند عاملی برای پارامتر دیگر باشد. مثلاً دما برای رطوبت، رطوبت برای ابرناکی، ابرناکی برای تابش، پارامتر اقلیمی به شمار می‌آیند. وضعیت میانگین هوا در یک منطقه بستگی به پارامترها یا عوامل هواشناسی دارد. در لایه تروپوسفر، پارامترهای هواشناسی مؤثر عبارتند از: دما، فشار هوا، رطوبت، باد، بارندگی، تبخیر و تعرق که در ادامه چهار پارامتر ابتدایی را بررسی و در فصول بعدی بارندگی، تبخیر و تعرق را به تفصیل مورد بررسی قرار می‌دهیم.

۲-۲-۱ دما

بخشی از انرژی تابشی خورشیدی توسط سطح زمین جذب شده و تبدیل به انرژی حرارتی می‌شود. این انرژی به شکل دما یا درجه حرارت خود را نشان می‌دهد. در بین پارامترهای آب و هوایی، دما از اهمیت ویژه‌ای برخوردار است. عوامل دیگری به جز جذب تابش خورشیدی در سطح زمین در چگونگی دمای مناطق مختلف سطح زمین مؤثر است، که عبارتست از ارتفاع از سطح زمین، ناهمواری و سمت تابش خورشید، جابجایی افقی و عمودی هوا، هدایت گرمایی در قشر فوقانی سطح زمین، شرایط تابشی و ارتباط آنها با عوارض سطح زمین و میزان ابرناکی بودن.

جو زمین را عمدتاً سطح آن گرم می‌کند و بنابراین از دمای هوا با افزایش ارتفاع پیوسته کم می‌شود. مقدار این کاهش را شیب تغییرات عمودی دما^۱ می‌نامند، که معمولاً بین ۰/۵ تا ۱/۰ درجه سانتیگراد به ازاء هر ۱۰۰ متر افزایش ارتفاع است. گاهی اوقات حتی با افزایش ارتفاع درجه حرارت افزایش یافته و یا تغییرات عمودی دما مثبت است، که در این حالت واژگونی^۲ دما رخ داده است. شرایط ایجاد واژگونی دمایی معمولاً بازتاب شدید تابش و در نتیجه سرد شدن شدید سطح زمین و وجود هوای آرام است. چنین وضعی در زمستان‌ها و در سطح برف بر روی خشکی‌ها به وجود می‌آید. به جز تأثیر اشعه، جریان هوای سرد هم می‌تواند به ایجاد واژگونی دمایی منجر شود. ناهمواری‌های محلی می‌تواند در توزیع عمودی دمای هوا مؤثر باشد. گودال‌های عمیق و دره‌ها معمولاً منبع تجمع هوای سرد در شیب به شمار می‌آیند و وجود آنها زمینه مناسبی برای وقوع واژگونی دمایی ایجاد می‌کند. تپه‌ها و ارتفاعات کوچک به ایجاد شرایط متعادلتر کمک می‌کند، زیرا هوای نزدیک سطح زمین به دلیل موقعیت این گونه نواحی نسبت به وضع تابش خورشید در طول روز نمی‌تواند به شدت گرم شود و هوای گرم شده نزدیک دامنه می‌تواند با هوای اطراف مناطق پائین‌تر که گرمای چندانی ندارد مخلوط شود. در شب نیز هوای سرد روی دامنه به پائین سرازیر شده و هوای گرمتر ارتفاعات جای آنرا می‌گیرد. از سوی دیگر تفاوت در آفتابگیری جهات مختلف دامنه‌ها، شرایط دمایی متفاوت خاک و در نتیجه هوا را به وجود می‌آورد.

دما و تغییرات آن در یک محل تا حدود زیادی به جابجایی‌های افقی هوای گرم و سرد بستگی دارد که می‌تواند همانند نسیم دریا به خشکی به ساعات معینی از شب و روز محدود باشد و یا در مورد بادهای موسمی در فصول خاصی از سال جریان داشته باشد.

ابرها باعث کاهش تابش خورشید و در نهایت کاهش تابش مؤثر می‌شوند. بنابراین تضاد تابشی بین شب و روز در مواردی که لایه ابر ضخیمی وجود داشته باشد، متعادل شده و این امر باعث افزایش حداقل و کاهش حداکثر دمای روزانه محل می‌شود. در نتیجه، دامنه نوسانات حرارت یا اختلاف بین حداکثر و حداقل دما در روزهای ابری در مقایسه با روزهای صاف به مراتب کمتر است.

دمای میانگین روزانه

دمای هوا در طول روز و در ساعات مختلف تغییر می‌کند و لذا جهت بیان درجه حرارت در طول روز نیاز به تعریف دمای میانگین روزانه^۳ است، که معرف شرایط دمای هوا در طول شبانه‌روز است. براساس تعریف، دمای میانگین روزانه، متوسط دمای حداکثر و دمای حداقل در طول یک روز است:

$$T_{\text{mean}} = \frac{(T_{\text{max}} + T_{\text{min}})}{2} \quad (1-2)$$

دمای نرمال روزانه

دمای نرمال روزانه^۱ عبارتست از متوسط دمای میانگین روزانه برای یک دوره ۳۰ ساله که آمار آن موجود است.

درجه - روز

درجه-روز^۲ عبارتست از میانگین دمای روزانه منهای دمای مبناء که دمای مبناء براساس نوع فرآیندی که بررسی می‌گردد متغیر می‌باشد. مثلاً دمای مبناء برای ذوب برف صفر درجه سانتیگراد می‌باشد.

مثال ۱-۲

حداقل و حداکثر دمای اندازه‌گیری شده در یک نقطه پوشیده از برف برای ۳ روز متوالی به ترتیب $(-5^{\circ}\text{C}$ و $+10^{\circ}\text{C}$)، $(-4^{\circ}\text{C}$ و $+12^{\circ}\text{C}$) و $(-4^{\circ}\text{C}$ و $+14^{\circ}\text{C}$) اندازه‌گیری شده است. اگر ارتفاع آب حاصل از ذوب برف را به ازاء هر درجه - روز، ۳ میلیمتر فرض کنیم، ارتفاع آب ناشی از ذوب برف در طی این ۳ روز چقدر است؟

حل:

میانگین دما در طی این سه روز به ترتیب برابر است با ۲/۵، ۴ و ۵ درجه سانتیگراد و لذا جمع درجه - روزهای ایجاد شده برابر با ۱۱/۵ درجه - روز بر مبنای صفر درجه سانتیگراد می‌باشد. از این رو ارتفاع معادل آب حاصل از ذوب برف برابر با:

$$h = 3 \times 11/5 = 34/5 \quad (\text{mm})$$

خواهد بود.

مثال ۲-۲

در طول یک هفته حداقل و حداکثر درجه حرارت روزانه برحسب سانتیگراد مطابق جدول ۱-۲ اندازه‌گیری شده است. در این مدت چند درجه - روز بر مبنای ۲ درجه سانتیگراد حاصل شده است؟

جدول ۱-۲ دمای حداکثر و حداقل روزانه در طول یک هفته

۶	۲	۱۰	۱۲	۱۰	۵	۳	$T_{\text{max}} (^{\circ}\text{C})$
-۳	-۸	-۶	-۲	-۲	-۳	-۵	$T_{\text{min}} (^{\circ}\text{C})$

1- Normal daily temperature
2- Degree - day

1- Lapse rate

2- Inversion

3- Mean daily temperature

حل:

میانگین درجه حرارت روزانه به ترتیب برابر با $-1, +1, +4, +5, +2, -3$ و $+1/5$ درجه سانتیگراد بوده است. لذا جمع درجه - روزهای ایجاد شده در طی این هفته بر مبنای $+2$ درجه برابر است با:

$$(\text{درجه} - \text{روز}) = 5 = (5 - 2) + (4 - 2) = \text{درجه} - \text{روز}$$

یعنی فرآیند مورد نظر فقط در طی روزهای سوم و چهارم که میانگین درجه حرارت از $+2$ درجه سانتیگراد بیشتر بوده اتفاق افتاده و جمع درجه - روز آن نیز ۵ گردیده است.

۲-۲-۲ فشار هوا

فشار هوا^۱ نیرویی است که هوا بر یک واحد سطح زمین وارد می‌کند، که مقدار آن در سطح دریاهای آزاد برابر با وزن ستونی از جیوه به ارتفاع ۷۶۰ میلیمتر است. واحد اندازه‌گیری فشار هوا میلی‌بار و هر میلی‌بار معادل ۱۰۰ نیوتن بر مترمربع است. لذا هر میلیمتر جیوه معادل $1/33$ میلی‌بار می‌باشد.

چون تراکم هوا با ارتفاع کاهش می‌یابد، لذا با افزایش ارتفاع از سطح زمین، فشار هوا نیز کم می‌شود، اما تغییر فشار برحسب ارتفاع چندان منظم نیست و بطور کلی تا ارتفاع ۱۵۰۰ متری سطح زمین به ازای هر ۱۰۰ متر فشار هوا حدود ۱۲ میلی‌بار در جو استاندارد کاهش می‌یابد و در طبقات بالاتر این کاهش کندتر است.

۳-۲-۲ رطوبت هوا

رطوبت هوا^۲ به مقدار آبی گفته می‌شود که در هوا وجود دارد. هوای خشک در طبیعت وجود ندارد و حتی در هوای ظاهراً خشک بیابان‌ها هم مقداری رطوبت موجود است. رطوبت هوا بر روی دریاها در بهترین شرایط حدود ۴ درصد از ترکیب جو را تشکیل می‌دهد. در شرایط معمولی، میزان بخار آب در جو در ماههای گرم از $1/3$ درصد و در ماههای سرد از $0/4$ درصد تجاوز نمی‌کند. رطوبت به سه حالت بخار، مایع و جامد وجود دارد. در هوای صاف و معمولی رطوبت به صورت بخار است. رطوبت موجود در ابرها به صورت قطرات آب و یا بلورهای یخ است که در شرایط خاصی از جو تخلیه می‌گردد. بنابراین حالت غالب رطوبت در جو به صورت بخار است. بخار آب در جو در بیلان انرژی جو و زمین نقش عمده‌ای دارد. مثلاً انرژی موج کوتاه خورشید را باز می‌تاباند و انرژی موج بلند زمین را جذب می‌کند و بدین ترتیب در تغییرات حرارتی زمین اثر می‌گذارد. از طرفی همین بخار آب طی فرآیندهای تبخیر و بارش، انرژی اتمسفر را جابجا می‌کند.

1- Air pressure
2- Atmospheric humidity

اگرچه بخار آب جو با تولید و مصرف انرژی، دمای جو را کنترل می‌کند، اما خود نیز در کنترل مستقیم دماست. یعنی مقدار بخار آب جو با دمای آن رابطه مستقیمی دارد، بطوری که هرچه دما بالاتر باشد گنجایش رطوبتی جو بیشتر می‌شود.

فشار بخار آب

فشار جزئی حاصل از بخار آب موجود در جو را فشار بخار آب^۱ (e) گویند. به عنوان مثال اگر فشار هوا در شرایطی 1013 میلی‌بار باشد و در صورت حذف کامل رطوبت در آن به 1010 میلی‌بار کاهش یابد، فشار بخار آب در چنین هوایی معادل 3 میلی‌بار خواهد بود. فشار بخار آب در حالتی که هوا حداکثر بخار آب را در خود نگه داشته در حالت اشباع بوده و به فشار بخار آب اشباع^۲ (e_s) معروف است. فشار بخار اشباع تابع دمای هوا بوده و مطابق رابطه ماگنوس^۳ تعیین می‌گردد:

$$e_s = 6/11 \exp\left(\frac{17/269 T_a}{237/3 + T_a}\right) \quad (2-2)$$

که در آن:

$$e_s = \text{فشار بخار اشباع برحسب (mbar)}$$

$$T_a = \text{دمای هوا برحسب } (^{\circ}\text{C})$$

در جدول ۲-۲، فشار بخار اشباع در دماهای مختلف درج گردیده است. همچنین در شکل ۲-۲، نمودار رابطه (۲-۲) ترسیم شده است.

جدول ۲-۲ فشار بخار اشباع برای دماهای مختلف هوا

فشار بخار اشباع			دما ($^{\circ}\text{C}$)
(cm - Hg)	(kg/cm^2)	(mbar)	
0/215	0/0030	2/86	-10
0/317	0/0043	4/21	-5
0/46	0/0062	6/11	0
0/66	0/0089	8/73	5
0/92	0/0125	12/28	10
1/28	0/0174	17/06	15
1/76	0/0238	23/39	20
2/38	0/0323	31/69	25
3/19	0/0433	42/44	30
4/23	0/0573	56/28	35

1 - Vapour pressure

2- Saturated vapour pressure

3- Magnus