[2-1. پیشینه تحقیق 8](#_Toc393810421)

[2-2. آب و هوا یا اقلیم چیست ؟ 9](#_Toc393810422)

[2-3. ماهیت تغییرات اقلیمی 10](#_Toc393810423)

[2-4. دلایل تغییر اقلیم 13](#_Toc393810424)

[2-4-1. دلایل طبیعی تغییر اقلیم 13](#_Toc393810425)

[2-4-2. دلایل انسانی تغییر اقلیم 13](#_Toc393810426)

[2-5. انواع متغیرهای اقلیمی 14](#_Toc393810427)

[2-6. دما و بارش 15](#_Toc393810428)

[2-6-1. دما 15](#_Toc393810429)

[2-6-2. بارش 25](#_Toc393810430)

**1. پیشینه تحقیق**

در ادبیات اقلیم شناسی جهان مطالعات فراوانی پیرامون تغییرات اقلیم معاصر انجام شده است. غالب مطالعات با محوریت بررسی و تحلیل رفتار بلند مدت دما و بارش و تغییرات آنها در مناطق مختلف در ارتباط با روند افزایش متوسط دماي جهانی و منطقه اي صورت گرفته و روشهاي آماري پارامتریک و، ناپارامتریک به ویژه روش من- کندال به کرات مورد استفاده قرار گرفته است.

(لتنمایر و همکاران، 1994، نورث و کیم، 1995، کورتزال و همکاران، 1998، سلشی و زنک، 2004، پیکارتا و همکاران، 2004 زویرس و استورچ، 2004، ها و همکاران، 2005، تورکی و ارکن، 2005، میر و همکاران، 2006، ولف میر. (و مولر، 2006، اورلند و همکاران، 2006، دجانخ و همکاران، 2006 و ها و ها، 2006 مارنگو و کامارگو (2008) از بررسی سريهاي بلندمدت دماي حداکثر و حداقل ایستگاههاي جنوب برزیل به این نتیجه رسیدند که روند دماي حداقل افزایش شیب داشته اما روند دماي حداکثر داراي شیب ملایم بوده است. از جمله مطالعات داخلی در خصوص بررسی تغییر اقلیم به روشهاي پارامتریک و ناپارامتریک کارهاي کتیرایی بروجردي و همکاران (1384)، کوچکی و همکاران (1382)، طباطبایی و، (حسینی (1382)، رحیمزاده و همکاران (1383)، کاویانی و عساکره (1382)، زاهدي و همکاران (1386حجام و همکاران (1387) و. . . قابل ذکر است. دكتر عليجاني و همكاران، 1378، در پايان نامه اي تحت عنوان بررسي تغييرات اقليمي در خصوص بررسي تغييرات اقليمي جنوب ايران تحقيق كرده دكتر كاوياني، در مقاله اي تحت عنوان سخني درباره تغييرات اقليمي قرن حاضر - در خصوص تغييرات اقليمي صحبت كرده اند.

عزیزي و روشنی (1387) نیز پس از تحلیل دما و بارش ایستگاههاي سواحل جنوب دریاي خزر طی دوره 40 ساله (1955-1994) به منظور بررسی وجود انحراف احتمالی و شناسایی تغییرات دادهها و نوع و زمان آن از روش من- کندال استفاده کردند و به این نتیجه رسیدند که زمان شروع بیشتر تغییرات ناگهانی و از هر دو نوع روند و نوسان بوده است. بعلاوه در اکثر ایستگاهها دماي حداقل روند مثبت و دمای حداکثر روند منفی را نشان میدهد. در این مقاله با توجه به اهمیت پدیده تغییر اقلیم و ارتباط تغییرات جهانی با تغییرات منطقه اي و محلی تلاش بر این است که رفتار سري زمانی عناصر اقلیمی بویژه تغییرات عناصر دما و بارش ایستگاه بندرانزلی مورد بررسی و تحلیل گردد.

مطالعات انجام گرفته در مورد تغييرات اقليم بر محور تغييرات دما متمركز مي باشد. در اين مورد تحقيقات بسيار گسترده اي در ارتباط با روند افزايش متوسط دماي جهاني و منطقه اي انجام گرفته است.

پروين (1389) پس از تحليل داده ها به اين نتيجه دست يافت كه كليه ايستگاه ها به غير از ايستگاه زاهدان پارامترهاي دماها روند منفي را در طول سال نشان مي دهد. روند منفي بارش در ماه هاي گرم سال ديده شد. همچنين زمان و نوع تغييرات در پارامترهاي دما و بارش حاكي از تغييرات ناگهاني افزايشي و كاهشي مي باشد. تغييرات افزايشي در پارامترهاي حداقل و حداكثر دما در ماه هاي مختلف سال به وضوح ديده شده و تغييرات ناگهاني كاهشي بارش بيشترين گسترش را دارند.

خليلي و بذرافشان (1383) روند تغييرات بارندگي هاي سالانه، فصلي و ماهانه 5 ايستگاه قديمي ايران در طي دوره آماري2003-1893 را با استفاده از روش پارامتري tاستيودنت و روش ناپارامتري من- کندال مورد بررسي قرار دادند. نتايج حاصله وجود هيچ نوع روند معني داري را در سري هاي بارش سالانه در ايستگاه‎هاي مورد مطالعه تأييد نکرد اما در سري هاي بارش فصلي، هم روند افزايشي و هم روند کاهشي قابل مشاهده بود.

**2-2. آب و هوا یا اقلیم چیست ؟**

اقلیم یک واژه عربی است که در زبان فارسی به آن « آب و هوا » گفته می شود و از کلمه یونانی کلیما [[1]](#footnote-1) که به معنی میل بوده و منظور میل خورشید است گرفته شده است. یونانیها معتقد بودند که وقتی میل یا زاویه تابش خورشید کم باشد هوا سردتر بوده و اقلیم متفاوت با جایی خواهد بود که در آن میل خورشید زیاد است. بنابراین مثلاً می گفتند که اقلیم نزدیک استوا به دلیل زیاد بودن میل خورشید گرم و اقلیم نزدیک به قطب در اثر کم شدن میل خورشید سرد است. واژه اقلیم تقریباً در اکثر زبان های دنیا از همین ریشه اقتباس شده است مانند کلیما در زبان فرانسه و کلایمیت [[2]](#footnote-2) در زبان انگلیسی و یا اقلیم در فارسی و عربی که برگرفته از واژه اکلیم می باشد. یونانیها بر اساس همین توجیهات اقلیمی تنوع گیاهان و جانوران و نژادهای انسانی را متاثر از میل خورشید می دانستند و آب و هوای کره زمین را به سه نوع گرم و سرد و معتدل تقسیم می کردند و حتی معتقد بودند که در جنوب خط استوا یک منطقه معتدل و غیر قابل دسترس به نام جنوب یا استرالیا [[3]](#footnote-3) نیز وجود دارد. کلمه شهر در زبان فارسی همان اقلیم را می رساند و اصطلاحاتی مانند هفت شهر و هفت اقلیم در ادبیات ما متاثر از طبقه بندی اقلیمی یونانیها می باشد. اقلیم نتیجه تاثیر توام پدیده های هواشناسی است و حالت متوسط هوا را در یک نقطه دلخواه بدست می دهد. بنابراین وقتی در مورد آب و هوای یک منطقه بحث می کنیم لحظه زمانی را مطرح نمی کنیم. مثلاً اگر گفته می شود که فلان منطقه گرمسیر است حالت کلی آن بوده و ممکن است هوا در همان منطقه در یک سال بخصوص بسیار هم سرد باشد. البته اقلیم معنای گسترده تری داشته و تنها به پارامترهای هواشناسی محدود نمی شود بلکه مجموعه عوامل فیزیکی، شیمیایی، زیست محیطی و فرهنگی را در بر می گیرد. (علیزاده، 1382، 270)

بدیهی است که وضع هوا، پیوسته تغییر می کند، اما معمولاً در هر مکان مشخص، در طول سال یک هوای معین به دفعات بیشتری جابه جا می شود، به طوری که از نظر فراوانی، این هوا در آن مکان نمود بیشتری می یابد و این هوا در هر منطقه، آب و هوای آن منطقه به حساب می آید. پس آب و هوا (اقلیم) عبارت است از هوای غالب در یک محل در دراز مدت. آب و هواشناسی سعی دارد علت وجودی آب و هواها را در هر مکان توجیه کند و تفاوت های مکانی آنها را بر اساس عوامل دینامیک جو و عوامل جغرافیایی روی زمین بیان می کند. در هوا شناسی سعی می شود با استفاده از اصول و مفاهیم فیزیکی و مدلهای تجربی، عناصر و عوامل به وجود آورنده هوا، شناسایی شود تا در نتیجه این شناخت بتوان وضع هوا را در کوتاه مدت پیش بینی کرد. (کاویانی، علیجانی، 1380، 5)

**2-3. ماهیت تغییرات اقلیمی**

اقلیم هم مانند هوا در حال تغییر است و فقط در مدت زمان طولانی توزیع بهنجار پیدا می کند. در تغییرات آب و هوای یک منطقه یا توزیع آب و هوا در سطح زمین علاوه بر تاثیر عوامل دینامیکی و فیزیکی اتمسفر، ناهمواری سطح زمین، پوشش گیاهی آن، عرض جغرافیایی نیز موثر اند. تعیین آب و هوا احتیاج به جمع آوری دانسته های مربوط به هوا در مدت طولانی و پردازش و جمع بندی آنها دارد امروزه مطالعه همزمان عناصر آب و هوا و تعیین فراوانی تیپ های هوا با کمک کامپیوتر انجام می گیرد.

هرگونه تغییر در موازنه انرژی بین اجزا تشکیل دهنده سامانه منجر به واکنش سامانه اقلیمی شده و تغییراتی را در جهت رسیدن به یک نقطه توازن دیگر ادامه خواهد داد. تغییرات طبیعی که در توازن انرژی رخ می دهد را معمولاً واداشت می گویند. بطوریکه واداشتهایی که سبب تغییر در موازنه تابش گردیده و ضرورتاً موجب تغییر در تابش خالص می شوند را به عنوان واداشت تابشی می شناسند و واحد اندازه گیری آن همانند خود تابش وات بر متر مربع است. این واداشتها می توانند در مقیاس زمانی و مکانی متفاوتی رخ دهند. (عزیزی، 1383، 16)

تمایل به موضوع تغییر اقلیم در طول قرن گذشته، با روند گرم شدنی که حدوداً از آخرین دهه قرن نوزدهم شروع شد و تا دهه چهارم قرن بیستم ادامه داشت آشکار گردید. هر چند نخستین بار در سال 1911 روند گرم شدن هوا در مباحث انجمن هواشناسی سلطنتی تشخیص داده شده بود. بحث های عمومی و استدلال‎های گسترده و دامنه دار در مورد گرم شدن تا اواخر دهه چهل و اوایل دهه پنجاه ادامه یافت. سپس نگرانی ها متوجه روند سرد شدن دهه شصت گردید. در واقع تا آنجا که امکان دارد باید سعی شود، با ارزیابی الگوهای تغییر اقلیم در یک دوره تاریخی طولانی، راهنمایی مطمئن تر را برای حدود احتمالی تغییر اقلیم در سال های آینده بدست آورد. نخستین و مهمترین موضوع این است که چیزی تحت عنوان مفهوم شرایط اقلیمی نرمال که از پنجاه سال پیش و یا قبل از آن مورد استفاده واقع شده وجود ندارد. آنچه بیشتر مورد نظر است، این است که برای هر یک از عناصر اقلیمی متوسط دراز مدتی محاسبه شود که بتواند مبنای بررسی ها و ارزیابی ها قرار گیرد. صرف نظر از شرایط میانگین، آب و هوا همیشه در مقیاس های زمانی متنوع و متفاوت تغییر می کند. (عزیزی، 1383، 173)

مسئله گرم شدن هوا و تغییرات اقلیم در مناطقی محسوس است که با خشکسالی مواجه باشند. هر چند که هنوز تعدادی از متخصصان هوا و اقلیم شناسی اتفاقاتی را که در یکی دو دهه گذشته در رابطه با افزایش دمای هوا و یا بعبارتی تغییر اقلیم در گوشه و کنار دنیا رخ داده است موضوعی گذرا و غیر پایدار می دانند، اما تعداد زیادی از دانشمندان نیز بر این عقیده اند که ما به لحاظ محیط شناسی وارد دوران جدیدی از گرم شدن هوا شده ایم و باید خود را برای رویاروئی با آن آماده کنیم. مهمترین عاملی که برای گرم شدن تدریجی هوا ذکر می شود حبس شدن انرژی تابشی خورشید در اتمسفر به وسیله گازهایی است که غلظت و تراکم آنها در اتمسفر طی سالهای گذشته و بخصوص 50 سال اخیر بتدریج افزایش یافته است. مهمترین گازهائی که در اتمسفر باعث حبس شدن انرژی خورشید شده و بنام گازهای گلخانه ای معروف می باشند عبارتند از : دی اکسید کربن (CO₂)، بخار آب (H₂O) متان (CH₄)، اکسید ازت (N₂O) و گازهای کربنه موسوم به کلروفلور (CFC).

تابش خورشید با طول موج کوتاه به زمین برخورد کرده و سپس بصورت طول موج بلند از سطح زمین به اتمسفر برگشت داده می شود. مقدار تابش ورودی به سطح زمین باید برابر و در تعادل با تابشهای خروجی باشد. در غیر اینصورت پیشی گرفتن هر یک نسبت به دیگری باعث گرم شدن و یا سرد شدن زمین می‎گردد. تا بحال هیچ گونه مانعی برای برگشت این انرژی به خارج از اتمسفر وجود نداشته است ولی با شروع انقلاب صنعتی و تغییراتی که در الگوی زندگی از نظر تولید و مصرف انرژی بوجود آمد غلظت گازهای گلخانه ای در اتمسفر بتدریج رو به فزونی گذاشت. بطوریکه در سالهای اخیر افزایش سرعت آن بسیار چشمگیر بوده است. گازهای گلخانه ای که در بالا به آنها اشاره شد این خاصیت را دارند که در مقابل تابشهای با طول موج کوتاه شفاف عمل نموده و لذا تابش خورشید بدون هیچگونه مانعی وارد سطح زمین می شود. ولی همین گازها در مقابل تابشهایی که قرار است با طول موج بلند از اتمسفر خارج شوند همانند یک جسم کاملاً سیاه رفتار نموده و آنها را به خود جذب می کنند. این عمل باعث می شود که دمای این گازها و در نهایت دمای اتمسفر افزایش یافته که سرانجام گرم شدن تدریجی هوا را در پی دارد. پیش بینی می شود که اگر وضعیت به همین روال ادامه داشته باشد طی 30 الی 40 سال آینده غلظت گاز دی اکسید کربن در اتمسفر دو برابر خواهد شد که در نتیجه آن متوسط دمای اتمسفر 2 الی 4/5 درجه سانتی گراد افزایش پیدا خواهد کرد. با وجودیکه وارد شدن گازهای گلخانه ای به اتمسفر در تمام نقاط دنیا یکسان نبوده و نقش برخی از کشورهای صنعتی مانند آمریکا و ژاپن و کشورهای اروپایی در آلوده کردن اتمسفر به مراتب بیشتر از کشورهای غیر صنعتی که غالباً بر تولیدات کشاورزی متکی هستند می باشد ولی از آنجایی که هوا در چرخه عمومی اتمسفر قرار می گیرد این گازها به تمام نقاط دنیا منتقل شده و چه بسا کشورهایی را که ممکن است عملاً هیچ نقشی در افزایش گازهای گلخانه ای اتمسفر نداشته باشند بیشتر تحت تاثیر قرار دهد. مهمترین تاثیر مستقیم افزایش گازهای گلخانه ای را می توان وقوع ناهنجاری های هیدرولوژیکی و خشکسالی های توام با افزایش درجه حرارت دانست که اثر آن بسیار زیان آور است. تغییر شکل نزولات جوی، تغییر زمان وقوع و شدت بارشها وقوع سیلابهای ناگهانی نیز از دیگر عوارض آن بشمار می روند. متاسفانه افزایش دما در سطح کره زمین بصورت یکنواخت نخواهد بود بلکه پیش بینی می شود افزایش دما در عرضهای جغرافیایی میانی و بالایی کره زمین در مقایسه با نواحی حاره ای دو برابر باشد. (علیزاده، 1382، 289)

هر گونه تغییر اقلیم زمین می تواند به دلیل اختلال در موازنه گرمایی زمین باشد. علل و عوامل تغییر اقلیم را می توان ابتدا به علل طبیعی و در دوران اخیر علل انسانی تقسیم نمود.

**2-4. دلایل تغییر اقلیم**

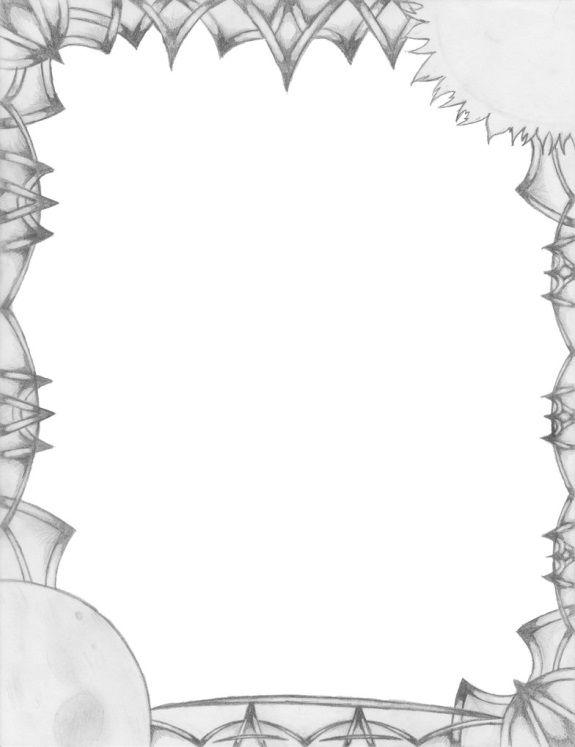
تغییرات اقلیمی یکی از مجموعه مباحث جدید است که در محافل مختلف علمی مورد بحث می باشد. بی‎‌شک مجموعه‌ای از عوامل مختلف به طور مستقیم یا غیرمستقیم باعث تغییراتی اساسی در روند طبیعی اقلیم می ‌شوند. با یک دید کلی می ‌توان این عوامل را به عوامل طبیعی و انسانی تقسیم کرد که هر کدام از آنها در مقیاس‌ های زمانی و مکانی متفاوتی عمل می ‌کنند. به نظر می ‌رسد که عوامل انسانی امروزه بیشتر مورد توجه باشند. اکثر دانشمندان علوم جوی معتقدند که چون نمی ‌توان تا حدود زیادی با عوامل طبیعی تغییر اقلیم مقابله کرد، به ناچار باید با عوامل انسانی که باعث تغییر اقلیم و پیامدهای آن می شود تا حد امکان مقابله کرد و در این راه به تقسیم بندی عوامل تغییر اقلیم پرداخته اند تا با آگاهی کامل راه‌های پیشگیری و مقابله با آنها را دنبال کنند. (حمیدرضا وارثی، بختیار محمدی)

**2-4-1. دلایل طبیعی تغییر اقلیم**

علل طبیعی تغییر اقلیم نیز می توانند به دو دسته داخلی و خارجی تقسیم شوند. عوامل خارجی عموماً چرخه ای هستند و شامل : تغییرات در مدار خورشید در داخل کهکشان راه شیری، عبور ستاره های دنباله دار، تغییرات در خروجی خورشید (تئوری سیمپسون)[[4]](#footnote-4) تغییرات در پارامترهای مداری (فرضیه میلانکویچ) [[5]](#footnote-5) عوامل داخلی به طور کلی به دو طریق سبب تغییر در اقلیم زمین می شوند. این عوامل یا از طریق تغییر ترکیب جو و یا از طریق تغییر پوشش سطحی زمین، زمینه های تغییر در موازنه گرمایی و در نتیجه تغییر اقلیم را بوجود می آورند. عوامل طبیعی داخلی بیشتر منشا زمین شناسی دارند و شامل: رانش قاره های، کوهزایی‎ها، فعالیت های آتشفشانی و تغییر در مغناطیس زمین می شود. (عزیزی، 1383، 55)

**2-4-2. دلایل انسانی تغییر اقلیم**

این نقش عمدتاً بدلیل اضافه نمودن دی اکسید کربن و گازهای گلخانه ای به داخل جو پدیدار شده است. اغلب گفته می شود که تاثیر انسان بر روی اقلیم منطقه ای و جهانی، با شروع دوره صنعتی اخیر آغاز شده است. اما این گفته احتمالاً نادرست است. شواهد خوبی وجود دارد مبنی بر اینکه ما در هزاران سال پیش محیط را تغییر داده ایم. استفاده از آتش و چرای بیش از حد سرزمین های حاشیه ای (حد واسط) بوسیله حیوانات اهلی هر دو سبب کاهش فراوانی و پراکندگی پوشش گیاهی شده اند با تغییر پوشش سطح زمین ما سبب تغییر فاکتورهای مهم اقلیمی همچون آلبدوی سطحی، میزان تبخیر و باد سطحی شده ایم. (عزیزی، 1383، 189)



**2-5. انواع متغیرهای اقلیمی**

متغیر به مشخصه ای اطلاق می شود که بیش از یک ارزش داشته باشد و از موردی به مورد دیگر تغییر کند، علاوه بر آن قابل مشاهده یا اندازه گیری نیز باشد و بتوان ارزش های عددی به آن اختصاص داد. برای مثال دما متغیری است که از جایی به جای دیگر و از زمانی به زمان دیگر تنوع و تغییر می یابد. این متغیر با وجود آن که کیفیتی (غیر کمی) از جو است اما می توان آن را اندازه گیری کرد و برای آن یک ارزش و عدد مشخص اختصاص داد.

عناصر متفاوت اقلیمی (دما، رطوبت، فشار و. . . ) به دلیل فرایندهای متغیر جو، غالباً در فواصل زمانی معین، دستخوش نوسان می شوند. همچنین مقادیر مربوط به این عناصر از مکانی به مکان دیگر متفاوتند. بدین دلیل کمیت های حاصل از دیده بانی های اقلیمی حاوی تغییر و تنوع اند و از لحاظ اندازه و شدت در امتداد زمان – مکان تغییراتی را متحمل می شوند. از این رو کمیت های مذکور ماهیتی آمارس دارند و با نام متغیر شناخته می شوند. متغیرهای مورد توجه در اقلیم شناسی را می توان در چهار گروه به شرح زیر رده بندی کرد :

الف – عناصر اقلیمی : عناصر اقلیمی مشخصات تشکیل دهنده اجزاء جوی اقلیم (دما، رطوبت، تابش و فشار) است که در ایستگاه های هواشناسی اندازه گیری می شود. همچنین آمیزه ای از این عناصر که معرف یک حالت فیزیکی معین در جو است (مانند گرما، بارش، ابرناکی و. . . ) و یا حالتی خاص از این عناصر که به پدیده اقلیمی موسومند (یخبندان، بارش سیلابی، هاریکان و. . . ) نیز یک عنصر اقلیمی تلقی می‎شود.

ب – عوامل اقلیمی : به مشخصاتی گفته می شود که قادر به تشدید، تقلیل یا تعدیل اثر عناصر اقلیمی اند (مثل ارتفاع محل، جهت و پوشش سطح زمین، دوری و نزدیکی به دریا و. . . ) و به نحوی در پراکنش زمانی – مکانی عناصر تاثیر دارند. گاهی یک عنصر اقلیمی می تواند عاملی برای عنصر دیگر باشد، مثلاً دما برای رطوبت، رطوبت برای ابرناکی و ابرناکی برای تابش عاملی اقلیمی به شمار می آید.

پ - مکان : اقلیم وابسته به مکان است. متغیر مکان از دو جنبه یعنی بعد (ریز، محلی، همدید، جهانی) و پراکندگی پدیده های اقلیمی در آن حائز اهمیت است. در حالت نخست مقیاس مطالعه مشخص می شود و در حالت دوم مکان به عنوان یک عامل اقلیمی با سه مولفه عدد (طول و عرض جغرافیایی و ارتفاع) مورد توجه قرار می گیرد.

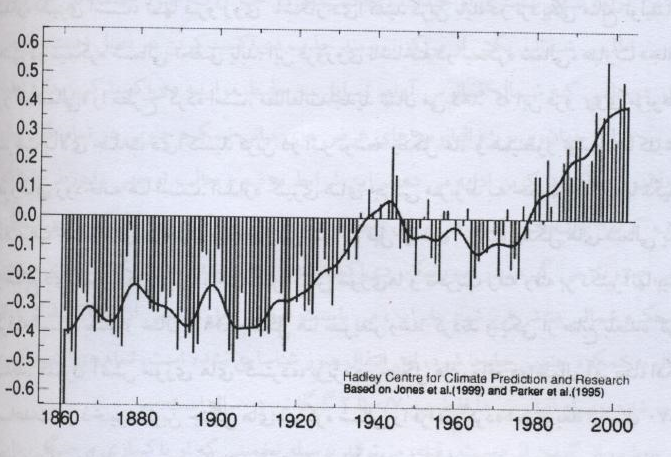
ت – زمان : از آنجا که شرایط اقلیمی یک مکان از رویدادهای ناگهانی و آنی حاصل نمی شود، زمان مشخصه ای اساسی در تعریف اقلیم به شمار می آید. زمان بعنوان مقداری جهت دار (برداری) با بازه های مختلف مورد توجه اقلیم شناسان قرار گرفته است. فاصله زمانی مورد استفاده در اقلیم شناسی معمولاً روز، ماه، فصل و سال است. (عساکره، 1390، 40)

**2-6. دما و بارش**

**2-6-1. دما**

مقداری از انرژی تابشی خورشید توسط عوارض سطح زمین جذب شده، تبدیل به انرژی حرارتی می‎شود. این انرژی به شکل ( (دما) ) یا درجه حرارت جلوه می کند. دما یکی از عناصر اساسی شناخت هوا می باشد، با توجه به دریافت نامنظم انرژی خورشیدی توسط زمین، دمای هوا در سطح زمین دارای تغییرات زیادی است که این تغییرات به نوبه خود سبب تغییرات دیگری در سایر عناصر هوا می گردد. دمای هوا را به وسیله دماسنج اندازه گیری می کنند.

اقلیم کره زمین، در نیمه دوم قرن نوزدهم، دستخوش تغییر مهمی شد. البته تاکید بر روی دمای هوا بعنوان مولفه اصلی این تغییر بیشتر بوده است و با این حال، جابجایی فراگیری در رژیم های بارندگی، الگوهای فشار و دمای سطح آب دریاها صورت گرفته است. روند تغییرات دما در خشکی و اقیانوس برای 140 سال گذشته، حدود 0. 5 درجه سانتی گراد در قرن افزایش داشته است.



شکل 2-1- روند تغییرات دمای جهانی در 140 سال گذشته

قبل از شتاب گیری مجدد در دو دهه پایانی قرن بیستم، در بین 1977-1945 کاهش دمای خفیفی مشاهده می شود. در حالیکه میزان گرم شدن دو نیمکره مشابه هستند، در تغییر دمای این مناطق همزمانی وجود ندارد، دماهای ثبت شده در نیمکره جنوبی حاکمیت افزایش یکنواخت در تمام دوره را نشان می دهد. گرمای ناشی از تاثیر گلخانه ای در سطح جهان ثابت نیست، بین استوا و قطب ها و بین خشکی و اقیانوس، اختلاف ها بیشتر است. اگر سطح زمین شده است، لازمه آن کاهش دمای استراتوسفر برای حفظ موازنه تابش جو زمین خواهد بود.

**2-6-1-1. انواع دماسنج ها  
۱ - دماسنج معمولی استاندارد (Thermometer)**

این دماسنج یک لوله بسیار باریک شیشه ای مسدود است که در انتهای آن محفظه ای تعبیه و از جیوه یا الکل پر شده است. در داخل لوله دماسنج خلاء کامل وجود دارد. گرم و سرد شدن مخزن باعث گرم و سردشدن مایع درون مخزن شده و متعاقب آن باعث بالا و پایین رفتن مایع در داخل مخزن شیشه ای می‎شود، با مشاهده سطح مایع در داخل لوله دماسنج و قرایت عددی که روی بدنه شیشه نوشته شده است دمای هوا در آن لحظه مشخص می شود.

**۲ - دماسنج حداکثر ( (Max-Thermometer**

اغلب نیاز است علاوه بر دمای معمولی هوا حداکثر دمایی که در طول یک دوره معین مثلاً یک شبانه روز اتفاق افتاده است نیز اندازه گیری و تثبیت شود به این منظور از دماسنج حداکثر استفاده می کنند. این نوع دماسنج با یک تفاوت جزیی تقریبا مشابه دماسنج های معمولی است به این صورت که لوله مویین آن در محلی که به مخزن منتهی می شود بسیار باریک شده است. هنگامی که دما زیاد می شود جیوه داخل مخزن منبسط شده و نیروی حاصل می تواند باعث راندن جیوه از داخل مجرای باریک بالای مخزن به قسمت بالای لوله گردد به این ترتیب ارتفاع جیوه در داخل مخزن بالا می رود و با کاهش دما مایع داخل مخزن منقبض می شود ولی باریک بودن لوله از برگشت مایع به داخل مخزن جلوگیری می کند و سطح مایع در داخل لوله در محلی که بالاترین دمای قبلی اتفاق افتاده است باقی می ماند بنابراین سطح فوقانی جیوه نشان دهنده حداکثر دمای اتفاق افتاده است.

**۳ - دماسنج حداقل (Minimum Thermometer)**

دماسنج های حداقل برای تثبیت پایین ترین دمای اتفاق افتاده در یک دوره معین به کار می رود دماسنج‎های حداقل مشابه دماسنج های معمولی است با این تفاوت که مایع داخل مخزن این نوع دماسنج به جای جیوه از مایعات رقیق تر مانند الکل استفاده می شود. به علاوه در داخل لوله مویین یک سوزن شیشه ای که دوسر آن گرد می باشد رها گردیده که به عنوان شاخص از آن استفاده می شود، وقتی دمای هوا کاهش می یابد با انقباض مایع سطح بالای الکل در داخل لوله مویین با اعمال نیروی کشش سطحی شاخص سوزنی را نیز به طرف پایین مخزن حرکت می دهد با افزایش دما مجدداً الکل در داخل لوله مویین از اطراف سوزن عبور کرده و به طرف بالا صعود می کند اما سوزن در پایین ترین محلی که قبلا در اثر کشش سطحی پایین آمده بود باقی می ماند.

بنابراین قسمت بالایی شاخص شیشه ای پایین ترین دمایی را که اتفاق افتاده است نشان می دهد در حالی که انتهای سطح الکل در بالای لوله دمای لحظه ای هوا را نشان می دهد.

**۴ - دماسنج حداقل - حداکثر (Min-Max Thermometer)**

این دماسنج ترکیبی از دو دماسنج حداقل و حداکثر می باشد، این دماسنج از یک لوله شیشه ای U شکل ساخته شده است که دو انتهای آن مسدود می باشد. قسمت پایینی لوله U شکل با جیوه پر شده است. علاوه بر جیوه قسمت بالایی لوله قسمت چپ به طور کامل از الکل پر شده است اما نصف حجم لوله سمت راست که انتهای آن به صورت یک مخزن گشاد شده می باشد از الکل پر شده است و نصف دیگر آن از یک نوع گاز پر شده است. در بالاترین سطح جیوه و در داخل الکل در هر دو ستون شاخص های شیشه ای رنگی که یک سوزن در وسط آن تعبیه شده است وجود دارد در اثر گرم و سرد شدن و متعاقب آن انبساط و انقباض سطح جیوه بالا و پایین می رود. بالاترین حدی که جیوه در شاخه سمت چپ بالا رفته است دمای حداقل و بالاترین حدی که جیوه در شاخه سمت راست بالا رفته دمای حداکثر را نشان می‎دهد.

**۵ – دمانگار ( (Thermograph**

دمانگار یک وسیله کاملاً مکانیکی است و با استفاده از یک عنصر فلزی که انحنای آن با دما تغییر می کند ساخته شده است یک طرف عنصر فلزی حساس به تغییرات دما که دارای انحنا می باشد به بازوی اهرم طویل و متحرکی بسته شده است که این بازو ممکن است مستقیماً دما را از روی یک مقیاس ساده درجه بندی شده نشان دهد و یا اینکه انتهای بازو به یک قلم ثبات متصل گردد. با تغییر دمای هوا انحنای فلز تغییر می کند و این امر با توجه به نحوه تغییرات دما باعث انحراف قلم در انتهای بازوی مکانیکی به طرف بالا و پایین در روی کاغذ گراف می گردد و دماها ثبت می شوند. (عزیزی، 1383، 206)

در بین عناصر اقلیمی مختلف، دما و همچنین بارش اهمیت خاصی دارند. گرچه اصلی ترین عامل ایجاد دما، انرژی حاصل از جذب تابش کوتاه خورشیدی در سطح زمین است، عوامل دیگری نیز در چگونگی دمای مناطق مختلف سطح زمین تعیین کننده اند که عبارتند از :

1 – شرایط تابشی و ارتباط آنها با عوارض سطح زمین

2 – هدایت گرمایی در قشر فوقانی سطح زمین

3 – ارتفاع از سطح زمین

4 – ناهمواری و جهت آفتابگیری

5 – جابه جایی افقی و عمودی هوا

6 – ابرناکی

7 – جریانهای اقیانوسی

تاثیر تابش :

دمای مناطقی که در معرض تابش شدید خورشیدند، در صورتی که بخش قابل ملاحظه ای از این تابش جذب شود، بالاست. اگر شرایط تابشی، همانند مناطق گرمسیری، در تمام طول سال بالا باشد، نوسان سالانه دمای زیاد حاکم بر محیط، چندان زیاد نیست. برعکس، در مناطق معتدل و عرضهای بالا تغییرات سالانه تابش بسیار مشخص و در نتیجه نوسان سالانه دما نیز شدید است.

اتلاف شدید انرژی تابش از سطح زمین، به کاستن دمای محل منجر می شود ؛ بنابراین، جذب یا هرز تابش در سطح زمین، برای روند روزانه و سالانه دما، چه از نظر کمی و چه از نظر کیفی، تعیین کننده است. آلبدوی سطوح مختلف، در میزان جذب تابش خورشیدی، عامل تعیین کننده ای است. در حقیقت، آلبدوی شدید، توان جذب تابش را ضعیف می کند و برعکس، آلبدوی ضعیف، با توان جذب شدید تابش همراه است. در این رابطه، آنچه تعیین کننده است، این است که جذب مذبور تنها در سطحی ترین قشر یا تا اعماق قابل توجهی از سطح زمین انجام می گیرد. مقایسه آب، خشکی و پوشش برف با یکدیگر، این نکته را بخوبی نشان می دهد. آب دریاها تابش خورشید را بشدت جذب می کند. این انرژی تا اعماق زیاد در آب نفوذ می کند و در بخش وسیعی از آن توزیع می شود. سطوح سنگ و شن نیز به اندازه کافی توان جذب تابش را دارند، اما این جذب، تنها در سطحی ترین قشر آنها انجام می پذیرد. در مقابل، برف توان جذب ناچیزی دارد و انرژی تابشی تنها تا اعماق نیم الی یک متری آن می تواند نفوذ کند.

بنابراین سطوح مختلف در شرایط یکسان تابش و تاثیر یکسان عوامل گوناگون جوی، دمای متفاوتی خواهند داشت و بدینگونه است که آب دریا در طول روز به مقدار ناچیز، و سطح شنزار به مقدار زیاد گرم می شود، اما در مورد سطح برفی، شرایط پیچیده تری حاکم است که به حالت برف بستگی دارد. در حالی که دما در برف در حال ذوب، تقریباً ثابت و میزان آن در حول صفر درجه سانتی گراد باقی می ماند، در موارد نزول برف خشک و تازه، در صورتی که دمای هوا کمتر از صفر درجه باشد، دمای سطح برف بشدت دستخوش تغییر می شود. برای شناخت نوسان دما در سطح زمین و قضاوت در مورد آن، باید به مکانیسم هدایت انرژی جذب شده به لایه های زیرین توجه کرد. در حقیقت، گرما جز مفهومی برای توجیه انرژی حرکتی مولکولها و در نهایت، اتمها نیست. معمولاً گرما از نقاطی که دمای بیشتری دارند، به سمت نقاطی که دمای کمتری دارند جریان می یابد. قدرت هدایت گرمایی، یک ثابت فیزیکی است که برای شی ء جامد، پیوسته عددی است معین. گازها و مایعات گرما را از طریق دیگری نیز می توانند منتقل کنند که بسیار موثرتر است. در ورای سرعتی بحرانی که به شرایط مختلف، از قبیل دما، فشار و ماهیت سیال بستگی دارد و این حرکات نامنظم و گردابی و تلاطمی هستند.

هدایت گرمایی در قشر فوقانی سطح زمین :

سطح جامد زمین، با تابش روزانه گرم می شود، اما این گرما از طریق هدایت گرمایی به قشرهای زیرین آن منتقل می گردد. چنین انتقالی اصولاً آهسته انجام می گیرد و موج گرمایی پس از مدت زمانی نسبتاً زیاد به قشرهای عمیقتر سطح زمین نفوذ می کند. درجه حرارت قشرهای نزدیک به سطح با دمای سطح زمین بسیار هماهنگ است، در حالی که دامنه نوسان دما (تفاوت بین حداقل و حداکثر دمای روزانه، ماهانه یا سالانه) با افزایش عمق، پیوسته کاهش می یابد و همزمان با آن، زمان رسیدن به درجات حرارت نهایی (حداکثر و حداقل) به تعویق می افتد. بدیهی است دمای معینی که بر سطح زمین حاکم است، در گذار خود به درون زمین، به صورت امواج گرمایی در مدت زمانهای متفاوت به ژرفاهای متفاوتی می رسد. در صورتی که هدایت گرمایی یک مکان، نظیر شنزارها، ناچیز باشد، سطح زمین به شدت گرم می شود و بنها بخش ناچیزی از انرژی دریافتی به اعماق ان می رسد. در این رابطه برف با مشخصاتی که در پی می آید، موقعیت ویژه ای دارد. اولاً پوشش برف آلبدوی شدیدی دارد و این به معنی قدرت ( (جذب تابش) ) کم برف است، در عین اینکه همین جذب ضعیف هم در لایه نسبتاً ضخیمی انجام می گیرد. ثانیاً، تابش مؤثر در لایه ای از پوشش برف که اصولاً هادی حرارتی نامناسبی است، تنها در سطح آن حاکم است. با این مجموعه شرایط، سطح خارجی برف به شدت به تغییرات دمایی حاصل از تابش بلند، واکنش نشان می دهد و دمای آن بسرعت می تواند با شرایط متغییر هوای اطراف خود تطبیق پیدا کند، در حالی که برعکس، در مواقعی که دما پایین و ارتفاع خورشید نسبتاً کم باشد، برف بندرت از تغییرات تابشی خورشید تأقیر می پذیرد. در هنگام ذوب، دمای برف در حد صفر درجه سانتی گراد باقی می ماند و مادام که عمل ذوب ادامه دارد، واکنشی نسبت به تغییرات گرم کننده هوا نشان نمی دهد. آبها بخش عمده ای از تابش خورشید را جذب می کنند، اما قسمت قابل ملاحظه ای از این انرژی صرف تبخیر می شود و بقیه نیز ضمن تلاطم به لایه های عمقی آب انتقال پیدا می کند. البته تلاطم در انتقال سرمابه اعماق آب نیز مؤثر است و به همین دلیل، دمای سطح آبها در روند تغییرات روزانه دما تقریباً تغییر نمی کند، به طوری که دامنه نوسان آن حداکثر به 5/0 تا 1 درجه سیلسیوس می رسد. گرمای ویژه بالای آب باعث می شود که دریاها منبع ذخیره گرما به حساب آیند. بر اثر حرکت و جریانهای بزرگ در آب دریاها و اقیانوسها، این گرمای ذخیره شده به مناطق کم دماتر منتقل و از آنجا به هوا پس فرستاده می شود بنابراین، آبها نقش متعادل کننده ای در مورد دما دارند، به این نحو که باعث تعدیل گرمای تابستان و سرمای زمستان می شوند و اختلاف دمای بین شب و روز را پایین می آورند. طبیعتاً این تأثیر آبها تا مسافتهای معینی به درون خشکیها نفوذ می کند و در مناطقی که ( (بادهای غالب) ) از روی آبها می گذرد (مثلاً سواحل غربی اروپا، جزایر کوچک، حواشی قاره ها و سواحل دریای خزر) در ایجاد و تثبیت اقلیم های دریایی نقش فعالی دارد.

سطح زمین در مقایسه با آب، همانگونه که اشاره شد، خیلی سریعتر به شرایط حرارتی محیط پاسخ می دهد؛ بنابراین، سطح زمین و هوای مجاور آن با دمایی نسبتاً بالا در تابستان و دمایی نسبتاً پایین در زمستان مشخص می شود. این نکته در مورد شب و روز نیز صادق است و به همین دلیل، اختلاف دمای شب و روز در قاره ها قابل ملاحظه است. سرما در خشکیها موقعی اوج می گیرد که سطح زمین از برف پوشیده شود. تضاد فصلی دما با بارش برف در زمستان و ذوب آن در بهار، کاملاً چشمگیر است. بر مناطقی که پیوسته در زیر پوششی از برف قرار دارند (قاره ها منجمد) سرمای شدید زمستانی حاکم است، اما ذوب برف، برای افزایش دمای تابستان نیز مرزی به وجود می آورد و دمای سطحی آن حداکثر می تواند به صفر درجه برسد. فقط هوای مجاور سطح آن کمی بالاتر از صفر درجه می شود. وقتی سطح دریا از یخ پوشیده شود، به طور موقت، نوعی اقلیم قاره ای به وجود می آید، زیرا منطقه ای وسیع که پوشیده از یخ باشد، از دیدگاه هواشناسی، نظیر یک سطح جامد در فرایندهای حرارتی شرکت می کند. بنابراین، همانگونه که ملاحظه می‎شود، خصوصیات متفاوت سطح زمین در اقلیم حرارتی لایه هوای مجاور سطح زمین، نقش تعیین کننده‎ای دارد.

تاثیر ارتفاع :

جو زمین را اساساً سطح آن گرم می کند و بنابراین با افزایش ارتفاع، پیوسته از دمای هوا کم می شود. مقدار این کاهش یا افت محیطی دما که آن را شیب تغییرات عمودی دما می نامند، معمولاً بین 5/0 تا 6/0 درجه سلیسوس در هر 100 متر است. این مقدار رقمی متوسط است و امکان دارد که میزان آ کاهش یابد و گاهی هم با افزایش ارتفاع منفی شود که در این حالت، با افزایش ارتفاع بر مقدار آن افزوده می شود این موارد را که در آنها، دما با افزایش ارتفاع زیاد می شود وارونگی دمایی می نامند. شرایط ایجاد وارونگی دمایی، معمولاً بازتاب شدید تابش و در نتیجه، سرد شدن شدید سطح زمین و وجود هوای آرام است.

تاثیر ناهمواری :

پستی و بلندی های محلی می توانند در توزیع عمودی دمای هوا موثر باشد. چاله ها گودال ها و دره ها معمولاً منبع تجمع هوای سرد در شب به شمار می آیند و وجود آنها زمینه مناسبی برای وقوع وارونگی دمایی ایجاد می کند. از طرف دیگر، گرمای روزانه جمع شده در آنها، کمتر از عامل متعادل کننده باد تاثیر می پذیرد؛ چرا که چنین عوارضی نقش مانع را در برابر بادها دارند و نسبت به محیط اطراف خود با داشتن اقلیم حرارتی شدیدتری مشخص می شوند. بر عکس، تپه ها و سطوح ناهموار کوچک به ایجاد شرایط حرارتی متعادلتر کمک کنند ؛ زیرا لایه های هوای نزدیک به سطح زمین، به دلیل موقعیت اینگونه نواحی، نسبت به وضع تابش آفتاب، در طول روز نمی توانند بشدت گرم شوند و هوای گرم شده نزدیک دامنه می تواند با هوای اطراف مناطق پایین تر که گرمای چندانی کسب نکرده است، مخلوط شود. در شب نیز هوای سرد روی دامنه به پایین سرازیر می شود و هوای گرمتر ارتفاعات جای آن را می گیرد.

از سوی دیگر تفاوت در آفتابگیری جهات مختلف دامنه ها شرایط دمایی متفاوت خاک و در نتیجه هوا را به وجود می آورد. معمولاً کمیت دمای شیب دامنه، در عرضهای جغرافیایی پایین، چندان قابل توجه نیست اما همین مقدار در مناطق برون حاره ای عامل مهمی به حساب می آید ؛ زیرا تابش آفتاب بر هر واحد سطح زمین، در عرض های برون حاره ای، در دامنه های جنوبی بیش از شیبهای شمالی است. معمولاً در صورت عدم وجود ابر و عوامل پیچیده دیگری، شیبهای جنوب غربی گرمتر از شیبهای جنوب شرقی اند. پرتو مستقیم خورشید بر روی یک شیب جنوب شرقی، نه تنها اندکی پس از سرمای پیوسته شبانه بر آن تاثیر می‎گذارد، بلکه تبخیر شبنم صبحگاهی نیز در این شیبها با صرف انرژی همراه است و مانع صعود سریع دما در آنها می شود. بزرگترین اختلاف دما بین شیبهای شمالی و جنوبی، در ماههای مربوط به بهار و تابستان وجود دارد. در بهار، دامنه های جنوبی بسرعت گرم می شوند، در حالی که دامنه های شمالی سرد و مرطوب باقی می مانند. معمولاً تفاوت حداقل دما بین شیبهای شمالی و جنوبی کمتر از تفاوت حداکثر دمای بین آنهاست و در نتیجه، دامنه تغییرات دما در دامنه های جنوبی بیشتر است. از این گذشته، دمای حداکثر در دامنه های شمالی غالباً دیرتر از دامنه های جنوبی فرا می رسد. درجه شیب دامنه ها، مقدار دریافت انرژی خورشید در واحد سطح آنها را مشخص می کند و این مقدار از تغییر شیب بسیار بیشتر از عرض جغرافیایی تاثیر می پذیرد. همچنین اختلاف دما بین شیبهای مختلف بر حسب تفاوت مقدار شیب آنها تشدید می شود، به طوری که در خارج از مناطق حاره، یک شیب ملایم رو به جنوب گرمتر از زمین مسطح است. بنابر این، با افزایش عرض جغرافیایی، باید میزان شیب زمین بیشتر باشد، تا همان مقدار تابشی را دریافت دارد که شیبی کمتر در عرضهای جغرافیایی پایین تر دریافت می دارد.

وزش و همرفت هوا :

هوای لایه مجاور سطح زمین، در صورت کسب شرایط لازم، ممکن است در طول روز و در تابستان بشدت گرم شود و در مواردی که باد شدید وجود داشته باشد، از طریق تلاطم، با هوای سرد ارتفاعات مخلوط شود. بر عکس، در شب و در زمستان و نیز در موارد استقرار هوای آرام، لایه مزبور ممکن است بشدت سرد شود. در این حال، ضخامت این هوای سرد و سنگین که آن را غشای هوای سرد نامیده اند، به چند ده متر می رسد. لایه یاد شده با افزای سرعت باد از هم گسیخته و با هوای گرم ارتفاعات مخلوط می شود.

بنابراین، بادهای ضعیف در قیاس با بادهای ملایم و شدید تضاد حرارتی بیشتری را بین شب و روز ایجاد می کنند.

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

ابرناکی :

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

جریانهای اقیانوسی :

جریانهای اقیانوسی نقش عمده ای در انتقال انرژی و در نتیجه، در پراکندگی دما دارند و جریان های آب گرم دمای هوا را بالا می برد و جریان های هوای سرد دمای هوا را پایین می آورد.

(کاویانی، علیجانی، 1380، 122-112)

**2-6-2. بارش**

بارندگی یا بارش (Precipitation) شامل کلیه نزولات جوی مانند باران و برف و تگرگ می باشد که برحسب اقالیم مختلف، باران و یا برف قسمت عمده ای از آن را تشکیل می دهند. بارندگی، ورودی سیکل هیدرولوژی در یک ناحیه بوده بنابراین از مهم ترین عواملی است که باید مورد مطالعه دقیق قرار گیرد.

ریزش نزولات آسمانی به قطر 0. 5 میلی‌متر را باران می‌گویند و قطر حداکثر قطرات6. 4 میلی‌متر می‌باشد. (حیدری، 1388)

میزان بارندگی متوسط سالانه در روی کره زمین 860 میلی متر بر آورد شده که دارای تغییرات فراوانی در نقاط مختلف است و از صفر در بعضی از کویرها مانند کویر سودان تا بیش از دوازده متر در ارتفاعات هیمالیا و در منطقه چراپونچی و یا جزایر هاوایی نوسان دارد. در هر یک از این نقاط، نیز پراکنش زمانی خاصی دارد، به عنوان مثال در حالی که بارندگی در مناطق مرطوب دارای پراکنش نسبتاً منظم بوده و تقریباً در تمام طول سال می بارد بارندگی در مناطق خشک و نیمه خشک پراکنش بسیار نامنظمی داشته و ممکن است در یک بارندگی بیش از 50 درصد بارندگی سالانه به زمین برسد. 78 % از بارش دنیا در اقیانوس ها و 22 % روی خشکی ها اتفاق می افتد.

در ایران نیز چنین تغییراتی کاملاً مشهود است و فقط دامنه نوسان آن فرق می کند. حداقل بارندگی سالانه در کویر لوت چند میلی متر و یا حتی در بعضی سال ها صفر بوده و حداکثر آن در بندرانزلی و بیش از 1500 میلی متر می باشد. از نظر پراکنش زمانی نیز بیشترین مقدار بارندگی در فصل سرد سال بوده که در ارتفاعات البرز و زاگرس به صورت برف نازل می شود. به طور عمده بارندگی ها مربوط به جبهه های سرد سال بوده که در ارتفاعات البرز و زاگرس به صورت برف نازل می شود. به طور عمده بارندگی ها مربوط به جبهه های سرد سیبری و جبهه های موسمی در جنوب می باشند. بیشترین مقدار بارندگی در شیب شمالی البرز بوده که تحت تاثیر جبهه مدیترانه ای واقع می شود، ناحیه مرکزی و جنوبی که فاقد ارتفاعات کافی بوده و در پناه رشته کوه های البرز و زاگرس قرار می گیرند دارای بارندگی کمی بوده و مناطق خشک و بیابانی را به وجود می آورند. متوسط بارندگی در ایران تقریباً 240 میلی متر در سال می باشد و همان طوری که ذکر شد پراکنش نامنظمی دارد. حدود بیش از 50 درصد بارندگی در 25 درصد سطح کشور و 27 درصد بارندگی در 4 درصد سطح کشور می بارد و جمعاً حجمی در حدود 400 میلیارد متر مکعب در سال دارد. 28 درصد از کشور دارای بارندگی سالانه ای کمتر از 100 میلی متر بوده و 47 درصد از مساحت کشور نیز دارای بارندگی بین 100 تا 250 میلی متر می باشد. مساحتی که دارای بارندگی بین 250 تا 500 میلی متر می باشد 16 درصد را شامل شده و فقط 8 درصد از مساحت کشور دارای بارندگی بین 500 تا 1000 میلی متر بوده و سطحی کمتر از یک درصد دارای بارندگی سالانه بیش از 1000 میلی متر است.

**2-6-2-1. طرز پدید آمدن بارندگی**

میزان حداکثر رطوبتی که می تواند در یک حجم معین از هوا وجود داشته باشد، بستگی به درجه حرارت آن داشته و با آن نسبت مستقیم دارد. هوای مرطوب در اثر صعود کاهش فشار یافته و در اثر انبساط سرد می‎شود و در نتیجه دمای هوا ابتدا به نقطه شبنم (Dew Point) رسیده و پس از آن قسمتی از رطوبت هوا دیگر نمی تواند به صورت بخار آب باقی بماند، در این حالت بخار آب در اطراف ذرات ریز موجود در اتمسفر که به نام هسته های تقطیر نامیده می شوند به شکل قطرات ریز آب در می آیند که در این حالت قطری کمتر از 50 میکرون دارند و سرعت متوسط سقوط آنها بسیار کم است. این پدیده دیفوزیون نامیده می شود. از به هم پیوستن این ذرات ریز، قطرات باران به وجود می آید که معمولاً قطری بیش از 5/0 میلی متر دارند و یا انواع دیگر نزولات، مانند برف و تگرگ تشکیل می گردد. هسته های تقطیر به طور عمده شامل بلورهای ریز یخ و ذرات بسیار کوچک نمک و اکسیدهای ازت و ذرات ریز رسی است. در نواحی ساحلی ، ذرات نمک هسته‎های تقطیر را تشکیل داده و بنابراین ممکن است بارندگی باعث شور شدن اراضی گردد، مانند آنچه که در غرب استرالیا می توان دید. ذرات ریز نمک اثر بسیار زیادی در تمرکز مولکول های آب داشته به طوری که حتی در رطوبت های حدود 75 درصد نیز عمل تمرکز صورت می گیرد. در ایجاد باران های مصنوعی و باروری ابرها، از یخ خشک یا دی اکسید کربن جامد و یدورنقره استفاده می شود که بر خلاف کریستال های یخی که از آب خالص در منهای 60 درجه سانتی گراد تشکیل می شوند می توانند این بلورهای یخ را در درجه حرارت های بالاتر بوجود آورند. بطوریکه برای دی اکسید کربن در زیر صفر درجه سانتی گراد و برای یدورنقره در منهای 4 درجه سانتی گراد بلورها تشکیل می شوند. در جمهوری آذربایجان، با شلیک گلوله های توپ محتوی یدورنقره به طرف ابرهای تیره ای که احتمال ریزش تگرگ دارند تمرکز مولکول های آب را تسریع کرده، و تگرگ را تبدیل به باران نموده و از وارد آمدن خسارات احتمالی به محصولات کشاورزی جلوگیری می کنند. (مهدوی، 1389، 144-141)

بارش در حالت های مختلف وجود دارد. بارندگی را به عنوان هر رطوبتی که متراکم شده و به سطح زمین ریزش می کند تعریف می کنند. بارش زمانی اتفاق می افتد که هوای مرطوب و عامل صعود، هر دو با هم در منطقه ای وجود داشته باشند ؛ به عبارت دیگر، هوای مرطوب باید تا ارتفاع معینی بالا رود تا بر اثر سرد شدن آدیاباتیک، به نقطه اشباع برسد و در مرحله بعد، ابر بارش را پدید آورد. نبود هر یک از این دو عامل مانع وقوع بارش می شود. (کاویانی، علیجانی، 1380، 239)

**2-6-2-2- بالاترین مقادیر بارش در دنیا**

بیشترین مقدار بارندگی 24 ساعته در دنیا در تاریخ 7ژانویه 1966 در جزایر رئونیون با بارشی معادل 1852 میلیمتر در روز رخ داد. رکورد هفتگی و ماهانه بیشترین مقدار بارندگی در دست چراپونچی در ارتفاعات هیمالیاست. در فاصله زمانی 12 تا 19 مارس 1952 مقدار بارش در چراپونچی به 5003 میلیمتر گزارش گردید. در ماه ژولای 1861 ارتفاع بارش در چراپونچی به 9300 میلیمتر رسید. این میزان بارش ماهانه تقریباً 40 برابر بارش سالانه ایران است.

 میانگین بارندگی در سطح کره زمین 700 تا 900 میلیمتر اعلام شده، اما تغییرات بارندگی در جهان به گونه‌ای است که در برخی بیابانها چندین سال هیچ بارشی رخ نمی‌دهد، به نحوی که مردمان آن کلمه‌ای معادل باران در زبان خود وضع نکرده‌اند و در برخی مناطق چون چراپونچی در خلیج بنگال حدود 26400 میلیمتر می‌باشد.

**2-6-2-3- تغییرات بارندگی در ایران**

متوسط بارندگی در ایران 240 میلیمتر گزارش شده، اما این بارش توزیع بسیار نامنظمی از نظر زمانی و مکانی دارد: بیش از نیمی از بارش در 25 درصد از مساحت کشور رخ می دهد. در 28 درصد کشور بارندگی  کمتر از 1000 میلیمتر، 47 درصد از مساحت بارندگی بین 100 تا 250 میلیمتر و 16درصد مساحت کشور بارندگی بین 250 تا 500 ملیمتر دارند. فقط 8 درصد کشور دارای بارندگی بین 500 تا 1000 میلیمتر (در دامنه متوسط جهانی) قرار دارد. سطحی معادلی یک درصد کشور نیز بارندگی بیش از 1000 میلیمتر دارد. در یک جمع بندی کلی دیگر آمده است که 75 درصد کشور بارندگی کمتر از 250 میلیمتر دارد. در هر حال دامنه تغییرات بارندگی در ایران از صفر (برخی سالها) در کویر لوت تا 1500 میلیمتر در بندر انزلی تغییر می کند. عمدتاً بارشها در اواخر پائیز، فصل زمستان و اوایل بهار انجام می شود.

تگرگ عموماً از بارندگی‌های کنوکسیون و ابرهای کومولونیمبوس ایجاد می‌شود. در برخی از کشورها با شلیک گلوله‌های توپ حاوی یدور نقره یا سایر هسته‌های مصنوعی تراکمی به ابرهای فوق تمرکز مولکولهای آب را سرعت می‌بخشند تا از خسارات احتمالی ناشی از ریزش تگرگ جلوگیری کنند. یدور نقره باعث می‌شود که کریستالهائی که در منفی 60 درجه تشکیل می‌شوند در منفی 4درجه سانتیگراد ایجاد بلور کنند.

باران را برحسب شدت به انواع ملایم (با شدت کمتر از 2. 5 میلیمتر در ساعت)، باران متوسط (2. 5 تا 7. 5 میلیمتر در ساعت) و باران شدید (بیش از 7. 5 میلیمتر بر ساعت) تقسیم بندی می کنند. (حیدری، 1388)

**2-6-2-4- اشکال مختلف بارش**

باران – نم باران – یخچه – تگرگ – برف – مه و شبنم می باشد.

**2-6-2-5- انواع بارش**

از نظر کانون تشکیل، بارش را به چند دسته اصلی تقسیم می کنند :

الف) – بارشهایی که حاصل مستقیم ابرهای مختلف اند و به آنها بارشهای ابری می گویند.

ب) – بارشهایی که از تراکم یا تصعید در سطح عوارض مختلف زمین به وجود می آیند و به بارشهای غیر ابری موسومند.

ج) – بارشهایی که ابتدا از ابرها سرچشمه گرفته اند، اما در سطح زمین تغییر شکل داده، به صورت یخ کدر یا یخ شفاف در آمده اند، این پدیده ها را بارش ثانوی می گویند.

بارشهای ابری خود شامل بارشهای مایع (شامل : باران، ریز باران و رگبار) و بارشهای جامد (شامل : برف، دانه یخ، سنجاقهای یخی، برفدانه ریز، تگرگ نرم، تگرگ ریز و تگرگ. )

بارش های غیر ابری شامل : مه تر، شبنم، ژاله، یخ پوشه، یخ قندیلی است

بارش های ثانوی شامل : مانده برف، یخ شیشه

**2-6-2-6- اندازه گیری بارندگی**

در اندازه گیری بارندگی، ارتفاع آب حاصل از انواع مختلف بارندگی به میلی متر یا اینچ در یک سطح افقی اندازه گیری می شود که می تواند در سطوح مختلف ضرب شده و حجم آب باریده شده معلوم گردد. از آنجایی که اندازه گیری بارندگی در سطحی بسیار کوچک صورت گرفته و سپس برای سطوح وسیعی تعمیم داده می شود لذا باید در انتخاب محل مناسب اندازه گیری ها نهایت دقت را اعمال کرده و از وسایلی استفاده نمود که کاملاً دقیق و استاندارد باشند و تعداد ایستگاه ها نیز کافی باشند. دستگاه های اندازه گیری به صورت ساده و یا ثبات بوده که بر حسب نیاز و امکانات مالی و پرسنلی از آنها استفاده می شود. امروز حتی از رادار و ماهواره نیز در این زمینه کمک گرفته می شود. (مهدوی، 1389، 151)

**2-6-2-6-1. انواع وسایل و امکانات اندازه گیری باران :**

* باران سنج ها :

1 – باران سنج های ساده 2 – باران سنج های 18 اینچی 3 – باران سنج های تجمعی یا توتالیزاتور

* باران نگارها یا باران سنج های ثبات :

1 – باران نگار سیفونی 2 – باران نگار ترازویی

* اندازه گیری با استفاده از رادار
* استفاده از ماهواره ها

**2-6-2-6-2. بررسی مشخصات بارندگی و روابط بین آنها :**

مطالعه بارندگی ها نشان می دهد که می توان مشخصات مختلفی را برای آنها ذکر نمود :

مقدار بارندگی :

این مقدار می تواند ارتفاع آب حاصل از یک بارندگی و یا ارتفاع بارندگی روزانه، ماهانه و یا سالانه باشد. بعلاوه هر یک از آنها، یک متغیر تصادفی بوده و دارای فرکانس وقوع مشخصی می باشند که براساس قوانین آماری می توانند مورد تجزیه و تحلیل قرار گیرند.

شدت بارندگی :

مقدار متوسط شدت بارندگی از نسبت بین ارتفاع بارندگی به مدت زمان مورد نظر به دست می آید و یکی از عوامل مهم در بررسی سیلاب ها می باشد. در این مورد نیز، احتمال وقوع هر یک از شدت های مورد بررسی می تواند با استفاده از قوانین آماری تعیین گردد.

مدت بارندگی :

در مورد رگبارها و بارندگی های با مدت زمان چند دقیقه بوده ولی در بارندگی های جبهه ای و کوهستانی چند ساعت تا یکی دو شبانه روز می باشد. بررسی آماری آن می تواند از روی کاغذ باران نگارها صورت گیرد، ولی مطالعه آن اهمیت کمتری نسبت به مقدار و شدت بارندگی دارد.

فواصل بین دو بارندگی :

این عامل روی خشک بودن و یا مرطوب بودن و یا مرطوب باقی ماندن خاک ها اثر داشته و در نتیجه میزان رواناب های سطحی را تغییر میدهد. این عامل نیز در مطالعه رواناب ها به صورت عامل رطوبتی خاک از طریق جمع ارتفاع بارندگی در مدت 5 روز مورد بررسی قرار می گیرد.

سطح بارش :

این سطح در مورد باران های شدید معمولاً محدود بوده و در باران های با شدت کم، وسعت بیشتری دارد.

(مهدوی، 1389، 175)

**فهرست منابع و ماخذ**

1 – جعفر پور، ابراهیم، (1377) : اقلیم شناسی، انتشارات دانشگاه تهران.

2 – حیدری، محسن (1388) :تجزیه و تحلیل بارندگی، دانشگاه جامع علمی کاربردی

3 – رحیم زاده. فاطمه، عسگری. احمد، نوحی. کیوان، (1382) : نگرشی برتفاوت نرخ افزایش دمای حداقل و حداکثر و کاهش دامنه شبانه روزی دما در کشور، سومین کنفرانس منطقه ای و اولین کنفرانس ملی تغییر اقلیم.

4 - روشنی، محمود، (1382) : بررسی تغییرات اقلیمی سواحل جنوبی دریای خزر، پایاننامه کارشناسی ارشد، استاد راهنما دکتر قاسم عزیزی، گروه جغرافیای طبیعی دانشگاه تهران.

5 – سالنامه آماری استان گیلان، (1385) : معاونت برنامه ریزی استان گیلان.

6 – سرشماری عمومی نفوس و مسکن شهرستان بندرانزلی، (1385) : معاونت برنامه ریزی استان گیلان.

7- عزیزی، قاسم، (1383) : تغییر اقلیم، نشر قومس.

8- عزیزی، قاسم. کریمی احمدآباد، مصطفی. سبک خیز، زهرا، (1384) : روند دمایی چند دهه اخیر ایران و افزایش CO2، نشریه علوم جغرافیایی دانشگاه تربیت معلم، جلد 4، شماره 5، پاییز و زمستان 1383.

9 – عساکره، حسین، (1390) : مبانی اقلیم شناسی آماری، دانشگاه زنجان.

10 – علیجانی، بهلول، (1385) : آب و هوای ایران، دانشگاه پیام نور.

11- کاویانی محمدرضا و علیجانی، بهلول، (1380) : مبانی آب و هواشناسی، انتشارات سمت.

12 – کسمائی، مرتضی، (1368) : راهنمای طراحی اقلیمی، وزارت مسکن و شهرسازی مرکز تحقیقات.

13- مسعودیان. ابوالفضل، 1383، تحلیل ساختار دمای ماهانه ایران، مجله پژوهشی دانشگاه اصفهان (علوم انسانی)، جلد پانزدهم – شماره 1 و 2.

14- موسی پور، پری، (1387) : نقش گردشگری در توسعه پایدار روستایی (مطالعه موردی شهرستان بندرانزلی) رساله دکتری، دانشگاه آزاد اسلامی واحد علوم و تحقیقات تهران.

15- مهدوی، محمد، (1389) : هیدرولوژی کاربردی، انتشارات دانشگاه تهران.

16- مهدوی، مسعود، (1372) : آمار و روش های تحلیل داده ها در جغرافیا، نشر قومس.

17 – محمودی، علیرضا و همکاران، تغییر اقلیم در اصفهان طی سالهای 1951-2005، دومین کنفرانس بوم شناختی ملی.

18 – محمدی، حسین و تقوی، فرحناز، 1383، روند شاخص های حدی دما و بارش در تهران، پژوهش‎های جغرافیایی، شماره 35.

19. Arora, V. K. and Boer, G. J. : 2001, ‘Effects of Simulated Climate Change on

the Hydrology of Major River Basins’, J. Geophys. Res. 106 (D4) , 3335-3348.

20. Bryson, k. a (1997) , the paradigm pf climatology: an essay. Bul. Amer. Meteor. Soc.

21. Ghil, M. , and R. Vautard, Interdecadal Oscillations and the Warming Trend

in Global Temperature Time Series, Science, 199, 1065-1068, 1991.

22. Gleick, P. H. : 1989, ‘Climate change, hydrology, and water resources’

Reviews in Geophysics 27, 329-344.

23. Hasselmann, K. , Climate change: Are We Seeing Global Warming?,

Science, 276, 914-915, 1997.

24. Hegerl, G. C. , H. v. Storch, K. Hasselmann, B. D. Santer, U. Cubasch, and

Optimal Fingerprint Method, Journal of Climate , 9, 2281-2306, 1996 P.

D. Jones, Detecting Greenhouse-gas-induced Climate Change with an

25. Hegerl, G. C. , K. Hasselmann, U. Cubasch, J. F. B. Mitchell, E. Roeckner, R. Voss, and J. Waskewitz, on Multi-fingerprint Detection and Attribution of Greenhouse Gas and Aerosol Forced climatic change, Climate Dynamics, 13,

613-634, 1997.

26. IPCC: 2001a, ‘Climate Change 2001: Impacts, Adaptation & Vulnerability’, Contribution of Working Group II to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Working Group II to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC) , McCarthy, J. J. , O. F.

Canziani, N. A. Leary, D. J. Dokken, and K. S. White (eds) , Cambridge

University Press, 1032 pp.

27 – [http://zarindoc. blogfa. com/tag/](http://zarindoc.blogfa.com/tag/)

28 – weather. ir www.

1. - klima [↑](#footnote-ref-1)
2. - climate [↑](#footnote-ref-2)
3. - austeralia [↑](#footnote-ref-3)
4. - Sympson [↑](#footnote-ref-4)
5. 2- Milankocvich,M. [↑](#footnote-ref-5)