دانشگاه شهید چمران اهواز

دانشکده کشاورزی

گروه علوم و مهندسی خاک

هیدرولوژی

تهیه و تنظیم
حیدر غفاری

هیدرولوژی و رابطه با هواشناسی

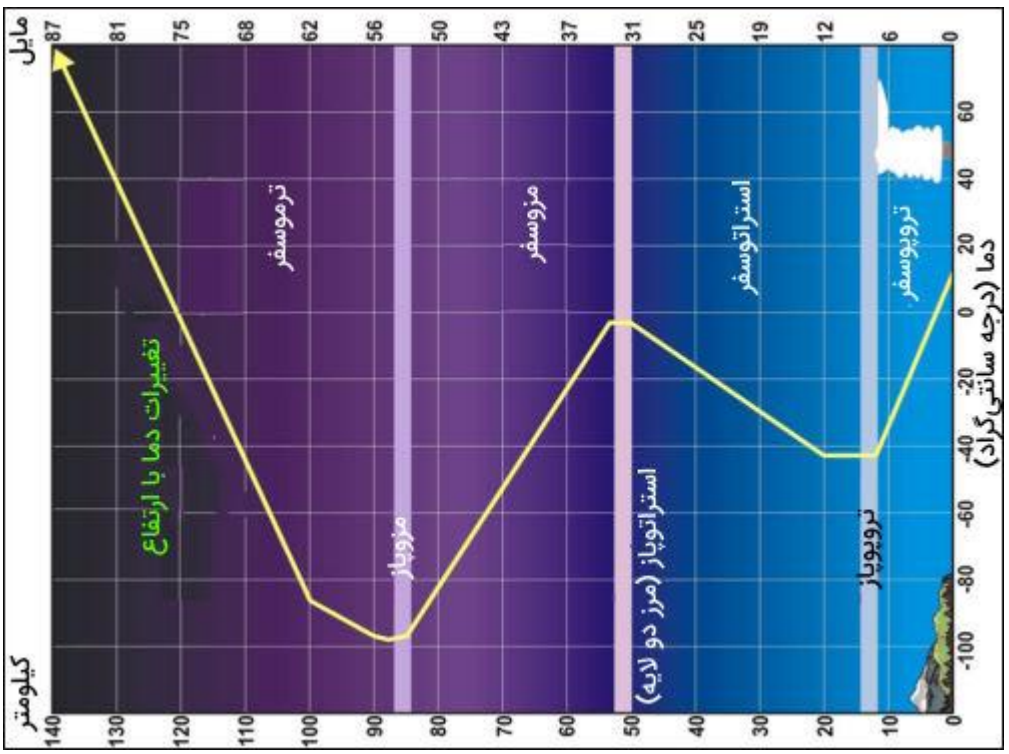
ویژگی‌های هیدرولوژیکی هر ناحیه‌ای به عوامل هواشناسی آن ناحیه بستگی دارد که خود از روی موقعیت جغرافیایی و وضعیت زمین‌شناسی هر منطقه تعیین می‌گردد. به همین دلیل قبل از ورود به مباحث هیدرولوژی ضرورت دارد که با عوامل آب و هوائی آشنائی حاصل شود.

اتمسفر(Atmosphere): لایه‌ای از هوا که در بالای سطح زمین واقع شده و تحولاتی که در آن صورت می‌پذیرد از مهمترین عوامل مؤثر بر وضعیت هیدرولوژیکی است .

ترکیب جو زمین: هوا مخلوطی از گازهای مختلف است. ۹۹ درصد حجم هوای اطراف زمین را دو گاز ازت (۷۸ درصد حجمی) و اکسیژن (تقریباً ۲۱ درصد حجمی) تشکیل می‌دهند. در مقیاس جهانی بطور متوسط یک درصد حجم اتمسفر را بخار آب تشکیل می‌دهد. بیشترین مقدار بخار آب در لایه مجاور سطح زمین است. **چرا؟**

ارتفاع و ساختار جو: ساختار جو را می‌توان از دیدگاه‌های مختلف بررسی کرد. اما آنچه در هیدرولوژی به عنوان مبنا پذیرفته شده است، لایه‌بندی دمایی یا حرارتی (Thermal Stratification) است. جو یا اتمسفر زمین تا ارتفاع حدود ۱۱۰ کیلومتری از چهار بخش، طبق شکل صفحه بعد، تشکیل شده است.

از نظر هیدرولوژی فقط لایه تروپوسفر به ضخامت حدود ۱۰-۱۴ کیلومتر (ضخامت متوسط ۱۱ کیلومتر) حائز اهمیت است. چون تغییرات دما و جابجائی بخار آب و در واقع چرخه طبیعی آب یا سیکل هیدرولوژی در این بخش از اتمسفر اتفاق می‌افتد و در حدود ۷۵ درصد از وزن اتمسفر هم در همین لایه متمرکز است.



۲-۴- تابش خورشید

توزیع تشعشعات خورشدی در آتمسفر زمین و اطراف آن باعث توزیع غیریکنواخت گرما شده و محرکه اصلی اکثر پدیده های هیدرولوژی و هواشناسی است. به عبارتی نیروی که باعث چرخه آبی یا سیکل هیدرولوژیک می شود انرژی خود را از خورشید دریافت می کند و در حقیقت کلیه جریان های موجود در زمین بیشتر بستگی به میزان تابش خورشید دارد. البته سایر منابع حرارتی در زمین مانند ژئوترمال و یا انرژی حاصل از سوخت مواد فسیلی و امثال آن نقش دوم را در این زمینه دارند.

میزان انرژی خورشیدی در هر دقیقه در حدود ۵۶×۱۰^{۲۶} کالری بر آورد می شود. نور خورشید به دو صورت سبب گرم کردن کره زمین می شود. یکی با تشعشع های نوری با طول موج کوتاه و دیگری با طول موج بلند.

بیلان انرژی ورودی به زمین و بازتاب آن توسط زمین در هیدرولوژی اهمیت زیادی دارد. وقتی تابش خورشید به سطح زمین بر خورد می کند دو حالت پیش می آید یا جذب می شود و یا منعکس می گردد. تابش منعکس شده را بازتاب یا (Albedo) آلبیدو می گویند تشعشعات خورشیدی در طیف وسیعی از طول موج صورت می گیرد. طول موج بر حسب میکرومتر (یک میلیون متر)، و یا انگستروم ($۱۰^{-۱۰}$ متر)بیان می شود. به طور کلی این تشعشعات با توجه به طول موج درسه طیف ماوراء بنفش، مرئی و مادون قرمز طبقه بندی می شود. بیشترین انرژی تابش خورشیدی حدود ۹۹ درصد در محدوده طول موج کوتاه بین ۰/۴ تا ۰/۸ میکرومتر و یا طیف مرئی صورت می‌گیرد .

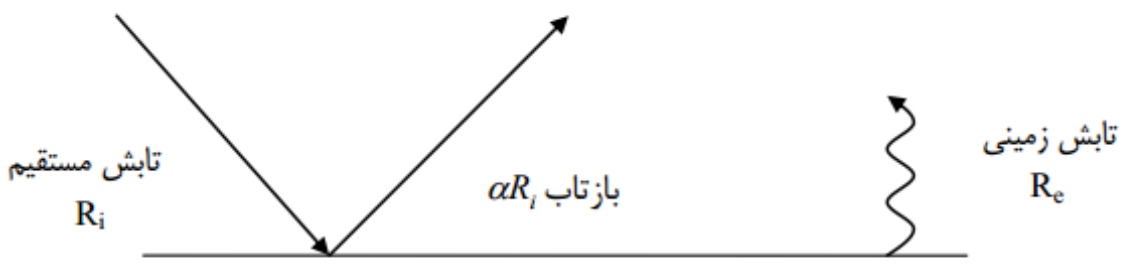
از مجموع تابش‌های خورشیدی مقدار ۲۳ درصد در منطقه طیف مادون قرمز و ۶۸ درصد در منطقه قابل روئیت و ۹ درصد در محدوده ماوراء بنفش قرار دارد.

طول موج ماوراء بنفش در محدوده ۰/۲۵ تا ۰/۴ میکرون

طول موج مرئی در محدوده ۰/۴ تا نزدیک به ۰/۹ میکرون

طول موج بلند در محدوده ۰/۹ تا ۱۰ میکرون

مقدار انعکاس تابش خورشیدی به طبیعت محیطی که اشعه وارد آن می‌شود بستگی دارد و با ضریب آلبیدو (α) مشخص می‌شود مقدار این ضریب بین صفر و ۱ می‌باشد مثلاً آب عمیق بیشترین مقدار تابش خورشید را جذب می‌کند و ضریب بازتاب آن خیلی کم و حدود ۰/۰۶ است ولی برف تازه بیشترین تابش خورشیدی را منعکس می‌کند و α آن حدود ۰/۹ می‌باشد. شکل (۲-۱) بیلان تابش خورشیدی را در سطح زمین نشان می‌دهد.



شکل (۲-۲) بیلان تابش خورشید در سطح زمین

مقدار تابش خورشیدی در زمین در هر لحظه برابر با اختلاف تابش جذب شده $(1-\alpha)Ri$ و تابش ساطع شده از زمین است یعنی:

$$R_n = R_i(1-\alpha) - \mathrm{Re} \qquad (۱-۲)$$

که در آن:

R_n تابش خالص در زمین

R_i تابش مستقیم ورودی به زمین

α ضریب آلبیدو

R_e تابش زمینی که از زمین ساطع می‌شود.

در ادامه این فصل مواردی به شرح زیر بررسی می شود

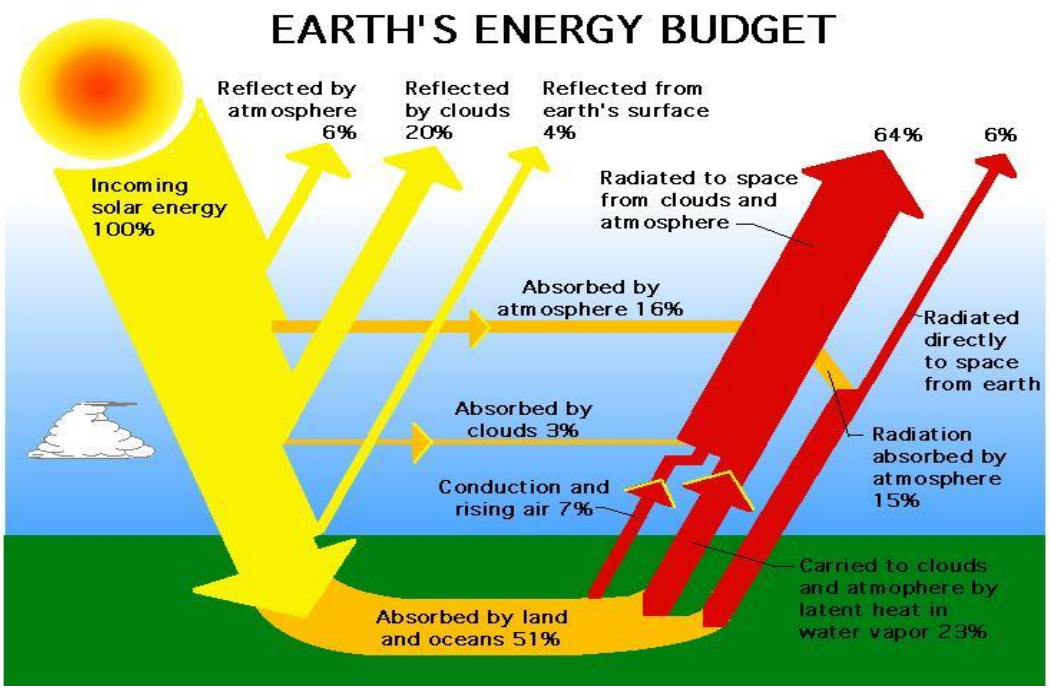
۲-۶- بیلان تابش در سطح زمین

شدت تابش خورشیدی که به اتمسفر می‌رسد توسط سه عامل انتشار در اتمسفر، جذب توسط ابرها و زاویه تابش ورودی (که خود تابع عرض جغرافیائی، فصل و ساعت تابش در روز است) قبل از رسیدن به سطح زمین کاهش می یابد. بر اساس میانگین سالانه مولفه‌ها مختلف بیلان حرارتی زمین و اتمسفر مطابق شکل (۲-۳) می‌باشد.

همانگونه که ملاحظه می‌شود حدود نیمی از تابش‌های خورشید (۵۱ واحد) به زمین می‌رسد و جذب می‌شود. و حدود ۱۹٪ جذب مواد در اتمسفر شده و ۳۰ درصد منعکس می‌شود. از این مقدار ۲۱ واحد با طول موج بلند خارج می‌شود ۲۳ واحد حرف تبخیر آب و به صورت شار گرمای نهال تبخیر به اتمسفر برمی‌گردد. ۷ واحد به صورت شارگرمای ویژه صرف گرم کردن هوای اطراف زمین می‌شود.

۲-۷- حرکت کره زمین و تغییرات تابش در سطح آن

مقدار انرژی خورشیدی که به سطح زمین می‌رسد تابعی از فاصله خورشید تا زمین، ارتفاع خورشید با زاویه تابش آن و مدت تابش است. از آنجا که این پارامترها در هر محلی متفاوت است. بنابراین با توجه به گردش وضعی زمین به دور خورشید در مدار بیضی شکل که در هر موقع از سال با فاصله متفاوتی از سطح زمین قرار می‌گیرد. تغییرات فصلی در مقدار تابش دریافتی در سطح زمین ایجاد می‌شود. شکل (۲-۴) تغییرات فاصله زمین از خورشید را در فصول مختلف و بخصوص تابستان و زمستان نشان می‌دهد.



۲-۸- جریان‌های آشفته در سطح زمین

همانگونه که اشاره شد بیلان انرژی در زمین و اتمسفر نا برابر بوده و همین امر باعث حرکت یک سری از جریان‌های انتقالی انرژی و همینطور جرم و اندازه حرکت در سیستم اتمسفر و زمین می‌شود. این تبادل انرژی در درون و بین اقیانوس‌ها، خشکی‌ها و اتمسفر اتفاق می‌افتد.

وقتی که جریان باد در سطح زمین می‌وزد، تولید اصطکاک و آشفتگی در جریان هوا را می‌کند. حرکت حجمی افقی هوا در جریان گردابی آشفته، گرمای نهال تبخیر و گرمای ویژه را با خود حمل می‌کند.

درجه حرارت (Temperature): درجه حرارت شاخصی از شدت گرما می‌باشد. برای اندازه‌گیری درجه حرارت از دماسنج یا ترمومتر استفاده می‌شود. در ایستگاه‌های هواشناسی معمولا روزانه دو بار درجه حرارت قرائت و ثبت می‌شود. اگر از سطح زمین به طرف بالا صعود کنیم، مشاهده خواهد شد که به تدریج از دمای هوا کاسته می‌شود که دلایل عمده آن عبارتند از: دور شدن از منبع گرما که در این مورد سطح زمین است، کم شدن دانسیته بخار آب، انبساط هوا بدلیل کم شدن فشار

$^{o}C = (^{o}F - 32)\ (5/9)$

رطوبت (Moisture): به مقدار آبی که به صورت بخار در هوا وجود دارد، رطوبت گفته می‌شود. وجود بخار آب در اتمسفر به دلیل انتقال آب از سطح مرطوب به هوا می‌باشد، که در اثر تبخیر و تعرق صورت می‌گیرد. بخار آب بخش بسیار کوچکی از ترکیبات جو را تشکیل می‌دهد (۰ تا ۴ درصد حجمی)، اما نقش بسیار مهمی در بیلان گرما و پدیده‌های مختلف جوی بر عهده دارد. معمولاً رطوبت هوا به وسیله رطوبت‌سنج یا سایکرومتر اندازه‌گیری می‌شود.

رطوبت مطلق (Absolute Humidity): وزن بخار آب در واحد حجم هواست و تغییرپذیر می‌باشد. در هیدرولوژی کاربرد زیادی ندارد. (واحد مترمکعب)

رطوبت ویژه (Specific Humidity): وزن بخار آب در هر واحد وزن هوای مرطوب است. خاصیت ثابت‌پذیری بیشتری نسبت به رطوبت مطلق دارد. (واحد: گرم بخار آب بر گرم هوای مرطوب یا گرم بر کیلوگرم هوای مرطوب)

رطوبت نسبی (Relative Humidity): در هیدرولوژی کاربرد زیادی دارد. وقتی از رطوبت نام برده می‌شود، منظور اصلی همان رطوبت نسبی است.

$$RH = \left[\frac{\text{مقدار بخار آب موجود در هوا}}{\text{حداکثر گنجایش هوابرای پذیرش بخار آب در همان دما}}\right] \times 100$$

$$RH = \left[\frac{\text{فشار واقعی بخارآب}}{\text{فشار بخاراشباع در همان دما}}\right] \times 100 \approx \frac{e}{e_s} \times 100$$

روابط بین سنجه‌های رطوبت دستیابی مستقیم به بیشتر نمایه‌های رطوبت که در بالا شرح داده شد، نیاز به روشهای بسیار پیچیده آزمایشگاهی دارد که در تجزیه و تحلیلهای هیدرولوژی به سهولت حاصل نخواهد شد. با وجود این در هیدرولوژی با استفاده از روابط عددی ساده‌تر بعضی پارامترهای مشکل را از پارامترهای ساده به دست می‌آورند.

بطور مثال رطوبت نسبی را می‌توان با استفاده از داده‌های دمای تر و خشک، خیلی سریع محاسبه کرد. با داشتن رطوبت نسبی، فشار جزیی بخار آب نیز به دست می‌آید زیرا همان طوری که بیان شد رطوبت نسبی برابر است با نسبت فشار جزیی بخارآب به فشار بخار اشباع که با داشتن دما، فشار بخار اشباع از معادله زیر بدست می آید

$$e_s = 0.611 \exp\left(\frac{17.27T}{T + 237.3}\right)$$

در این روابط e فشار جزیی بخارآب و e_s فشار بخار اشباع می‌باشد. وقتی فشار جزیی بخارآب از فرمول سادهٔ بالا به دست آمد بقیه پارامترها مثل رطوبت مطلق، رطوبت ویژه و نسبت اختلاط را می‌توان با فرمول‌های زیر به سرعت محاسبه کرد. مثلاً رطوبت مطلق برابر خواهد بود با:

رطوبت مطلق = 217 (e/T) (۲۴-۳)

در این فرمول:

T = دمای هوا بر حسب درجه کلوین

e = فشار بخار بر حسب میلی بار

که با توجه به آن رطوبت مطلق بر حسب گرم در متر مکعب بدست می‌آید و یا رطوبت ویژه برابر است با:

رطوبت ویژه = 622 (e/p) (۲۵-۳)

که در آنها p فشار جوّ (میلی بار)، e فشار بخار آب (میلی بار) بوده و مقادیر رطوبت ویژه و نسبت اختلاط بر حسب گرم بر کیلوگرم می‌باشند.

جدول ۳-۱۲ تغییر رطوبت نسبی (٪) با دمای هوا و تفاوت دمای تر و خشک (برای تخمین درصد رطوبت نسبی دمای هوای خشک را در ستون عمودی و تفاوت دمای خشک و تر را در ردیف افقی آورده و محل تقاطع آنها را پیدا کنید).

دمای هوا (خشک) °C	تفاوت دمای تر و خشک (°C)															
	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
-10	91	60	31	2												
-8	93	65	39	13												
-6	94	70	46	23	0											
-4	96	74	53	32	11											
-2	98	78	58	39	21	3										
0	100	81	63	46	29	13										
2	100	84	68	52	37	22	7									
4	100	85	71	57	43	29	16									
6	100	86	73	60	48	35	24	11								
8	100	87	75	63	51	40	29	19	8							
10	100	88	77	66	55	44	34	24	15	8						
12	100	89	78	68	58	48	39	29	21	12	4					
14	100	90	79	70	60	51	42	34	26	18	10	3				
16	100	90	81	71	63	54	46	38	30	23	15	8				
18	100	91	82	73	65	57	49	41	34	27	20	14	7			
20	100	91	83	74	66	59	51	44	37	31	24	18	12	6		
22	100	92	83	76	68	61	54	47	40	34	28	22	17	11	6	
24	100	92	84	77	69	62	56	49	43	37	31	26	20	15	10	5
26	100	92	85	78	71	64	58	51	46	40	34	29	24	19	14	10
28	100	93	85	78	72	65	59	53	48	42	37	32	27	22	18	13
30	100	93	86	79	73	67	61	55	50	44	39	35	30	25	21	17
32	100	93	86	80	74	68	62	57	51	46	41	37	32	28	24	20
34	100	93	87	81	75	69	63	58	53	48	43	39	35	30	26	23
36	100	94	87	81	75	70	64	59	54	50	45	41	37	33	29	25
38	100	94	88	82	76	71	66	61	56	51	47	43	39	35	31	27
40	100	94	88	82	77	72	67	62	57	53	48	44	40	36	33	29

باد و فشار هوا: اتمسفر زمین به علت وزنی که دارا می‌باشد، فشاری را بر سطح زمین اعمال می‌کند. فشار اتمسفر در وضعیت متعارف ۱۰۱۳/۲ میلی‌بار می‌باشد. به نظر می‌رسد سیستم فشار در کره زمین به صورت سلول‌هایی در مدارات مشخص توزیع شده باشد. بدین ترتیب که در هر دو نیمکره شمالی و جنوبی در مدارات متوسط (۲۵ تا ۳۵ درجه) مراکز پرفشار وجود داشته و بین این دو باند پرفشار یک نوار کم فشار در حوالی استوا وجود دارد. نوارهای کم فشار دیگری نیز در نواحی زیرقطبی وجود دارد. تغییر فشار در سطح کره زمین تنها به دلیل دما نبوده، بلکه عوامل دیگری مانند توزیع خشکی‌ها و دریاها در سطح کره زمین نیز در آن دخالت دارند. به دلیل وجود کمربندهای فشاری در سطح کره زمین الگویی از حرکت هوا به صورت **باد** به وجود می‌آید، که باعث جریان هوا یا باد از مراکز پرفشار به سمت مراکز کم‌فشار می‌شود.

بر اساس رابطه لاپلاس با اضافه شدت تصاعدی ارتفاع، فشار هوا به صورت هندسی کاهش می یابد.

$$P = 1013.2\ (1 - \frac{0.0065}{288}\ Z)^{5.25}$$

بر اساس قوانین گازها، فشار هوا تابعی از چگالی هوا و دما است:

$$P = \rho_a\ RT$$

توده‌های هوا (Air mass): توده هوا به حجم بسیار وسیعی از هوای اتمسفر گفته می‌شود که خصوصیات آن از نظر درجه حرارت و رطوبت، در جهات افقی یکنواخت باشند. از نظر اندازه، یک توده هوا ممکن است سطحی معادل هزارها کیلومترمربع داشته باشد و ارتفاع آن نیز بالغ بر چندین ده کیلومتر باشد.

جبهه (Front): هنگامی‌که دو توده هوا با خصوصیات مختلف با هم برخورد می‌نمایند، مرز دو توده سطحی خواهد بود که در دو طرف آن دما، رطوبت و فشار تفاوت چشمگیری دارند. این مرز را جبهه یا خط گسستگی گویند. توده‌های هوا و جبهه‌هایی که از برخورد آن‌ها به وجود می‌آیند، بزرگترین نقش را در تولید نزولات جوی هر منطقه برعهده دارند. بسته به حرکت توده‌های هوا جبهه‌های مختلف تشکیل می‌شود که عبارتست از:
جبهه گرم(Warm Front) و جبهه سرد (Cold Front)

جبهه گرم: اگر یک توده هوای گرم روی زمینی که قبلاً هوای آن سرد بوده است جریان پیدا نماید، گفته می‌شود که یک جبهه هوای گرم در حال آمدن است.

جبهه سرد: وضعیتی است که در آن هوای گرم توسط هوای سرد جابجا می‌شود.

هدف این فصل بررسی مقدار بخار آبی است که در حجم مشخصی از هوا وجود دارد. توده‌ای از هوا را در نظر بگیرید. این توده‌ی هوا از ذرات مختلفی مثل اکسیژن، ازت، آب (که به صورت بخار است) و ... تشکیل شده است. سبک ترین ذره در توده‌ی هوا بخار آب است. در ادامه با اندازه گیری پارامترهای یک توده‌ی هوا به میزان رطوبت آن توده دست پیدا می‌کنیم و تخمین می زنیم که از این توده‌ی هوا چه مقدار آن قابل بارش است. اگر ρ_a چگالی هوای مرطوب باشد:

$$\rho_a = \rho_v + \rho_d$$

که در رابطه‌ی بالا ρ_v چگالی بخار آب، ρ_d چگالی هوای خشک است.

۲-۱۱- آب قابل بارش

مقدار بخار آب موجود یا رطوبت موجود در هر ستون از هوای مرطوب که ارتفاع آن از سطح زمین شروع شده و تا نقطه ای مشخص ادامه داشته باشد، را آب قابل بارش[۲۱] در آن ستون هوا می گویند. این مقدار آب در واقع توان تولید باران در شرایط مذکور در آن هوای مرطوب خواهد بود.

اگر dz یک المان طولی در ستونی از هوا با سطح مقطع A در نظر گرفته شود، جرم هوای موجود در این المان برابر است با:

$$ma = \rho_a . A.dz \qquad \text{یا} \qquad ma = \rho_a \times v \tag{۴۵-۲}$$

و جرم رطوبت موجود در هوا برابر است با:

$$dm_v = q_v . \rho_a . A.dz \tag{۴۶-۲}$$

به این ترتیب مجموع آب قابل بارش در این ستون بین دو ارتفاع Z_1 تا Z_2 برابر است با:

$$Mp = \int_{z_1}^{z_2} q_v . \rho_a . A.dz \tag{۴۷-۲}$$

با استفاده از اختلاف ارتفاع Z و انتگرال بالا، جرم آب قابل بارش در هر کدام از لایه های هوا محاسبه می شود.

$$\Delta m_p = \overline{q}_v . \overline{\rho}_a . A.\Delta z \tag{۴۸-۲}$$

$\overline{q}_v$ و $\overline{\rho}_a$ به ترتیب میانگین مقادیر رطوبت ویژه و دانسیته هوا در آن لایه هوا می باشد. با جمع اجرام رطوبت لایه های هوا، مجموع آب قابل بارش در ستون هوا بدست می آید که می توان از رابطه زیر آن را به ارتفاع آب قابل بارش تبدیل کرد.

$$D = \frac{Mp}{\rho_w . A} \tag{۴۹-۲}$$

در این رابطه A سطح مقطع ستون هوا و ρ_w دانسیته آب $1000 kg/m^3$ است. این ارتفاع آب قابل بارش توصیفی از بارش محتمل در یک منطقه است.

۲-۱۲- حداکثر بارش محتمل

بر پایه نظریه سازمان جهانی هواشناسی (WMO, 1983) حداکثر بارش محتمل PMP [۲۲] بیشترین ارتفاع بارشی است که در دوره زمانی معین در یک حوضه به وقوع می پیوندد. چو و همکاران (۱۹۸۸) تعریف جامع تری را برای حداکثر بارش محتمل بدین صورت بیان می کند که بیشترین ارتفاع بارشی است که امکان ریزش آن از نظر فیزیکی در یک محدوده جغرافیایی و در یک زمان معین از سال منطقی باشد. معمولا اثر تغییر اقلیم در برآورد این کمیت در یک دوره زمانی طولانی در نظر گرفته نمی شود. حداکثر سیلاب محتمل(PMF) [۲۳] ناشی از تبدیل این مقدار بارش در سطح حوضه می باشد. اصولا این کمیت یک عدد کاملا واقعی نیست زیرا نمی توان آنرا به طور کاملا دقیق برآورد کرد و یا به آن احتمال خاصی از نظر رخداد نسبت داد، اما محاسبه آن به عنوان معیار طراحی در پایداری سدهای بزرگ توجیه شده است.

برای محاسبه حداکثر بارش محتمل دو روش یکی آماری و دیگری روش فیزیکی یا سینوپتیکی ارائه شده است. روش سینوپتیکی خود به دو مدل کوهستانی [۲۴] و غیر کوهستانی [۲۵] تقسیم می‌شود.