

بررسی اقلیمی شاخص های خشکی و خشکسالی

Mohammad Reza Kaviani, Ph.D
University of Isfahan

Climatic Investigation on Aridity and Drought indices.

A great part of our country , and one third of the world's continents are arid and semi-arid, having problems to meet their water needs. Although different factors are responsible for this aridity, the arid regions mostly suffer from water shortage in relation to the potential evaporation . Therefore aridity is a permanent character of climatic reactions in these regions.

Regardless of some factors, (e.g. distance from humidity source , orography effect, water upwelling etc) we learn that the main cause of the aridity on the larger world scale is the descending of air masses and its following adiabatic warming, and strong thermodynamic stability. The result of this is often a clear and cloudless sky, and consequently the reduction of Precipitation in the summer months. In spite of this complexity in the nature of the aridity, there have been many attempts to make a formula for touching aridity and drought . As a great part of our country is covered with arid and semi - arid areas, and usually suffers from severe drought, the choice and application of a method, that could lead to more accurate knowledge about the extent and the manner of spreading drought, can help the organizers to reduce the effects of this natural disaster.

In this paper, we introduce some valid and important indices for aridity and drought , and we emphasize its application to the climatic condition in Iran.

خلاصه

گروه مجتهدان مسأله خشکی را شکل دهنده بیابان های اصلی زمین به شمار می آورند،

با این حال روش و معیارهای تعیین مرز خشکی در میان آنها متفاوت است و ضرایب تجربی و فرمولهای متفاوتی به شرح ذیل پیشنهاد نموده‌اند:

- ۱- فرمولهایی که معرف رابطه بین بارش سالانه (P برحسب میلی‌متر) و مجموع دما (T برحسب سانتی‌گراد) برای سال و یا دوره های مختلف در طول فصل گرم می باشند.
- ۲- فرمولهایی که بر اساس رابطه بین بارش و تبخیر استوار است.
- ۳- فرمولهایی که به وابستگی بین بارش و دما و رطوبت نسبی اهمیت بیشتری داده است.
- ۴- فرمولهایی که کسری اشباع و کسری تبخیر را مد نظر قرار داده است.
- ۵- فرمولهایی که رابطه بین ذخیره آب زمین و مجموع دما را بعنوان ضریب خشکی بکار گرفته است.

انتخاب صحیح یک ضریب اقلیمی برای مناطق مختلف جهان، آسان نیست، زیرا کاربرد هر فرمول اقلیمی در مناطقی بهترین جواب را می‌دهد که با اقلیم محل ابداع، شباهت و یا نزدیکی بیشتری داشته‌باشد. از طرف دیگر محدودیت عناصر اقلیمی مورد سنجش، عاملی است که کارایی بعضی از فرمولها را محدود می‌کند. برای مثال کاربرد فرمولهایی که متکی به داده‌های تابش است گرچه دقت بیشتری دارد با این حال کمتر مورد استفاده قرار می‌گیرد. در این مقاله تقریباً کلیه ضرایب معتبر تعیین خشکی را نشان داده و بر کاربرد نمونه‌هایی از آن که می‌تواند برای شرایط اقلیمی ایران مفید باشد تأکید نموده‌ایم. در این جهت به نحوه محاسبه ضریب خشکسالی پالمر به عنوان بهترین شیوه شناخت درجات خشکسالی پرداخته و کاربرد آن را برای ایران توصیه نموده‌ایم.

واژه‌های کلیدی :

خشکی، خشکسالی، ضرایب خشکی و خشکسالی، نسبت باون، ضریب رطوبت قابل دسترس، ال‌نینو، چرخشهای مداری و نصف‌النهاری، کسری رطوبت خاک، موقعیت رطوبت محیطی، ضریب شدت خشکسالی پالمر.

مقدمه

بخش وسیعی از کشور ما و تقریباً یک سوم قاره‌های زمین با خشکی مواجه بوده و از نظر تأمین شرایط رشد نباتات قابل کشت با کمبود آب مواجه می‌باشند. گرچه عوامل مختلفی در

ایجاد خشکی سرزمین‌های مزبور سهیم می‌باشند، با این حال وجه مشترک همه آنها تقریباً عدم کفایت باران در قیاس با تبخیر بالقوه محیط است که نیاز آبی گیاهان را با مشکل مواجه می‌سازد. بنابراین واژه «خشک» نمایانگر عدم کفایت بارندگی و نوعی ویژگی دایمی اقلیمی در یک منطقه است. با چشم پوشی از استثناهایی چند (از قبیل دوری از کانونهای رطوبت، اثرات اوروگرافی و بالایی آبهای سطحی و غیره) شاید بتوان منشأ اصلی خشکی مزبور را در مقیاس وسیع و جهانی در نشست توده‌های هوا خلاصه کرد که با ایجاد گرمای آدیاباتیکی و پایداری شدید ترمودینامیکی همراه است و حاصل این نشست دینامیکی، آسمان غالباً صاف، فقر ابر و در نتیجه کاهش میزان ریزشهای جوی، به‌ویژه در فصل تابستان است (کاوایانی ۱۳۶۲). از خصوصیات دیگر مناطق خشک، بی‌نظمی شدید ریزش، همراه با نوسانات کیفی چرخه‌های هوا و تغییرات ناگهانی شرایط زیست در مکان و زمان است که غالباً از نحوه انتشار آبهای جاری ناپیوستگی و پراکنندگی پوشش گیاهی و تفرق سکونتگاههای انسانی به‌خوبی شناخته می‌شود.

هرچند کمبود بارش یکی از مهمترین ویژگیهای اقلیمی مناطق خشک محسوب می‌شود، اگر میزان آن جدا از عوامل دیگر مورد توجه قرار گیرد یک شاخص گمراه کننده است، لذا معیار بارش می‌بایست در قیاس با مقدار آبی مورد نظر قرار گیرد که گیاهان بر اثر تبخیر و تعرق ازدست می‌دهند. در این صورت می‌توان درباره منابع آب ناظر بر محیط آگاهی لازم به دست آورد.

اگر بارش بعد از ریزش به سرعت دستخوش تبخیر واقع شود، مقادیر زیادتری از آن برای رشد فعال گیاه ضرورت پیدا می‌کند. وانگهی شرایط خاک، دما، باد و تابش همه عواملی هستند که بر تبخیر اثر می‌گذارد و در معادله‌ای که معرف اثربخشی باران است سهیم می‌باشند. با توجه به پیچیدگیهای موجود در طبیعت خشکی، جای تعجب نیست که کوشش‌های زیاد در جهت لمس آن صورت گرفته و فرمولهای متعددی تا کنون ابداع شده‌است که گستره خشکسالی‌ها را نیز شامل می‌شود. از آنجا که بخش وسیعی از کشور ما در سیطره اقلیم خشک قرار دارد و گیاه و بی‌گاه دچار خشکسالی‌های شدید می‌شود، لذا انتخاب و کاربرد روشی که بتواند معرف شناخت دقیق‌تر آستانه‌های خشکسالی باشد می‌تواند برنامه‌ریزان را در تعدیل این بلای بزرگ طبیعی یاری دهد. در این مقاله به معرفی شاخصهای معتبر خشکی و خشکسالی پرداخته و به امکان کاربرد بعضی از آنها در شرایط اقلیمی ایران اشاره نموده‌ایم.



به نظر می‌رسد که کاربرد ضرابی که صرفاً بر اساس رابطه بین بارش و دما تهیه شده است، نمی‌تواند معرف ماهیت واقعی اقلیم خشک باشد، بلکه تبخیر به عنوان یک عامل ترکیبی، اثرات تعیین کننده تری بر خشکی اعمال می‌نماید. در این مورد نیز نقش عناصر مختلف جوی متفاوت است که با توجه به شرایط محلی، اثرات متفاوتی به جا می‌گذارند. برای مثال هولمز (1985) در کانادا به اهمیت عنصر تابش در مقایسه با سایر عناصر جوی اشاره نموده است. جدول ۱ نتایج بررسی وی را نشان می‌دهد.

جدول ۱ ضریب همبستگی بین داده‌های تبخیر سنج و تغییرات روزانه عناصر هواشناختی. طبق بررسی هولمز ۱۹۸۵.

عناصر جوی	تبخیر سنج بلانی	تبخیر سنج بشکه‌ای سیاه	بشکه ۴ پائی
تابش	۰/۷۷۱	۰/۶۰۳	۰/۶۰۱
کسری فشار بخار آب	۰/۷۱۹	۰/۶۹۵	۰/۴۵۷
دمای هوا	۰/۴۶۰	۰/۴۲۱	۰/۳۰۴
سرعت باد	۰/۲۶۹	-۰/۰۱۲	۰/۲۳۲

بسیاری از اقلیم‌شناسان به جای عنصر تابش از دما استفاده کرده‌اند، در حالی که عامل دما نمی‌تواند جایگزین واقعی تابش باشد. بررسی انجام شده توسط روسل و تامپسون (1975) Russell and Thompson در دی‌یلست هلند نشان می‌دهد که معدل دمای این ایستگاه، در ماه نوامبر ۴/۵ درجه سانتی‌گراد و معدل تابش روزانه ۶۷ لانگلی می‌باشد، در حالی که این ارقام برای ماه مارس به ترتیب ۵ سانتی‌گراد و ۱۹۵ لانگلی گزارش شده است. نامبردگان اشاره می‌کنند که محاسبه تبخیر پتانسیل بر اساس تابش خورشید برای ماه مارس ارقامی به دست می‌دهند که حدود چهار برابر بیشتر از ماه نوامبر می‌باشد. بنابراین به نظر می‌رسد که کاربرد ضرابی که بر پایه رابطه بین بارش و تبخیر پتانسیل و به ویژه تابش استوار است، ارزیابی دقیق تری از شرایط رطوبت اقلیم به دست می‌دهد. امروزه متداول ترین و شاید عملی ترین روش های تعیین مرز خشکی همچنان به روش کوپن (1931) Koppen، تورنت وایت (1948) Tornthwaite و میگز (1953) Meigs تعلق دارند، گو این که سالهای درازی از آغاز طرح روشهای مزبور می‌گذرد.

کوپن در تقسیم بندی خود از نواحی خشک، به فصل ریزش باران توجه نموده است. تأثیر

بارانی که در فصل گرم تابستان ریزش می‌کند، نسبت به همان مقدار باران زمستان کمتر است. بر این اساس کوپن اقلیم خشک و نیمه خشک را توسط سه عامل دما، بارش و فصل ریزش از نواحی مرطوب جدا می‌کند.

تقسیم بندی تورنت وایت بر اساس اثر بخشی بارش (P/E)، دما (T/E) و فصل توزیع بارش استوار است. سیستم تقسیم بندی وی پیچیده‌تر از سیستم تقسیم بندی کوپن می‌باشد و عنصری که محدوده منطقه خشک را تعیین می‌کند. یعنی اثر بخشی بارش بر اساس جمع ارقام دوازده ماهه، حاصل فرمولی است که در آن دما نقش متغیر مهمی ایفا می‌نماید. وی ادعا می‌کند که از مقایسه نسبت بارش و تبخیر (P/E) با بارش موجود، می‌توان به ضریب رطوبتی دست یافت که می‌تواند برای تفکیک محدوده مناطق خشک از سایر مناطق به کار آید. بر این اساس محدوده اقلیم خشک با عدد ۲۰ - مشخص می‌شود. میگز با حمایت کمیته تحقیق مناطق خشک یونسکو، سیستمی به شرح ذیل پیشنهاد نموده است.

مناطق (S) شامل مناطقی است که باران کافی برای رشد انواعی از محصولات کشاورزی دریافت می‌دارند و گیاهان غالب منطقه را علفزارها تشکیل می‌دهند. وی مناطق بسیار خشک (E) را مناطقی می‌داند که دوره خشک آن شامل دوازده ماه سال و فاقد باران قابل توجه باشد. ضریب رطوبت تورنت وایت در تقسیم بندی میگز به کار می‌رود و برای تفکیک اقلیم فوق به ترتیب ارقام ۲۰-، ۴۰- و ۵۷- پیشنهاد شده است. میگز به روش کوپن در اهمیت توزیع فصلی بارش و روش تورنت وایت در اهمیت فشار حاصل از دما به عنوان عامل مؤثر در رشد گیاه و رسیدگی محصول توجه فراوان نموده است. جایی که آب برای آبیاری مناطق خشک در دسترس باشد، دما نسبت به رطوبت، تأثیر اهمیت بیشتری در اقلیم محل کسب می‌نماید. از این رو در نقشه تقسیم بندی اقلیم مناطق خشک جهان که وی تهیه نموده است تعدادی تقسیمات فرعی وجود دارد که شامل سردترین و گرمترین ماه، ۳/۰ اینچ باران زمستانی با دمای زیر صفر درجه و ۱۳ اینچ باران تابستانی با میانگین دمای بین ۲۰ تا ۳۰ درجه سانتی‌گراد می‌باشد.

در جدول ۲ به ارائه کلیه فرمولها و تلاشهای معتبری پرداخته شده است که از ابداع اولین آنها در سال ۱۹۰۰ توسط کوپن آغاز شده و تا سال ۱۹۸۰ توسط سارکر- بیواس ادامه داشته است.

جدول ۲ ضرایب تعیین میزان خشکی، ابداع شده توسط محققان مختلف (استفن - استادلر^۱)

سال ابداع	نام محقق	بعضی مشخصات	فرمول
۱۹۰۰	کوپن 1	ارزیابی اقلیم خشک از طریق تعیین نوع گیاهان خشکی پسند	ندارد
۱۹۰۰	دوکوجف 2	تعیین خشکی از طریق مقایسه بارش سالانه به تبخیر سالانه	ندارد
۱۹۰۵	ترانسو 3	نسبت بارش (P) به تبخیر سالانه (E)	P/E
۱۹۱۰	پنک 4	مقایسه بارش سالانه به تبخیر سالانه یک سطح آب	ندارد
۱۹۱۱	اولد کاپ 5	مقایسه بارش (P) به تبخیر بالقوه. E از ضرب کسری اشباع هوا (d) با یک ضریب تناسب به دست می آید. تساری مزبور را می توان به صورت $\frac{P}{232d}$ نیز محاسبه نمود.	P/E
۱۹۱۸	کوپن	تعیین مرز خشکی از طریق مقدار معینی بارش. برای مثال میزان ۲۰۰ میلیمتر بارش سالانه، مرز اقلیم بیابانی از اقلیم استپی (در مناطقی که میانگین دمای سالانه بین ۵ تا ۱۰ در تغییر است) و یا ۳۲۰ میلی متر بارش سالانه برای مناطقی که متوسط دمای سالانه ۲۵ درجه است.	ندارد
۱۹۲۰	لنگ 6	عامل بارش از طریق مقایسه میانگین بارش سالانه به میانگین دمای سالانه	P/T
۱۹۲۲	کوپن	عامل بارش. مانند روش فوق	2(T+7)
۱۹۲۶	دمارتون 7	ضریب خشکی مانند روش فوق	P(T+10)
۱۹۲۶	مایر 8	کسری اشباع (D) بر حسب میلی متر) به جای تبخیر	P/D
۱۹۲۸	ریشل 9	همان فرمول دمارتون است که تعداد روزهای بارش (N) در صورت فرمول اضافه شده است.	NP/T+10
۱۹۳۲	شوشتاکیویچ 10	نسبت بارش (P) به دمای فصل رشد (t)	P/t × 10
۱۹۳۳	آمبرژه 11	یک کوشش جهت تعیین اثر فصلی دما بر خشکی. M میانگین دمای حداکثر گرمترین و m میانگین دمای حداقل سردترین ماه سال	(M+m)(M-m)
۱۹۳۴	گوروجینسکی 12	ضریب خشکی C. کسکانت ارتفاع، Tr اختلاف بین میانگین گرمترین و سردترین ماه سال، و Pr اختلاف بین کمترین و بیشترین بارش سالانه در طول ۵۰ سال. ضریب مزبور با درجه خشکی افزایش می یابد و به حداکثر رقم ۱۰۰ می رسد (واحدها، انگلیسی)	CT, Pr
۱۹۳۹	سلیانینف 13	اثر بارش در فصل رشد. فقط میانگین های دمای ماهانه بالاتر از ۱۰ درجه سانتی گراد با هم جمع می شوند.	$\sum_{12} \frac{P \times 10}{T} = T126A$

$\frac{P/E}{E=0.00.18(25+t)_2}$ $(100-a)$	نسبت بارش به تبخیر بالقوه. t معدل دما و a معدل رطوبت نسبی ماهانه	ایوانف 14	۱۹۴۱
$\frac{P}{T+10} + \frac{12P_d}{T_d+10}$	تجدید نظر در فرمول قبلی خود با توجه به دما و بارش خشک‌ترین ماه سال یعنی P_d و T_d	دمارتون	۱۹۴۲
$\frac{H+P}{\sum_{i=1}^{12} TN}$	ادغام شرایط رطوبت خاک در یک نسبت بارش/دما. H مقدار رطوبت خاک (تا حدودی به فرمول سلینیف شبیه است)	بروآ 15	۱۹۴۷
$I_b=100S/n$ $I_a=100d/n$ $I_m=I_b-0.6I_a$ $I_m=\frac{100S-60d}{n}$	بررسی خشکی از طریق ارزیابی بیلان آب. I_b ضریب رطوبتی، S زیاد بود رطوبت در فصل مرطوب، n کمبود آب در فصل خشک، I_a ضریب خشکی، I_m ضریب رطوبت	تورنت وایت 16	۱۹۴۸
$\frac{\sum g}{2.4(t-t_r)}$	ضریب خشکی $\sum g$ جمع باران مؤثر سالانه $t-t_r$ میانگین تفاوت سالانه دما نسبت به دمای تر و t_r فاکتوری است که به طول روز بستگی دارد	پوپوف 17	۱۹۴۸
$\frac{P}{0.7D}$	نسبت بارش (بر حسب اینچ) به کسری اشباع (D)	پریسکات 18	۱۹۴۹
$\frac{Eq}{Est}$	نسبت تبخیر واقعی (Ea) به تبخیر یک سطح استاندارد آب (Est)	اسکورسلف 19	۱۹۵۰
$\frac{R}{LP}$	ضریب تابشی خشکی R میانگین تابش خالص و L گرمای نهان تبخیر آب و P مقدار بارش	بودپیکو 20	۱۹۵۱
$\frac{P}{PE}$	نسبت بارش به تبخیر و تعرق بالقوه یک دوره معین	کوستین 21	۱۹۵۲
ندارد	از ضریب رطوبت تونوایت جهت تهیه نقشه تقسیم بندی مناطق خشک استفاده نموده است	میگز 22	۱۹۵۳
$P \leq 2T$	شدت و تداوم ماههای خشک از رابطه دما و بارش	گارسن 23	۱۹۵۵
$E=(1.465-0.0186B)$ $(0.44+0.11B)$ $\frac{100}{h} - I_e$	نسبت بارش به تبخیر $E.(P/E)$ میانگین ۲۴ ساعته تبخیر بر حسب اینچ. B سرعت متوسط باد بر حسب میل در ساعت، h میانگین فشار بخار آب بر حسب اینچ جیوه	بهاروچا- شانهاک 24	۱۹۵۷
ندارد	تجدید نظر در نقشه سال ۱۹۵۳. این نقشه بیشترین توجه جهانی را در شناخت سرزمین‌های خشک به خود جلب نمود.	میگز	۱۹۶۰
$S+x$	ضریب خشکی - رطوبتی. S فاکتور کمی بارش، و X طول روز در دوره بررسی	مه‌رمومچی 25	۱۹۶۲
$P > PE$	تعیین ماههای خشک بر اساس تعداد ماههایی که تبخیر بر بارش فزونی می‌گیرد.	ترول 26	۱۹۶۵
$(I+B)(I-C)$	کوششی است برای تعیین خشکی از بابت انرژی سطحی و شار رطوبت. B نسبت پاون* و C زیادی آب سالانه تقسیم بر بارش است. فرمول مزبور معادل ضریب تابشی خشکی بودیکو است.	لناو 57	۱۹۶۹

$\frac{p}{P + SM + IR}$	نسبت بارش فصل رشد به جمع مقدار آب مورد نیاز محصول در صورتی که کمبود آب تولید را محدود نکند. P بارش در طول فصل رشد، SM شروع فصل رشد، و IR آب مورد نیاز محاسبه شده در طول فصل رشد	سلای 28	۱۹۷۰
$\frac{P_p}{PE}$	ضریب رطوبت قابل دسترس (MAI) ** برای یک دوره معین، نسبت به جمع بارش ماهانه قابل انتظار، به ۷۵ درصد احتمال تبخیر و تعریق محاسبه شده. دامنه ارقام از صفر تا ۱	هارگریوس 29	۱۹۷۱
$\frac{p}{PE}$	نقشه توزیع مناطق خشک جهان بر اساس رابطه نسبت بارش به تبخیر بالقوه با استفاده از فرمول تجربی پنمن	سازمان یونسکو 30	۱۹۷۵
$\frac{PA}{PE}$	با استفاده و تغییر ضریب MAI و با توجه به دوره‌های هفتگی، در سطوح مختلف بارش واحتمال، PA باران حتمی در یک دوره معین و PE تبخیر و تعرق بالقوه برای همان دوره.	سارکر-بیلاس 31	۱۹۸۰

* (نسبت بیان Bowen Ratio) نسبت بین هرزگرمایی که از طریق گرمای محسوس (C) و گرمایی نهان (LE) به آنسرف صورت می‌گیرد. به عبارت

$$B = \frac{C}{LE}$$

** Moisture Available Index (MAI)

- 1- W. Koppen 2- V. Vokutchayev 3- E. N. Transeau 4- A. Penck 5- E. M. Oldekop 6- W. Leng
7- E. de. 8- A. Meyer 9- E. Reichel Martonne 10- V. B. Shostakovitch 11- L. Emberger 12- W. Gorozynski
13- G. T. Selianinov 14- N. N. Ivanova 15- N. V. Bova 16- C. W. Thornthwaite 17- V. P. Popov
18- J. A. Prescott 19- A. A. Skvortsov 20- M. I. Budyko 21- S. J. Kostin 22- P. Meigs
23- H. Gaussen 24- F. R. Bharvucha and G. Y. Shanbhag 25- V. Meher-Homji 26- C. Trollim.
27- H. Lettau 28- W. K. Sly 29- G. H. Hargreaves 30- UNESCO 31- R. P. Sarker and B. C. Biwas



در حالیکه خشکی یک صفت اقلیمی و نوعی ویژگی دایمی آب و هوایی مناطق خشک محسوب می‌شود، خشکسالی عارضه‌ای است که از کاهش غیرمنتظره بارش در مدتی معین در منطقه‌ای که لزوماً خشک نیست سرچشمه می‌گیرد. میزان این کاهش آنقدر است که روند عادی رشد را در منطقه مختل می‌سازد و اثرات بی‌درنگ و مضر بر کشاورزی و اثرات دراز مدت بر عرضه منابع آب به جامی گذارد. بنابراین خشکسالی ویژگی دایمی یک منطقه نیست و در هر رژیم آب و هوایی می‌تواند اتفاق افتد.

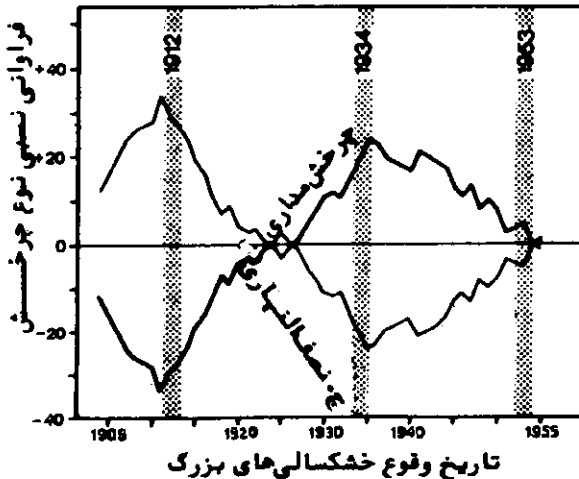
خطر ناشی از خشکسالی به مراتب بیشتر از خشکی است، زیرا سیستم‌های حیاتی منطقه خود را با وضعیت متعارف‌اعم از آب و هوای خشک یا مرطوب وفق می‌دهند و در شرایط موجود خطری آنها را تهدید نمی‌کند. در حالی که مواقعی که بارش در منطقه خیلی کمتر از حد متوسط باشد رطوبت موجود نیاز سیستم های حیاتی به آب را تأمین نمی‌کند و چه بسا که این

سیستم‌ها رویه نابودی روند. پدیده خشکسالی در صورت تکرار می‌تواند ویژگی خاص چنین منطقه‌ای شود و سیستم‌هایی حیاتی، سازگار با شرایط ایجاد شده جدید، در آن توسعه یابد. به عبارت دیگر خشکسالی بر اثر تکرار و مداومت، در محیط مرطوب نیز می‌تواند به خشکی اقلیمی تبدیل شود.

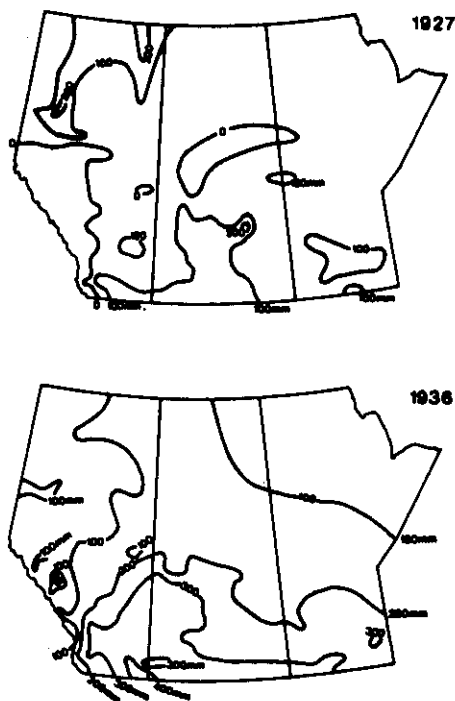
شاید بتوان ادعا نمود که در بین بلایای آتمسفریک و فاجعه‌های محیطی، مسئله خشکسالی که گاه به آهستگی و تدریجی و گاه به سرعت اثرات خود را آشکار می‌سازد بی‌مانند باشد. ضررهای اقتصادی ناشی از خشکسالی که شامل کاهش محصولات کشاورزی و کاهش رشد علوفه، تلف شدن احشام، اتلاف در انتقال آب و تولیدات هیدروالکتریک و بالاخره هزینه ترمیم دراز مدت خسارات حاصل از آن، بسیار قابل توجه است. این میزان بین سالهای ۱۹۰۰ تا ۱۹۶۶ در استرالیا حدود ۱۶۰۰ میلیون دلار و خشکسالی سال ۱۹۴۳ و ۱۹۴۴ به تنهایی ۲۶ میلیون دلار بوده است. تجربه مشابهی در آمریکا، نشان می‌دهد که زیان‌های ناشی از خشکسالی به استثنای زیان‌های ناشی از فرسایش باد و فرسایش خاک دو برابر خسارات ناشی از سیلاب است. برای مثال ناحیه جلگه بزرگ (Great Plain) آمریکا که یک ناحیه مهم و فعال کشاورزی است مورد باز رخداد مداوم خشکسالی است. ویلی نوفا (Villinov, 1956) نشان می‌دهد که بیشترین خشکی کمربند خشک کانادا در جنوب آلبرتا و مونی‌توبا در تقاطع ظاهر می‌شود که بیشتر زیرنفوذ آنتی سیکلون‌ها قرار دارند و موقعیت جت استریم تابستانی، کمربند خشک را در ناحیه نشست که تا ارتفاع ۳۰۰۰ متر در آتمسفر می‌رسد حدود ۱۰۰۰ کیلومتر به سمت جنوب جابه‌جا می‌کند. تصویر مشابهی در آمریکا وجود دارد. توماس (Thomas, 1967) به یک توالی ریتم دار تقریباً ۲۰ ساله و به چهار دوره خشکسالی بزرگ در آمریکا اشاره نموده است. وی اوج خشکسالی‌های مزبور را به سالهای ۱۸۹۲، ۱۹۱۲، ۱۹۳۴، و ۱۹۵۳ متعلق می‌داند.

به‌طور کلی امروزه پذیرفته‌ایم که خشکسالی‌های شدید، حاصل تغییرات چرخش آتمسفری است. برای مثال نامیاس (Namias, 1960) نشان داد که کمبود بارش که شمال شرق آمریکا را در بهار و تابستان سال ۱۹۶۲ و ۱۹۶۵ متأثر ساخته بود موج بارش بیشتری را تا مسافت زیاد در نواحی جنوبی و شمالی جلگه بزرگ به دنبال داشته است. شواهد نشان می‌دهد که این الگوی بارش همراه با دمایی زیر نرمال در همه فصول، حاصل استقرار یک تراف عمیق میان تروپوسفری غیر معمول بوده است، که باعث جهت‌گیری بیشتر شاخه شمالی تراف نسبت به

مواقع عادی و عامل ایجاد دمای پایین همراه بانسخت هوا و افزایش خشکی بوده است. بورشرت (1971) نشان داده است که بخشی از خشکسالی‌های شدید ناحیه جلگه بزرگ و جنوب غرب آمریکا که توماس به آن اشاره کرده است، مربوط به تغییرات در فراوانی چرخش مداری و نصف النهاری هوا در نیمکره شمالی است. همان گونه که در تصویر ۱ نشان داده شده است انطباق این چرخش‌ها با پدیده خشکسالی حاکی از این است که هر گاه الگوی مداری (مانند دهه ۱۹۱۰ و ۱۹۳۰) از فراوانی بیشتری برخوردار است اثر هوای خشک قاره ای بخصوص بر روی منطقه جلگه بزرگ بسیار شدید می‌باشد. با این وصف با چرخش و عقب نشینی الگوی مداری به سوی چرخش نصف النهاری سالهای ۱۹۳۵ و ۱۹۵۵، شرایط ملموس آنتی سیکلونی و آثار خشکسالی حاصل از آن، در طول دهه ۱۹۵۰ ایجاد شده است. الگوی خشکسالی ناحیه ای، به طور قابل توجهی سال به سال در تغییر است. همان گونه که در تصویر ۲ ملاحظه می‌شود در سال ۱۹۲۷ بیشترین نواحی جنوبی کانادا که معمولاً خشک تر است مرطوب تر بوده است، در حالی که در سال ۱۹۳۶ بخش بزرگی از ناحیه جنوبی جلگه بزرگ خشکسالی شدیدی نسبت به ناحیه شمالی که از شرایط مرطوب تر برخوردار است تجربه نموده است.

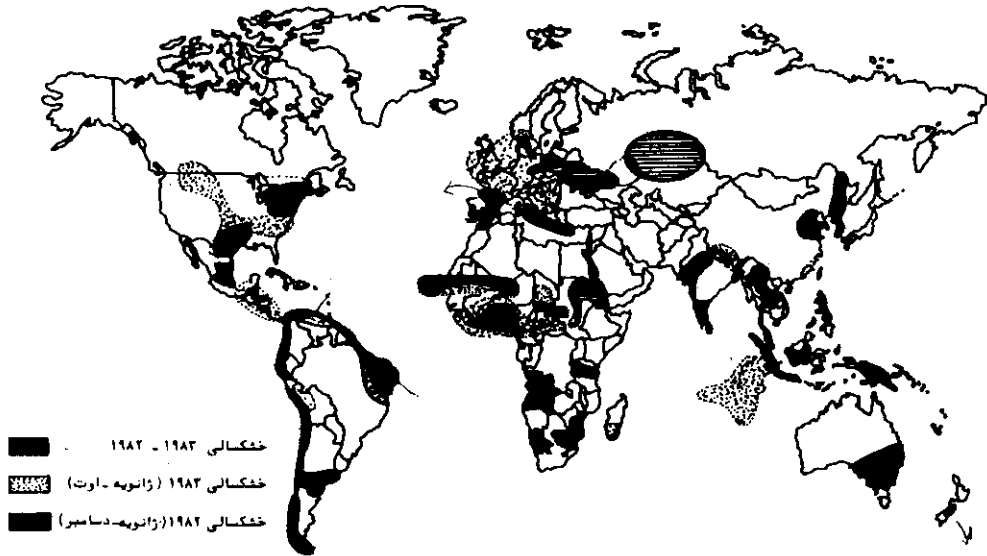


تصویر ۱ غلبه چرخش‌های مداری و نصف النهاری در نیمکره شمالی بین سالهای ۱۹۰۰ تا ۱۹۶۰ و وقوع خشکسالی‌های شدید در جلگه بزرگ و جنوب غرب آمریکا (طبق بررسی توماس ۱۹۶۲)



تصویر ۲ الگوی خشکسالی ناحیه‌ای در کانادا بین سالهای ۱۹۲۷ (تصویر بالا) و ۱۹۲۶ (تصویر پایین). خطوط تصویر معرف کسری رطوبت خاک (بر حسب میلی‌متر) می‌باشند.
طبق بررسی لی کوک (LayCock(1960)

اثرات جنبی پدیده‌ال نینو، در سیلاب‌های مهیب و هاریکن‌ها و خشکسالی‌های شدید آشکار می‌شود. بسیاری از اقلیم‌شناسان، خشکسالی‌های وسیع را با وقوع پدیده‌ال نینو مرتبط می‌دانند. با توجه به این‌که منطقه‌ ENSO، حدود ده درصد از سطح کره زمین را می‌پوشاند، جای تعجب نیست که تغییر در دمای سطح آب اقیانوس‌ها می‌تواند اثراتی بسیار دورتر از محل وقوع ال نینو از خود برجای گذارد. این اثرات بیشتر در تغییر توزیع بارش، توفانهای شدید، و خشکسالی‌ها خود را نشان می‌دهد. ال نینوی سال ۱۹۸۲ تا ۱۹۸۳ از بابت آثار وسیع جهانی در زمره یکی از شدیدترین فاجعه‌های هواشناختی به شمار می‌رود که تا کنون گزارش شده است. (به نقشه ۱ نگاه کنید)، بررسی خسارات مالی این خشکسالی ابعاد این فاجعه را به خوبی نشان می‌دهد.



نقشه ۱ مناطق دستخوش خشکسالی در اثنا و یا بلافاصله پس از وقوع ال نینوی سالهای ۱۹۸۱ تا ۱۹۸۳ طبق بررسی گلانتز (1987) Glantz.

جدول ۳ اثرات اقتصادی ناشی از آتش سوزی و خشکسالی طی حادثه ال نینوی سال ۱۹۸۲-۱۹۸۳ طبق بررسی روبینسون و سلرز (1999) Robinson and Sellers.

منطقه	خسارات مالی به میلیون دلار
آفریقای جنوبی	۱۰۰۰
جنوب هند و سریلانکا	۱۵۰
فیلیپین	۴۵۰
اندونزی	۵۰۰
استرالیا	۲۵۰۰
جنوب پرو و بولیوی	۲۴۰
مکزیکو- مرکز آمریکا	۶۰۰

اگر چه غالب خشکسالی‌های وسیع حاصل جابه‌جایی سیستم‌های درون چرخش سیاره‌ای بوده و از آن به‌نام خشکسالی‌های اقلیمی نام برده می‌شود با این حال خشکسالی‌های کشاورزی و خشکسالی‌های هیدرولوژیکی، ریشه در خشکسالی‌های اقلیمی دارند. خشکسالی‌های کشاورزی هنگامی روی می‌دهند که کسری رطوبت لایه ای از خاک، که ریشه گیاه از آن تغذیه می‌کند، به حد بحرانی رسد. در حالی‌که خشکسالی‌های هیدرولوژیکی به دوره ای گفته می‌شود که در آن مقدار جریان آب رودخانه‌ها و مخازن آب زیرزمینی و سطحی از حد بحرانی کمتر شود.

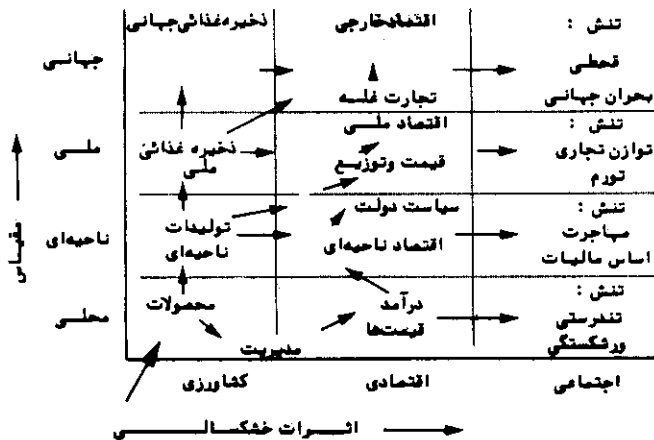
در حالی‌که خشکسالی‌های کشاورزی به فصل رشد محدود می‌شود، خشکسالی‌های هیدرولوژیکی می‌توانند ابعاد وسیع‌تری یافته و در طول سال و یا سالهای متمادی ادامه یابند. رشد جمعیت انسانی به‌موازات توسعه تکنولوژی و در نتیجه توسعه شهر سازی، حفر بی‌رویه چاه‌های عمیق و نیمه‌عمیق، گسترش صنایع به‌ویژه در امتداد رودخانه‌ها با مسائلی از قبیل کاهش جریان و پایین افتادن سطح آبهای زیرزمینی، ممکن است با کمبود آب شرب، کشاورزی، و صنعت همراه شود و در بسیاری از مناطق جهان به‌ویژه مناطق خشک و نیمه خشک، خشکسالی هیدرولوژیکی را به یک مسألهٔ بغرنج تبدیل نماید.

خشکسالی نه تنها اثرات سریع و مستقیمی بر کشاورزی به‌جا می‌گذارد بلکه اثرات غیر مستقیم و مضرری نیز به‌دنبال اختلال در رشد طبیعی محصولات کشاورزی به دنبال دارد. واریک و بودن (Warick and Bowden, 1981) به مطالعهٔ اثرات ناشی از خشکسالی پرداخته و معتقدند که معبر و گذرگاه خشکسالی‌ها می‌تواند به بحران‌های جهانی‌کشانده شود (به تصویر ۳ نگاه کنید).

ضرایبی که جهت لمس خشکسالی از دیر باز ابداع شده است بسیار متنوع و در مقایسه با شاخصهای خشکی از پیچیدگی بیشتری برخوردار است. از این‌رو ملاک تعیین شدت خشکسالی، در مآخذ علمی جهان، هم در زمینهٔ شاخص‌های مورد استفاده و هم در زمینهٔ اتخاذ روش، پیوسته دستخوش تغییر بوده‌است. پدیده‌های هواشناختی خشکسالی، ترکیبی از کسری رطوبت آتمسفر و خاک می‌باشد که از بیلان منفی آب محیط مشهود می‌گردد. از این‌رو پیچیدگی اکولوژیکی ویژهٔ پوشش نباتی و خاک در اقالیم مختلف جهان به‌ویژه اقالیم خشک و نیمه خشک عامل تغییر ضرایب خشکسالی بوده است.

آغاز بررسی وضعیت شدت خشکسالی به‌صورت کمی به سال ۱۸۸۷ مربوط است که

سازمان هواشناسی انگلستان بین خشکسالی مطلق (یک دوره حداقل ۱۵ روزه متوالی با بارش کمتر از ۰/۲ میلی متر در روز) و خشکسالی جزئی (که معدل روزانه حداقل ۲۹ روز متوالی باران آن کمتر از ۰/۲ میلی متر است) تفاوت قایل شده است. هویت (1942) Hoyt نشان داد که



تصویر ۳ رابطه‌های بین خشکسالی و اثرات اقتصادی و اجتماعی آن طبق بررسی واریک و بودن (۱۹۸۱).

ارزیابی دقیق و تخمین به موقع شدت خشکسالی با همه پیچیدگی خود به دامنه و گسترش ناحیه کمبود بارش نسبت به شرایط میانگین سالانه بستگی دارد. به عبارت دیگر ارزیابی شدت خشکسالی‌هایی که از دامنه وسیع تری برخوردارند آسان تر از خشکسالی های محدود انجام می گیرد. با این حال این گونه کوشش‌ها همیشه اعتباری محدود داشته است. والن (1962) Wallen با بررسی منطقه خشکسالی های اقلیمی، کشاورزی، و هیدرولوژیکی استرالیا و کاربرد مطالعه خود در ارتباط با کشاورزی خاورمیانه به این نتیجه رسید که مطالعه بیان آب جهت ارزیابی خشکسالی‌ها از همه واقع بینانه تر است. رودا (1965) Rodda متعاقب بررسی خود و مقایسه خشکسالی مطلق با وقوع کسری رطوبت خاک (SMD) Soil Moisture Deficits که از ۶۳ میلی متر در یک دوره ۲۱ روزه در آکسفورد فراتر رفته بود ادعا نمود که کنترل میزان رطوبت خاک بهترین معیار هیدرولوژیکی خشکسالی است. جدول ۴ نشان می دهد که نتایج این دو روش دارای دو فاز متفاوت فصلی می باشند. این دو فاز متفاوت شامل بیشترین

روزهای بدون بارش در ماههای مه و ژوئن، و کمبود رطوبت خاک در اواخر تابستان و اوایل پاییز می باشند. از آنجا که کمبود رطوبت خاک می بایست ایجاد شود (قبل از این که کمبود بارش هر اثر محسوسی بر روی منابع آب از طریق تقلیل جریان رودخانه ها، و یا افت سطح آبهای زیرزمینی داشته باشد) از این رو کنترل بیلان آب جهت ارزیابی خشکسالی‌ها دارای اهمیت بیشتری است.

جدول ۴ میانگین روزهای توأم با $SMD > 63$ میلی‌متر در مقایسه با جمع تعداد روزهای توأم با خشکسالی مطلق در آکسفورد بین سالهای ۱۹۲۰ تا ۱۹۴۰ طبق بررسی رودا (۱۹۶۵)

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
SMD	0	0	0	1	5	16	22	21	23	15	4	0
خشکسالی مطلق	0	2	50	57	68	96	50	12	39	27	16	0

با توجه به این که خشکسالی‌ها همیشه با نوعی کمبود بارش نسبت به حد میانگین ظاهر می شود، بیتز (Bates 1936) خشکسالی را زمانی می داند که بارش سالانه ۷۵ درصد و یا بارش ماهانه ۶۰ درصد میانگین را شامل شود. فرج زاده (۱۳۷۴) آستانه ۸۰ درصد بارش میانگین را مرز وقوع خشکسالی در ایران می داند و شدت خشکسالی را به دو عامل «درصد کاهش نزولات جوی» و «استمرار دوره‌ای» مرتبط می داند. وی بر اساس درصد میانگین بارش، شدت خشکسالی را در گروه‌های زیر طبق جدول ۵ تقسیم نموده است

جدول ۵ شدت خشکسالی به لحاظ درصد میانگین بارش طبق بررسی فرج زاده (۱۳۷۴)

درصد میانگین بارش	۸۰	۷۰-۸۰	۵۵-۷۰	۴۰-۵۵	<۴۰
شدت خشکسالی	آستانه خشکسالی	خشکسالی ضعیف	خشکسالی متوسط	خشکسالی شدید	خشکسالی خیلی شدید

تحقیقات کشاورزی استرالیا بر اساس تناوب رخداد کسری بارش نسبت به میانگین استوار است و هر گاه کسری مزبور از ۲۰ درصد میانگین کمتر شود، بارش «خیلی زیر نرمال» تلقی می‌شود. در آمریکا اندیس سنتی پالمر Palmer یا ضریب شدت خشکسالی پالمر (PDSI) Palmer Drought Sererity Index را به کار می‌برند که شرایط رطوبت خاک، تغییرات فضایی بارش و اثرات بالقوه آن در نظر گرفته می‌شود.

با توجه به اهمیت ضریب پالمر و کاربرد وسیع آن در کشورهایی که شرایط مشابهی با ایران دارند استفاده آنرا جهت برآورد و ارزیابی دامنه و شدت خشکسالی در ایران توصیه، و در زیر به نحوه محاسبه آن که در چهار مرحله جداگانه انجام می‌شود اشاره می‌نماییم.

۱ - محاسبه بیلان آب که با روش معمول تورنت وایت انجام می‌گیرد. (در جدول ۶ به یک مثال کاربردی در این زمینه برای غرب ناحیه تنسی اشاره شده است). ورودی داده‌ها فقط شامل معدل ماهانه دما و بارش است و ینک میانگین ذخیره رطوبت خاک در حد ۶ اینچ (معادل ۱۵۰ میلی‌متر) در نظر گرفته شده است.

۲ - معدل ماهانه موقعیت رطوبت محیط (EMS) Environmental Moisture Status که با \overline{MS} نشان داده شده و از رابطه زیر به دست می‌آید.

$$MS = \overline{AW} - \overline{PE} \quad (1)$$

در فرمول فوق \overline{AW} معدل ماهانه آب قابل دسترس و \overline{PE} معدل ماهانه تبخیر و تعرق است. \overline{AW} از فرمول زیر به دست می‌آید.

$$\overline{AW} = \overline{ST}_0 + \overline{PPT} \quad (2)$$

که \overline{ST}_0 معدل ماهانه ذخیره رطوبت خاک در آغاز شروع ماه، و \overline{PPT} معدل بارش ماهانه است. با جانشین کردن

$$\overline{MS} = (\overline{ST}_0 + \overline{PPT}) - \overline{PE} \quad (3)$$

و یا معادل آن:

$$\overline{MS} = \overline{ST}_0 + (\overline{PPT} - \overline{PE}) \quad (4)$$

همان رقم ماهانه می‌تواند توسط فرمول زیر به دست آید

$$\overline{MS} = \overline{ST}_0 + s \cdot d \quad (5)$$

که \overline{ST}_0 میانگین ذخیره رطوبت خاک در آخر ماه، s معدل مازاد، و d معدل کمبود ماهانه آب را نشان می‌دهد. (توجه کنید که مازاد و کمبود آب نمی‌تواند همزمان وجود داشته باشد. از این رو یا مازاد و یا کمبود آب می‌بایست به ترتیب به ذخیره خاک افزوده یا کاسته گردد).

فرمولهای شماره ۱، ۲، ۳، ۴ و ۵ نتایج ریاضی مشابهی به دست می‌دهند.

۳-EMS (MS) واقعی ماهانه به همان نحوی که در بالا به آن اشاره رفت تعیین می‌شود.

مگر این که مقادیر دما و بارش اندازه‌گیری شده در معادله $MS = ST + s \cdot d$ در نظر گرفته شده باشد.

۴- تفاوت \overline{MS} از MS مقیاسی جهت سنجش انحراف از شرایط عادی به دست می‌دهد که

توسط یک ضریب خشکسالی (DI) Drought Index به صورت فرمول ۶ بیان می‌شود.

$$DI = MS - \overline{MS} \quad (6)$$

جدول ۶ محاسبه بیلان آب طبق روش تورنت وایت برای ناحیه غرب تنسی

Dec	Now	Oct	Sep	Aug	Jul	Jun	May	Apr	Mar	Feb	Jan	
۴۱,۸۰	۴۹,۴۰	۶۲,۰۰	۷۲,۷۰	۷۹,۵۰	۸۰,۲۰	۷۷,۴۰	۶۹,۰۰	۶۰,۵۰	۵۰,۱۰	۴۲,۹۰	۴۰,۳۰	دما
۱,۱۴	۲,۷۱	۶,۱۹	۹,۸۲	۱۲,۴۱	۱۲,۶۹	۱۱,۵۹	۸,۵۰	۵,۷۳	۲,۸۸	۱,۳۴	۰,۸۸	ضریب حرارتی
۰,۸۴	۰,۸۶	۰,۹۷	۱,۰۳	۱,۱۶	۱,۲۴	۱,۲۲	۱,۲۱	۱,۱۰	۱,۰۳	۰,۸۵	۰,۸۷	ساعات آفتابی
۰,۳۶	۰,۹۵	۲,۴۱	۴,۰۴	۵,۲۶	۵,۴۰	۴,۸۷	۳,۴۴	۲,۲۰	۱,۰۲	۰,۴۳	۰,۲۷	تبخیر و تعرق بالقوه (بدون تصحیح)
۰,۳۰	۰,۸۲	۲,۳۳	۴,۱۷	۶,۱۰	۶,۶۹	۵,۹۴	۴,۱۶	۲,۴۳	۱,۰۵	۰,۳۶	۰,۲۳	تبخیر و تعرق بالقوه (تصحیح شده)
۴,۴۷	۴,۱۷	۲,۸۵	۳,۳۰	۳,۰۵	۴,۰۴	۳,۹۶	۴,۱۶	۴,۴۲	۵,۲۸	۴,۶۵	۵,۹۶	بارش
۴,۱۷	۳,۴۵	۰,۵۲	-۰,۸۷	-۳,۰۵	-۲,۶۵	-۱,۹۹	۰,۰۰	۱,۹۹	۴,۲۳	۴,۲۹	۵,۷۳	بارش - تبخیر و تعرق بالقوه
۰,۰۰	-۰,۶۸	-۶,۴۷	-۸,۵۶	-۷,۶۹	-۴,۶۴	-۱,۹۹	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	کمبود انجمی آب
۶,۰۰	۵,۳۶	۱,۹۱	۱,۳۹	۱,۶۲	۲,۷۴	۴,۲۹	۶,۰۰	۶,۰۰	۶,۰۰	۶,۰۰	۶,۰۰	ذخیره آب
+۰,۶۴	+۳,۴۵	+۰,۵۲	-۰,۲۳	-۱,۱۲	-۱,۵۵	-۱,۷۱	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	تغییر ذخیره آب
۰,۳۰	۰,۸۲	۲,۳۳	۳,۵۳	۴,۱۷	۵,۵۹	۵,۶۷	۴,۱۶	۲,۴۳	۱,۰۵	۰,۳۶	۰,۲۳	تبخیر و تعرق بالفعل
۳,۵۳	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۱,۹۹	۴,۲۳	۴,۲۹	۵,۷۳	مازاد آب
۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	-۰,۶۴	-۱,۹۳	-۱,۱۰	-۰,۲۷	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	کمبود آب

با توجه به محاسبه فوق ضریب خشکسالی پالم طبق جدول ۷ به دست می‌آید.

جدول ۷ ضریب خشکسالی پالم

وضعیت درجات رطوبت	ضریب خشکسالی (DI)
به شدت مرطوب	$\geq 4/00$
خیلی مرطوب	۳ تا ۳/۹۹
رطوبت متعادل	۲ تا ۲/۹۹
کمی مرطوب	۱ تا ۱/۹۹
آغاز دوره مرطوبی	۰/۵ تا ۰/۹۹
تقریباً شرایط عادی	۰/۴۹ تا -۰/۴۹
آغاز دوره خشکی	-۰/۹۹ تا -۰/۵۰

←

۱/۰۰ تا ۱/۹۹	خشکسالی ملایم
۲/۰۰ تا ۲/۹۹	خشکسالی متوسط
۳/۰۰ تا ۳/۹۹	خشکسالی شدید
≤ -۴/۰۰	خشکسالی بسیار شدید

نتیجه:

مسئله خشکی از مقوله‌هایی است که بحث پیرامون آن در جوامع اقلیمی هنوز ادامه دارد و ماهیت آن پیچیده و شیوه لمس دقیق آن بس مشکل می‌باشد. دلیل عمده این مشکل از این واقعیت سرچشمه می‌گیرد که بروز خشکی متکی به عوامل مختلف است، و گرچه تظاهرات آن تا حدودی یکسان است اما ایجاد آن در شرایط متفاوتی صورت می‌گیرد. از این رو نه تنها در تعریف خشکی بلکه در ارائه شاخصهای لمس آن نیز اتفاق نظر چندانی وجود ندارد. در این مقاله ضمن ارائه کلیه فرمولهای معتبر که طی هشتادسال گذشته جهت برآورد میزان خشکی ابداع شده است به معرفی پاره‌ای از آنها پرداخته و به کاربرد وسیعتر بعضی از آنها در سطح جهان اشاره نموده‌ایم. همچنین با توجه به مسأله خشکسالی و خطرات وسیع و همه‌جانبه آن، به علل مختلف بروز آن پرداخته و بر اثرات بی‌درنگ و مضر آن به‌ویژه بر اقتصاد و کشاورزی تکیه نموده‌ایم. به طور کلی امروزه پذیرفته‌ایم که خشکسالی‌های شدید حاصل تغییرات چرخش اتمسفری و جابه‌جایی سیستمهای سینوپتیکی در مقیاس وسیع می‌باشد. ضرابی که جهت لمس خشکسالی از دیرباز ابداع شده است بسیار متنوع و در مقایسه با شاخصهای خشکی پیچیدگی بیشتری دارند. با توجه به کاربرد وسیع روش پالمر در کشورهای نظیر آمریکا و استرالیا که از نظر شرایط اقلیمی تا حدودی با ایران شباهت دارند، به نحوه محاسبه آن پرداخته و کاربرد آن را برای لمس آستانه‌های خشکسالی در ایران توصیه نموده‌ایم.

منابع و مأخذ

- 1- Borchert, J. R. 1971: The Dust Bowl in the 1970s Ann, Ass Amer. Geogrs. 61: 1-22
- 2- Glantz, M. R. Kalz and M, Krenz. 1987. The societal Impacts associated With the 1982- 83 Worldwide climate anomalies. National Center for Atmospheric Research, Boulder, co PP 105
- 3- Holmes. R. H and Robertson, G. W. 1958. Conversion of latent Evaporation to Potential Evapotranspiration. Canadian Jomal of Plant Sci. Vol. 38. 164-38
- 4- Hoyt, w. G. 1942. Droughts. in Mainzer, O. E. Hyolrology. Mc Graw- Hill, New york, 579-91

- 5- Koppen, W., 1931. Grundriss der Klimakunde, 2nd ed. Berlin: Walter de Gruyter.
 - 6- Meigs, P., 1953. World distribution of arid and Semi- arid homoclimates, in Reviews of Research on arid Zone Hydrology. Paris: UNESCO, Arid zone Research. PP 203-210
 - 7- Laycock, A. H. 1960 Drought Patterns in the Canadian Prairies. int. Ass. Sci. Hydrol. 51: 34-47
 - 8- Namias, J. 1960 Factors in the initiation, and terminatoin of drought. Int. Ass. Sci. Hydrol, 51: 81-91
 - 9- Oliver, J. E. 1987. The Encyclopedia of Climatology. van Nistrand Rinhold New york 308-395
 - 10- Robinson. P. and Henderson. A. sellers. 1999. Contemporary climatology. Second Edition Pearson Education limited. Edinburgh Gate. Harlow. England.
 - 11- Rodda, J. C. 1965- A drought study in south- east England. Wat. and wat Engng. 69. 319-31
 - 12- Russell. D. and Thompson 1975. The Climatology of the arid World. Dept. of Geography. University of Reading England. 1-38
 - 13- Stephen J. Stadler 1987. The Enyclopedia of Climatology van Nostrand Rinhold New york 102-395
 - 14- Thomas, H. E. 1962. The meteorologic Phenomenon of drought in Southwest. U. S. Geol. Survey. Professional Paper 342A.
 - 15- Thornthwaite. c. w., 1948. An approach toward a rational Classification of Climate, Geogr. Rev. 38, 55-94
 - 16- Villimow, J. R. 1956. The nature and Origin of the Canadian dry belt. Ann. Ass. Amer. Geogrs. 46, 211-32.
 - 17- Wallen. c. c. 1962. Climatology and Hydrometeorology with special regard to the arid Lands. The Problems of the AridZone. Paris. UNESCOU Arid zone Research PP 53-81
 - 18- Warrick. R, and M. Bowden. 1981. Changing impacts of drought in the Great Plains. Center for Great plains studies, lincoln .
- ۱۹- فرج زاده. م. موحد دانش. ۱۰۴. قائمی. ۱۳۷۴ هـ «خشکسالی در ایران». دانش کشاورزی شماره ۱، ص ۵۱-۲۱.
- ۲۰- کاویانی. م. ج. ۱۳۶۲: «مقدمه‌ای بر مسأله خشکی و تنگنای کم آبی و تعیین میزان کسری آب در مناطق خشک و نیمه خشک ایران» رشد آموزش جغرافیا (ویژه‌نامه ۲۲ بهمن). سال اول، شماره ۲، ص ۳۹-۳۲.