

ترجمه و توضیح از : دکتر سیروس سهامی

نوشته* پ. بوت P. Bout و ش. پ. یگی Peguy

با همکاری ژ. درش J. Dresch

بررسی جغرافیای طبیعی شمال ایران

فصل اول : مناظر عمومی

میدانیم که ایران اساساً از «جلگه‌های بلند»^۲ وسیعی تشکیل یافته است. حوضه‌های بسته باستانی قسمتی از آذربایجان توسط سلسله کوهستانی متشکل از سنگهای متبلور و یا طبقاتی از زمینهای دوران دوم از هم جدا شده‌اند. این حوضه‌ها بطور کلی توسط دورشته کوه‌ها ساختمانی متبلور که جزء مجموعه^۱ چین خوردگی آلپی^۳ هستند محدود گردیده‌اند که عبارتند از : رشته زاگرس در جنوب و رشته البرز در شمال. رشته جنوبی متشکل از ردیف‌های کاملی از زمینهای

۱ - مطالبی که تحت عنوان فوق از این شماره درج میگردد ترجمه خلاصه گزارشی است که هیأتی مرکب از جغرافی دانان فرانسوی در تعقیب مطالعاتی که تحت نظر «مرکز ملی تحقیقات علمی» فرانسه در شمال ایران انجام داده اند در سومین مجلد *Mémoires et Documents* در سال ۱۹۶۱ منتشر ساخته اند. مترجم.

۲ - جلگه عبارت از سطحی است که شیب قسمت اعظم آن از ۱۵ درجه کمتر باشد و بتدریج که به خط القعر (Talweg) نزدیکتر میشویم از میزان این شیب کاسته گردد. حال اگر ارتفاع مطلق چنین سطحی از حد معینی (۴۰۰ تا ۵۰۰ متر) تجاوز کند بدان «جلگه بلند Haute plaine» گویند. مترجم.

۳ - نگاه کنید به نقشه زمین‌شناسی $\frac{1}{2500000}$ ایران که بوسیله شرکت ملی نفت

ایران در سال ۱۹۵۹ منتشر گردیده است.

ژوراسیک، تائوژن^۵ است که به شکل چین خوردگیهای قوسی شکل بتوالی بطرف جنوب غربی متوجه هستند؛ در حالیکه البرز از توده‌های هر سینین^۶ تشکیل یافته و طبقات رسوبی آن عمق کمتری دارند و در ضمن بسیار ناکامل اند. تاریخ زمین شناسی سلسله البرز به نوبه خود بسیار پیچیده است؛ بکرات در چین خوردگیها و یا بعد از آن پدیده‌های آتشفشانی ظاهر شده اند. مهمترین مرحله این چین خوردگیها به دوره نومولیتیک^۷ میرسد. فرسایشی که طبیعت از بالا آمدن کوهها ناشی میگردد بر اثر حرکات زمین و بروز چین خوردگیها و گسلها در دوره میوسن^۸ و پلیوسن^۹ متوقف مانده است. این حرکات و عوارض ناشی از آن حتی تا دوران چهارم نیز ادامه داشته است. «دستگاههای آتشفشانی» غالباً وسعت کمی را اشغال می نمایند ولی ارتفاع آنها قابل توجه است. این امر بخصوص میتواند با جوان بودن سعیرهای آتشفشانی در این مناطق در ارتباط باشد.

البرز از توده کوههای ارمنستان جدا شده و بطرف مشرق گسترده میشود. پهنای این رشته در محلی که سفید رود آنرا قطع می نماید فقط ۵۰ کیلومتر است. در محل نصف النهار تهران این پهنای ۷۵ کیلومتر میرسد و در نصف النهار بابل از ۹۰ کیلومتر هم میگذرد. ولی ارتفاع سلسله بطور معکوس تغییر میکند. تنها توده کوهستانی که ارتفاع آن بدون در نظر گرفتن پاره‌ای قله‌های آتشفشانی کاملاً از ۴۰۰۰ متر بیشتر است توده علم کوه است که از دو جانب بین دره شاهرود و دریای مازندران فشرده شده است و ارتفاع آن اندکی بیش از مون بلان^{۱۰} است. بجانب مشرق، قله مخروطی دماوند ۸۰۰ متر بیش از علم کوه ارتفاع دارد و سبب شده است که سلسله البرز از کوههای قفقاز نیز مرتفع تر گردد. معذالك در این مورد

Massifs hercyniens — ۶

Pliocène — ۹

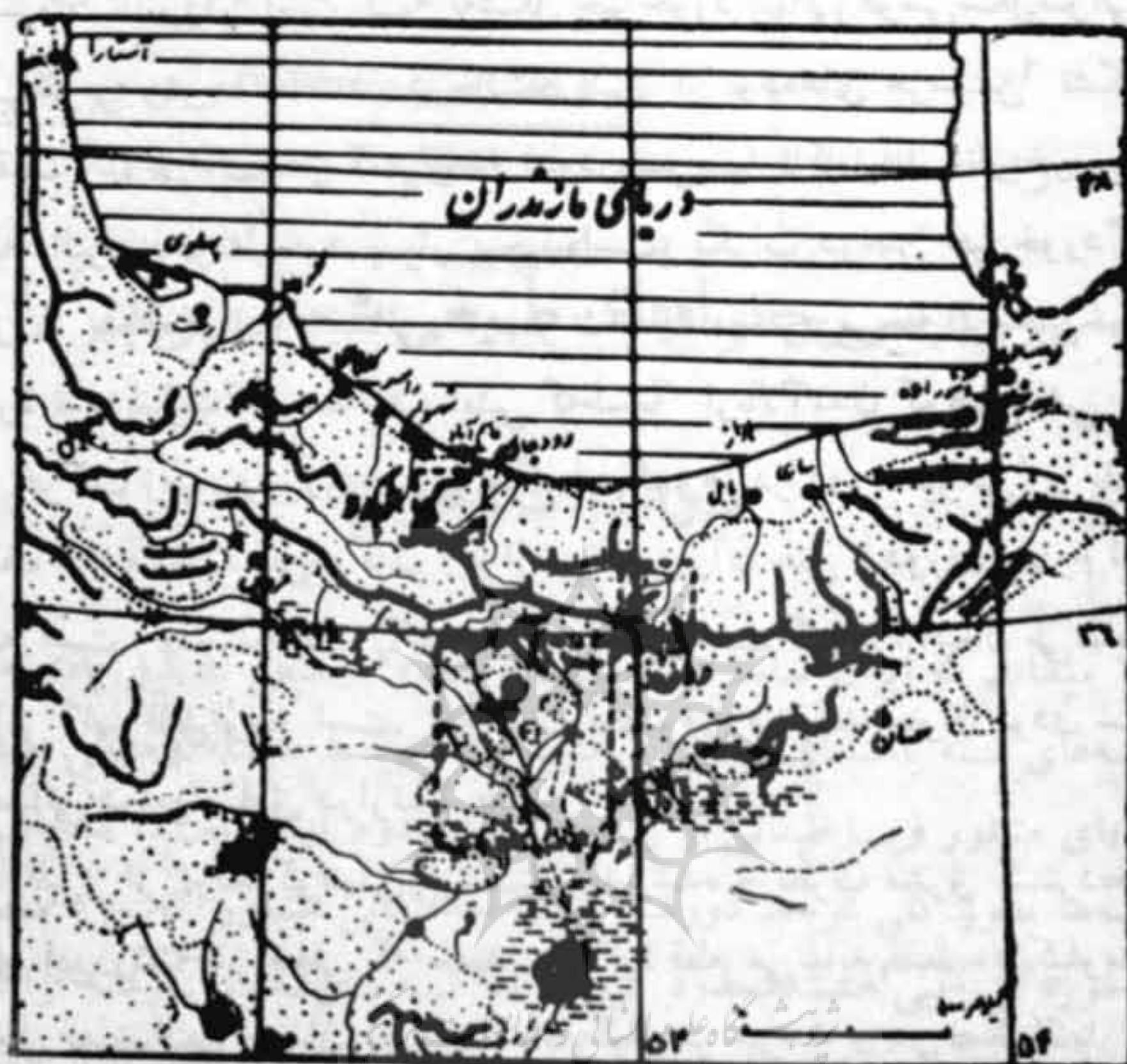
Néogène — ۵

Miocène — ۸

Jurassique — ۴

Nummulitique — ۷

Mont Blanc — ۱۰



رتال جامع علوم انسانی

شکل ۱ - نقشه وضعیت عمومی شمال ایران

نقطه چینها مناطق کوهستانی را مشخص میکنند. خطوط سیاه ممتد جهت رشته‌های اصلی را نشان میدهد. خط چینها مبین مناطقی است که مورد مطالعه جداگانه اعضای هیات قرار گرفته است.

نمی‌باید دوچار اشتباه گردید، زیرا بطوریکه خواهیم دید دماوند آتشفشانی است با حجمی محدود که بر فراز يك توده کوهستانی قرار گرفته و به شیوه پیشکوههای آلپ^{۱۱} چین خوردگی یافته و ارتفاع قله‌ها و خطالرأس‌های آن هیچگاه از ۳۵۰۰ تا ۴۰۰۰ متر در نمیگذرد. این قله آتشفشانی درست در مرتفع‌ترین قسمت این قوس چین‌خورده قرار دارد؛ یعنی در محلیکه قوس مزبور انحنا یافته و با جهتی شرقی - شمال شرقی در نهایت به کوههای کپه‌داغ^{۱۲} متصل میگردد.

در فاصله^{۱۳} حوالی تهران و دریای مازندران میتوان ۵ واحد ساختمانی متمایز

تشخیص داد :

۱ - در جنوب تهران پیشکوهی که آ. ریویر^{۱۳} آنرا بنام آنتی البرز^{۱۴} نامیده از زمینهای دوران دوم و سوم تشکیل یافته است که چین‌خورده و بجانب شمال خمیدگی یافته است و رودخانه^{۱۵} جاجرود قبل از رسیدن به کویر بشکل کلوز^{۱۵} آنرا قطع می‌نماید.

۲ - کوههای واقع بین جاجرود و حوضه^{۱۶} علیای لار و همچنین ارتفاعاتی که مشرف بر شهر تهران هستند، نظیر توجال که ارتفاع آن نزدیک به ۴۰۰۰ متر است، بخصوص در سنگهای سبز آئوسن^{۱۶} چین‌خوردگیهای طاق‌دیسی تشکیل میدهند که این بار بطرف جنوب خمیدگی یافته و در زیر چین‌های دیگری که در آنها می‌توان زمینهای ژوراسیک، تحتانی، پرمو - کاربونifer^{۱۷} و حتی ماسه‌های سرخ قدیسی را تشخیص داد قرار گرفته اند. بطرف مغرب در بالای منطقه^{۱۷} قزوین سلسله^{۱۷} البرز کم ارتفاع تر شده و تراکم و گسترش سنگهای آذری در آن اهمیت می‌یابد. بجانب مشرق، این بخش سلسله^{۱۸} امامزاده هاشم را تشکیل داده و راهی که تهران را به

A. Rivière — ۱۳

Kopet-Dagh — ۱۲

Préalpin — ۱۱

Eocène — ۱۶

Cluse — ۱۵

Anti-Albourz — ۱۴

Permo-Carbonifère — ۱۷

دره علیای هراز اتصال میدهد از آن میگذرد. سلسله امامزاده هاشم در حقیقت طاقدیسی است که بطرف جنوب خمیدگی یافته و در آن ماسه‌های سرخ قدیمی و طبقات کاربونifer دیده میشود^{۱۸}. در جنوب رینه در طبقات ضخیم ژوراسیک به کوههایی با ارتفاع ۴۲۰۰ متر برمیخوریم که چین خورده‌اند و در آنها گسل‌هایی نیز اتفاق افتاده است. تمایل عمومی چین، که بر فراز یک شکاف طولی در سنگهای سبز ائوسن قرار گرفته است، کماکان بطرف جنوب است.

۳- در شمال این ناحیه به یک منطقه محوری برمیخوریم. در این منطقه از مغرب بمشرق عناصر مختلفه زیر درارتباط باهم قرار دارند:

الف - در مغرب این منطقه یک سلسله فرورفتگی مشاهده میشود که از رسوبات میوسن انباشته شده و بوسیله جریان رودخانه شاهرود جابجا میشوند.

ب - بین گردنه کندوان (که تونل جاده کرج به چالوس از زیر آن عبور میکند)، در مغرب، و تنگه هراز در مشرق به «مجموعه ناودیسی»^{۱۹} چین خورده و وسیعی برخوردار می‌کنیم که از «طبقات سبز» انباشته شده است. در مرکز طاقدیسیها، بخصوص بین لار و نور بالا طبقات ژوراسیک ظاهر میشوند. بنظر میرسد که در سمت مغرب این مجموعه سخت‌تر تحت فشار قرار گرفته باشد زیرا که پهنای این مجموعه در محل نصف‌النهار گردنه کندوان به ۸ تا ۹ کیلومتر کاهش می‌یابد. در حالیکه این پهنای در محل نصف‌النهار پلور از شمال به جنوب در حدود ۲۰ کیلومتر است که در آن بالا آمدن محور طاقدیس بویژه سبب ظهور اشکوبهای مختلفی از سری ژوراسیک میگردد که چین خورده هستند. در چنین منطقه‌ای بوده است که برآمدگی دماوند سربرافراشته است.

ج - بازهم بجانب مشرق، بین دره هراز پائین و دره تالار، چین‌ها بتدریج

۱۸ - ابنیه امامزاده هاشم، واقع در گردنه‌ایکه راه هراز از آن میگذرد، طی زلزله

۱۹ - Synclinarium

۱۹۵۷ آسیب فراوان دیده است.

با جهتی شرقی - شمال شرقی بیش از پیش بهم فشرده میگردند درحالیکه برآمدگی محور طاقدیس کماکان ادامه دارد.

۴ - در شمال «مجموعه؛ ناودیزی» فوق زمینهای قدیمی ظاهر میشوند که توده اصلی سلسله البرز در آن واقع شده است. در این طاقدیس عظیم است که گرانیت و گنیس های ۲۰ علم کوه و تخت سلیمان ظاهر میشوند. این طبقات خود از رسوبات پریسیر ۲۱ با رخساره های ۲۲ از آبرفت های عمقی پوشیده شده اند.

با وجودیکه مناطق اطراف این قله مرتفع هنوز بدرستی شناخته نشده اند مگر در این منطقه ای که در شرق چالوس قرار دارد از نزدیک بوسیله ۲۳ ریویر مطالعه شده است. او در این منطقه بوجود سه قشر مطابق پی برده است که بر روی هم قرار داشته و بطرف شمال انحنا یافته اند. در قسمت تحتانی هر یک از آنها به «ماسه های سرخ قدیمی» برخورد میشود که توسط طبقات ضخیمی از آهک اتراکولیتیک ۲۴ پوشیده شده اند. قشر میانی در بعضی قسمتها (در پائین ولی آباد واقع در کنار رود چالوس) دگرگونی یافته اند. باز بطرف مشرق از این ناحیه به طاقدیس آهکی جیسی میرسیم که در آن طبقات لیاس ۲۵ در کومب ها ۲۶ ظاهر میشوند (نظیر آنچه که در دره نور، شعبه چپ هراز پائین چشم میخورد) و طبقات تریاس ۲۷ توسط خود رودخانه هراز بریده شده اند.

در همین منطقه برجسته است که رودخانه های هراز و چالوس، و در سمت مغرب رودخانه سفیدرود، بریدگی هایی بشکل کلوز ۲۸ ایجاد نموده اند. رودخانه ۴ اخیر تنها رودیست که توانسته از سراسر عرض سلسله مزبور عبور نموده و آبهای

Gneiss — ۲۰ Primaire — ۲۱ Faciès — ۲۲ A. Rivière — ۲۳

Calcaire anthracolithique — ۲۴ (آهک هایی که در دوره Permo-

Carbonifère تشکیل یافته اند) Lias — ۲۵ Combes — ۲۶

Cluse — ۲۸ Trias — ۲۷

نواحی جنوبی آذربایجان ایران را بحوضه دریای مازندران برساند .
 ۵ - بین این منطقه محوری و جلگه ساحلی دریای مازندران به چین های قدیمی
 برمیخوریم که در آنها معمولا طبقات جدیدتری ظاهر میشوند. کرتاسه^{۲۹} بخصوص
 در شمال علم کوه در فرورفتگیهای ناودیزی کلار دشت قابل رؤیت است. بجانب
 مشرق، در قسمت بالای جلگه های آمل و بابل طبقات کرتاسه در محور طاقدیسا ،
 بین ناودیسها یعنی جائیکه زمینهای میوسن^{۳۰} محفوظ مانده اند ظاهر
 میگردند.

ب - آب و هوا^{۳۱}

ما در این مقال حتی نخواسته ایم به تهیه^{۳۲} طرحی مقدماتی از شرایط عمومی
 جریانهای جوی در شمال ایران پردازیم، زیرا که با احتمال قوی چنین مطالعه ای مارا
 در مقابل مسائل پیچیده ای قرار میداده است. بنابراین تنها به تفسیر شتابزده^{۳۳}

۳۰ - Miocene

۲۹ - Crétacé

۳۱ - این قسمت از تحقیقات تحت نظر ش. پ. پگی Ch. P. Peguy انجام شده
 است. در این بحث، بطوریکه نویسنده بدان اشاره خواهد کرد، بیشتر از مطالعات آقایان بوبک
 و دکتر گنجی استفاده شده است. ولی درباره این موضوع تألیفات دیگری نیز در دست است
 که اهم آنها عبارتند از :

۱ - آب و هوای کرانه های شمالی ایران - تألیف مهندس فرهاد فرید پاک، ۱۳۲۵

۲ - تقسیمات اقلیمی ایران - دکتر محمد حسن گنجی 'مجله' دانشکده ادبیات تهران سال

۱۳۳۴، شماره اول .

۳ - آمار بارندگی ایران - نشریه شماره ۳ مرکز تحقیقات علمی مناطق خشک، تهران

بهمن ۱۳۳۸ .

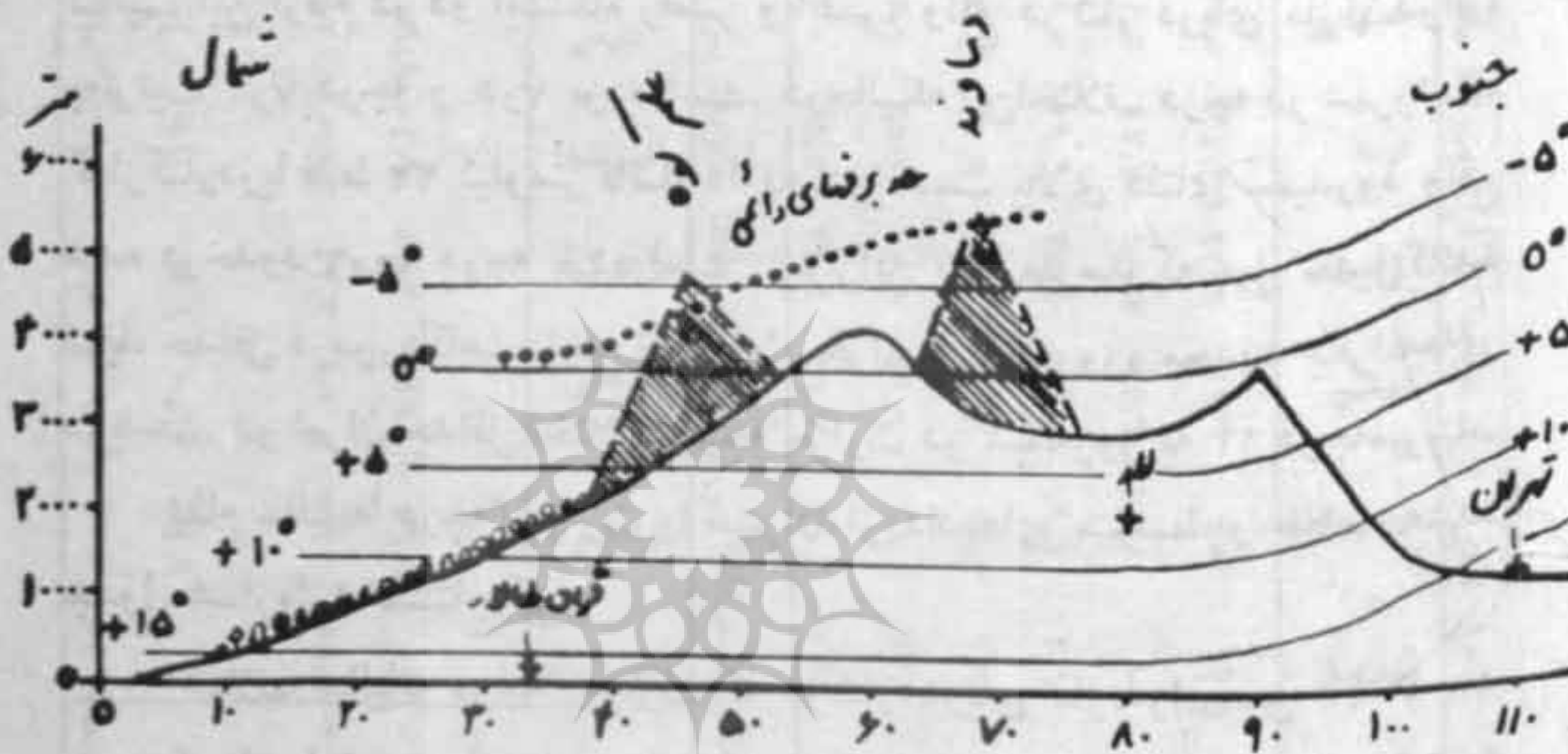
۴ - تقسیمات اقلیمی ورستیهای ایران - تألیف احمد حسین عدل، تهران ، ۱۳۳۹، نشریه

شماره ۶۲۶ دانشگاه تهران .

۵ - سالنامه هواشناسی، اداره کس هواشناسی ایران که از سال ۱۳۳۴ تا ۱۳۴۲ منتشر

شده است.

معلوماتی که در مورد درجه حرارت و میزان ریزش باران در اختیار ما قرار داده شده است اکتفا نموده ایم. معلومات مربوط بدرجه حرارت از ۶ ایستگاه هواشناسی و آنچه که مربوط به ریزش باران سالیانه بوده است از ۲۲ ایستگاه هواشناسی اخذ شده است.



شکله ۲ - طرحی مقدماتی نیمرخ اقلیمی البرز
 پژوهشگاه علوم انسانی و مطالعات فرهنگی
 شمال جامع علوم انسانی

خطوط نازک عبارت از خطوط همگرما است. - نقطه چین ها حد برف های دائمی را نشان میدهند (ملاحظه کنید عدم توازی این حد را با خطوط همگرما. بالا بودن فوق العاده حد برف های دائمی در دماوند مولود خشکی هوا است). - در این نیمرخ موقعیت علم کوه، دماوند، لار، قران طالار و تهران آمده است. - گسترش جنگلهای خزری با علامتی مناسب نشان داده شده است (ش. پ. پگی).

درجه حرارت -

بررسی دقیق اطلاعات مربوط به سالهای اخیر (بعد از ۱۹۵۷) بنا امکان داده است تا اختلاف درجه حرارت شبانه روز را برای برخی ایستگاههای موجود محاسبه نمائیم. این ارقام در دو ایستگاه رامسر و بابلسر، واقع در کنار دریای مازندران، به ترتیب ۷٫۲ درجه و ۷٫۵ بوده است. در حالیکه این اختلاف درجه در شهر رشت، که از کنار دریا فقط ۲۲ کیلومتر فاصله دارد و در قسمت بالای دلتای سفیدرود واقع شده در حدود ۱۰٫۶ درجه بوده است. بنابراین بنظر میرسد که عمل تعدیل کننده دریا، حداقل در مورد کاهش اختلاف درجه حرارت شبانه روز، محدود بکرانه های دریاست. در تهران حداقل اختلاف درجه حرارت در شبانه روز به ۱۲ درجه میرسد. نظام سالیانه درجه حرارت را میتوان از داده های متوسط و خلاصه شده جدول شماره ۱ استنتاج کرد.

اختلاف سالیانه درجه حرارت که در کنار دریای مازندران بین ۱۷ تا ۱۸ درجه است بطرف جنوب بتدریج فزونی می یابد و بسجرد اینکه وارد منطقه کوهستانی شویم به ۲۰ درجه میرسد. این رقم در حوضه های داخلی واقع در جنوب البرز به ۳۰ درجه میرسد. معذالک میتوان فصولی را که در آنها حداکثر و حداقل درجه حرارت سالیانه مشاهده میشود با دقت بیشتر مورد توجه قرار داد. جدول شماره (۲) که بر حسب حداقل متوسط و حداقل مطلق متوسط برای سالهای (۱۹۵۶ - ۱۹۵۹) تنظیم یافته است میتواند وجوه ممیزه جالبی در مورد درجه حرارت زمستانی این مناطق ارائه دهد.

با تلفیق اختلاف درجه حرارت شبانه روز با منحنی تغییرات حرارتی میتوان پذیرفت که در البرز یخبندان شبانه فراوان اتفاق می افتد. این امر در ارتفاعات بیش از ۱۳۰۰ متر در سه ماه زمستان و در ارتفاعات بیش از ۱۸۰۰ متر به مدت ۵ ماه ادامه دارد.

جدول شماره ۱ - درجه حرارت متوسط ماهیانه

سایه	دسامبر	نوامبر	اکتبر	سپتامبر	آون	توتاب	توتاب	توتاب	آوردیل	ماری	موردیل	توتاب
۱۵,۸	۱۸,۹	۱۰,۵	۱۷,۳	۲۱,۵	۲۴,۳	۲۴,۲	۲۲,۱	۲۰	۱۴,۶	۱۰,۲	۸,۶	۷,۴
۷	-۱,۴	۲	۱۰,۵	۱۴,۵	۱۷,۷	۱۸,۵	۱۴,۶	۱۱,۸	۸	۰	-۵,۳	-۷,۱
۱۴,۷	۷,۷	۱۱,۳	۱۵,۷	۲۱,۲	۲۶,۶	۲۵,۱	۲۱,۷	۱۹,۱	۱۴,۱	۷,۶	۵,۴	۸
۱۶,۲	۹	۱۱,۷	۱۸	۲۳,۴	۲۵,۹	۲۵	۲۲,۸	۱۹,۳	۱۳,۸	۱۰	۸	۷,۸
۱۶	۹,۵	۱۲,۳	۱۷,۹	۲۲,۷	۲۵	۲۴,۳	۲۱,۹	۱۸,۴	۱۲,۵	۹,۲	۸,۱	۸,۴
۱۶,۵	۵,۶	۱۰,۶	۱۸,۸	۲۵	۲۸,۳	۲۹,۵	۲۶,۷	۲۱,۶	۱۶,۱	۸,۹	۵,۶	۱۰,۱

جدول شماره ۲ - مقایسه حداقل متوسط و حداقل مطلق متوسط بین رامسر و تهران

آوردیل	ماری	موردیل	توتاب	دسامبر	نوامبر	اکتبر	سپتامبر
+۶,۸	+۴,۹	+۵,۲	+۶	+۹,۵	زمستان در رامسر	حدیقل متوسط	حدیقل مطلق متوسط
+۲,۵	+۲	-۰,۷	+۲,۲	+۱	+۲	+۸,۱	زمستان در تهران
+۴,۸	+۱	-۲,۱	-۰,۳	+۴,۹	حد اقل متوسط		
+۰,۳	-۱,۷	-۶,۴	-۷,۵	-۸,۹	-۱,۵	+۴,۷	حدیقل مطلق متوسط

قران طالار

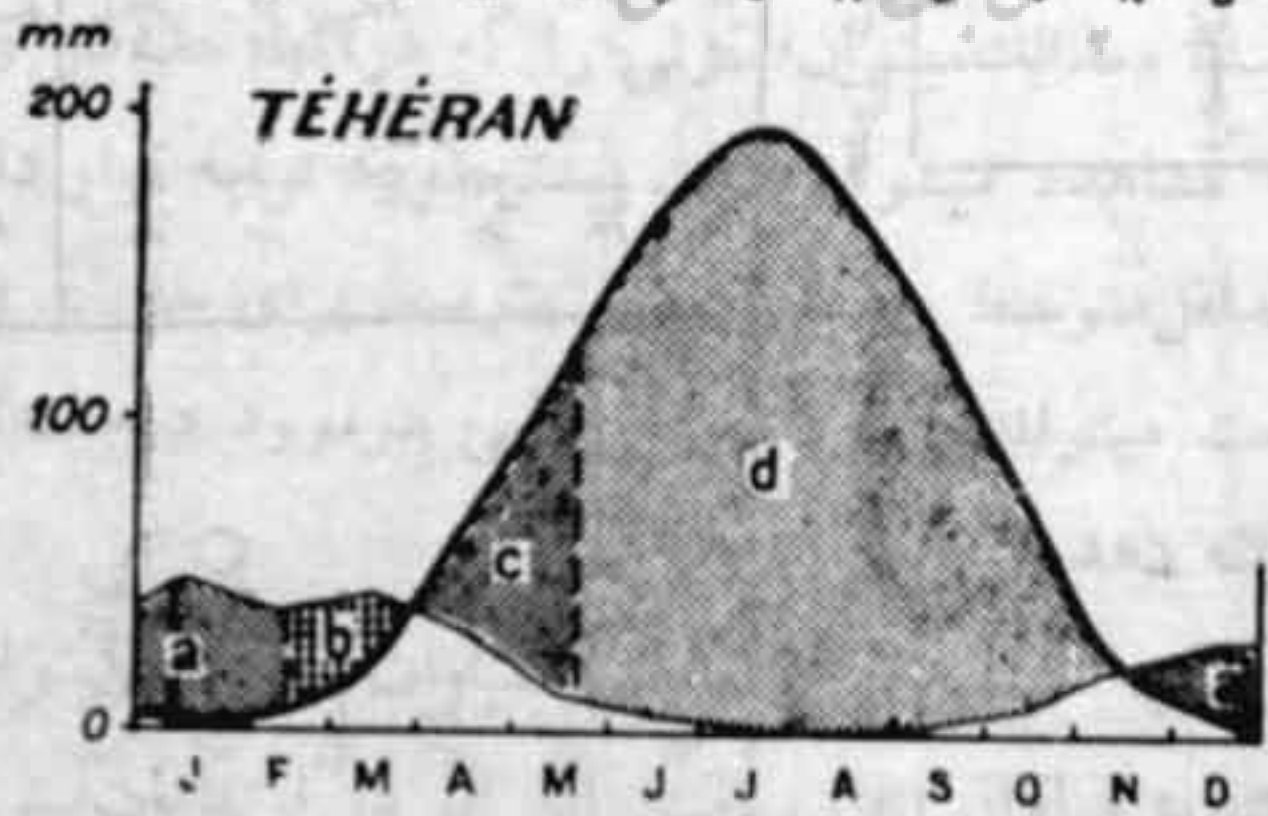
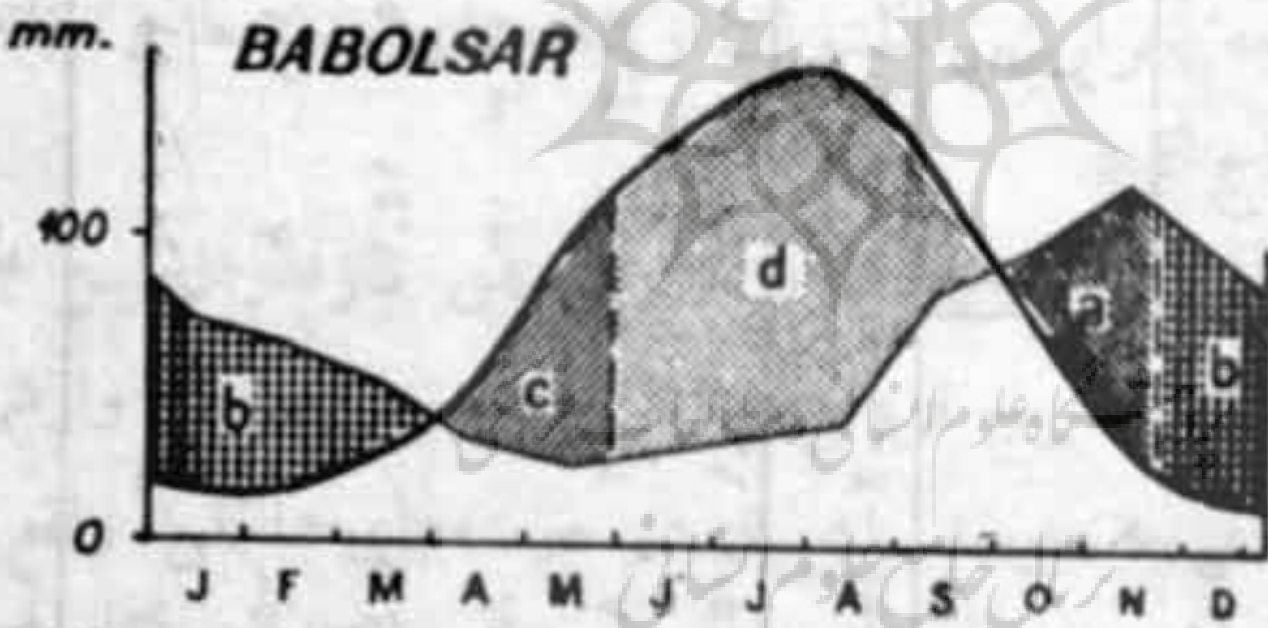
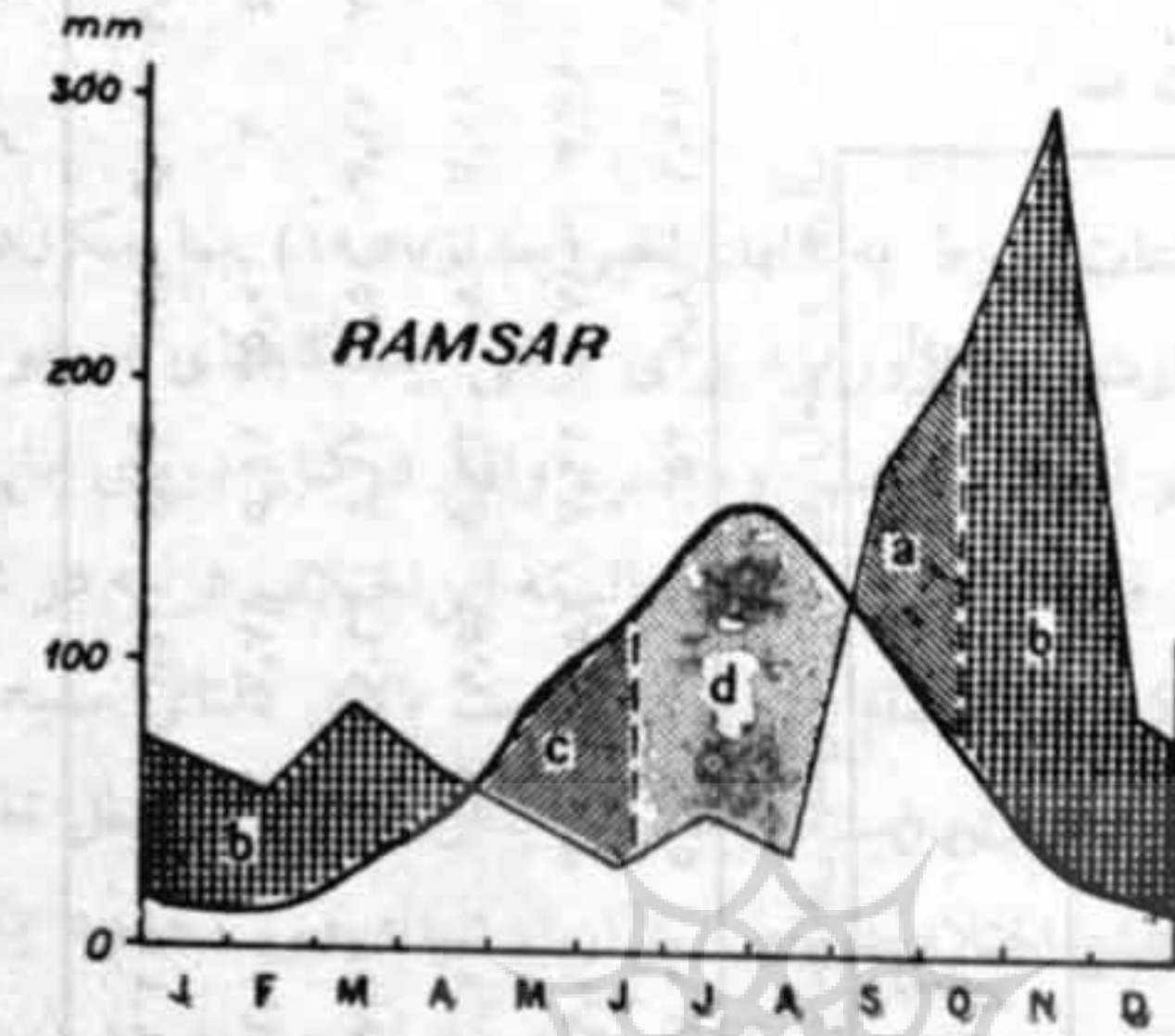
لار (پلور)

شسوار

بابلسر

رامسر

تهران



شکل ۳ — ترازنامه آب برحسب روش ترنوايت . — a تشکیل مجدد ذخیره آب — b اضافه آب
 — c نقصان درمیزان ذخیره آب — d کسری تبخیر .

در مورد فصل گرم باید بخاطر سپرد که در کنار دریای مازندران حد متوسط حرارت شش ماه سال از ۱۶ درجه سانتیگراد متجاوز است و دو ماه حد متوسطی بیش از ۲۳ درجه سانتیگراد دارد. در صورتیکه در تهران، که در حدود ۱۱۰۰ متر بالاتر از سطح دریای مازندران قرار دارد، این مدت به ترتیب به هفت ماه و سه ماه میرسد.

این بی نظمی که از مشخصات آب و هوایی مناطق داخلی فلات ایران است در درجه حرارت متوسط سالیانه نیز دیده میشود. حد متوسط سالیانه درجه حرارت در تهران (۱۶°۵) و بابل (۱۶°۲) کاملاً بهم شباهت دارند. نتیجه اینکه از این امر حاصل میآید اینست که منحنی تغییرات حرارتی در دامنه های جنوبی البرز به نسبت دامنه های شمالی تغییرات شدیدتری را نشان میدهد. معلوماتی که در مورد درجه حرارت دو ایستگاه قران طالار و لار (در پلور) واقع در منطقه کوهستانی، در اختیار ما قرار داشته است امکان میدهد که تا حدی وضعیت خطوط همگرما در منطقه البرز نشان داده شود (شکل ۲). بطوریکه مشاهده میشود تنها در منتهی الیه دامنه های جنوبی البرز است که این خطوط حالت صعودی بخود میگیرند در حالی که در حوضه بالای هراز با وجودیکه به پایکوه های تهران نزدیکتر هستیم منطقه از نظر کیفیت حرارتی به کناره های دریای مازندران شباهت بیشتری دارد^{۳۲}.

بارندگی :

میزان کلی ریزش باران سالیانه تضاد شگفت آوری را که بین کناره های دریای مازندران و مناطق داخلی وجود دارد بلافاصله ظاهر میسازد. بندر پهلوی واقع در

۳۲ - تغییرات درجه حرارت بین بابل و لار (پلور) طبق محاسبه ما، در هر ۱۰۰ متری که بارش ناچیه افزوده میگردد، از قرار ۴۳° است در صورتیکه این تغییرات درجه حرارت بین تهران و لار (پلور) از قرار ۹۵° می باشد.

کرانه دریای مازندران ۱۷۶۶ میلیمتر باران سالیانه دارد در صورتیکه در مناطق داخلی - مثلا در تهران که تقریباً در فاصله ۱۱۰ کیلومتری دریا واقع شده است - میزان ریزش سالیانه باران فقط در حدود ۲۴۳ میلیمتر است. در این مورد نیز قرار دادن دستگاههای باران سنج در مناطق مسکونی سبب شده است که نتوان میزان حقیقی باران این منطقه را بنحو کامل دریافت. ما کاملاً نظر بوبک^{۲۴} را مبنی بر اینکه میزان ریزش باران سالیانه در بسیاری از مناطق کوچک واقع در ارتفاعات - بخصوص در دامنه شمالی علم کوم - از ۲ متر هم تجاوز مینماید تأیید می‌نمائیم. مسأله اساسی در اینجا نیز نظیر بسیاری از مناطق کوهستانی دیگر عبارت از اینست که بدانیم آیا پس از اینکه بارندگی در این منطقه کوهستانی بحد اکثر خود رسید از میزان آن بر حسب ارتفاع کاسته نمیگردد؟ ف. لوو^{۲۵} و ه. بوبک یادآوری کرده‌اند که در دامنه‌های شمالی سلسله البرز دو نوع باد باجهتی معکوس در سطح زمین و ارتفاعات از دو جانب یک «منطقه تغییر سمت»^{۲۶} میوزند. باد زیرین عبارت از باد مرطوب دریای مازندران و باد فوقانی بادی است که از سمت جنوب غربی میوزد. هنگامیکه هوا آرام است منطقه تغییر سمت در ارتفاع ۱۵۰۰ تا ۲۰۰۰ متری قرار دارد ولی با نزدیک شدن اغتشاشات هوایی این سطح در ارتفاع بالاتری قرار میگیرد و در نتیجه هوای مرطوب دریای مازندران میتواند از خط الرأس کوهها بگذرد. در ماه سپتامبر در حقیقت ما خود شاهد بوده‌ایم که چگونه ابرهایی که از سواحل دریای خزر برخاسته بودند از دره‌های شمالی البرز شروع بی‌الآمدن نمودند و در ارتفاع ۲۸۰۰ متری علم کوه نخستین طبقه از ابرهای ثابت را تشکیل داده و بمدت چندین روز بهمین حال باقی ماندند. از طرفی در همین ارتفاع ۲۸۰۰ متری است که حد نهائی جنگلها قرار گرفته است. در همین مدت طبقه تازه‌ای از ابرها از جانب جنوب و شرق ظاهر شدند و در سطح بالاتری. در ارتفاع تقریبی

سال	سپتامبر	اکتوبر	نوامبر	دسامبر	ژانویه	فوریه	مارس	آوریل	مئیس	ژوئن	ژوئیه	اوت	سپتامبر	اکتوبر	نوامبر	دسامبر	سال	میانگین		
۱۲۵۲	۱۲۷	۱۹۵	۲۱۳	۲۱۹	۲۷	۲۴	۳۹	۶۵	۹۵	۸۴	۱۰۳	۱۴۹	۱۵۱	۵۳	۱۰۰	۱۲۰	۱۲۵۲	۱۲۰	A	لنکران (اتحاد شوروی)
۱۳۶۲	۹۲	۲۱۴	۱۸۰	۱۷۵	۲۸	۸۳	۱۰۳	۱۴۹	۱۵۱	۵۳	۱۰۳	۱۵۱	۵۳	۱۰۰	۱۳۲	۱۳۲	۱۳۶۲	۱۰۰	A	آستارا
۱۷۶۶	۲۱۰	۲۳۰	۳۱۶	۲۵۶	۵۵	۴۶	۴۳	۷۰	۱۶۶	۱۳۰	۱۳۰	۱۳۲	۱۳۰	۱۳۲	۱۳۲	۱۷۶۶	۱۳۲	A	پهلوی	
۱۰۰۰۸	۸۵	۱۵۳	۱۱۰	۱۳۵	۴۸	۵۳	۵۵	۵۷	۷۹	۲۳۰	۲۳۰	۷۳	۲۳۰	۷۳	۷۳	۱۰۰۰۸	۷۳	A	رشت	
۱۳۹۲	۱۴۴	۲۰۷	۱۵۷	۱۶۲	۷۸	۳۶	۶۴	۹۱	۱۳۴	۱۳۹	۱۳۹	۱۳۲	۱۳۹	۱۳۲	۱۳۲	۱۳۹۲	۱۳۲	A	لاهیجان	
۱۲۰۰۴	۸۳	۳۰۴	۲۱۶	۱۷۲	۳۸	۳۱	۴۶	۶۳	۸۳	۵۸	۵۸	۶۶	۵۸	۶۶	۶۶	۱۲۰۰۴	۶۶	B	رامسر	
۱۴۸۸	۱۰۹	۳۰۹	۳۴۹	۱۶۷	۲۴	۲۸	۳۴	۸۱	۲۰۴	۷۸	۷۶	۷۶	۷۸	۷۶	۷۶	۱۴۸۸	۷۶	B	شسوار	
۱۱۳۴	۱۴۲	۱۶۳	۱۶۱	۱۸۶	۵۳	۵۴	۳۲	۷۷	۷۵	۵۷	۱۰۲	۵۹	۵۷	۵۹	۱۱۳۴	۵۹	A	نوشهر		
۹۹۳	۶۹	۸۱	۱۰۲	۱۴۳	۶۶	۷۳	۶۵	۷۱	۱۱۰	۷۸	۷۸	۷۳	۷۸	۷۳	۹۹۳	۷۳	E	سرکت (تجن)		
۸۰۲	۳۶	۹۴	۸۹	۱۲۰	۷۷	۵۶	۳۴	۵۳	۵۳	۵۲	۵۵	۵۵	۵۲	۵۵	۸۰۲	۵۵	D	کره سنگ		
۷۴۱	۹۴	۱۱۹	۹۹	۸۲	۳۴	۳۱	۲۲	۳۲	۵۳	۶۳	۷۳	۷۳	۶۳	۷۳	۷۴۱	۷۳	D	بالسر		
۹۷۶	۱۲۱	۹۷	۱۲۶	۹۱	۴۶	۴۳	۴۳	۴۱	۶۴	۱۲۲	۱۲۵	۱۲۵	۱۲۲	۱۲۵	۹۷۶	۱۲۵	B	بایل		
۱۰۴۴	۱۵۶	۱۲۷	۱۲۱	۱۳۳	۵۳	۵۱	۴۶	۴۴	۸۳	۹۶	۸۵	۸۵	۹۶	۸۵	۱۰۴۴	۸۵	C	بایل		
۱۰۰۵۱	۵۹	۱۰۰	۱۱۳	۱۶۴	۸۰	۶۲	۷۶	۵۶	۱۰۰	۸۲	۸۵	۸۵	۸۲	۸۵	۱۰۰۵۱	۸۵	A	قرانطالار		
۶۳۵	۳۹	۹۷	۱۰۱	۴۹	۲۲	۱۴	۳۵	۴۷	۱۰۳	۴۲	۶۶	۶۶	۴۲	۶۶	۶۳۵	۶۶	B	شاهی		
۷۱۲	۵۳	۹۲	۷۱	۱۰۰	۴۹	۴۵	۴۲	۳۳	۶۸	۵۸	۵۸	۵۸	۵۸	۵۸	۷۱۲	۵۸	D	شاهی		
۱۱۵۴	۱۱۳	۱۸۷	۱۱۷	۲۱۸	۴۷	۳۰	۲۸	۱۰۸	۸۶	۷۰	۸۹	۸۹	۷۰	۸۹	۱۱۵۴	۸۹	A	گرگان		

خلاصه مآخذ: A: حد متوسط‌های اخذشده از بوبک و دکتر گنجی. B: ایضا از همان مآخذ، حد متوسط‌هایی که تا سال ۱۹۵۷ تنظیم یافته اند. حد متوسط سالهای ۱۹۴۳-۱۹۵۷: D: حد متوسط سالهای ۱۹۴۹-۱۹۵۷: E: حد متوسط‌های مختلفی که مربوط به تمدن بسیار قبلی از سالها بوده

جدول شماره ۳ - وضع ریزش باران

ب - بخش خشک .

مجموع	مهرآباد	تهران	کرج	کرج	تهران (مهرآباد)	تهران (مهرآباد)	ورامین	لنجان	لار
۵۳۱	۴۸	۴۰	۴۰	۰	۰	۰	۰	۰	۸۲
۳۹۷	۳۸	۴۵	۳	۴	۳	۴	۴	۳	۷۲
۲۷۰	۲۳	۲۴	۱	۳	۲	۳	۲	۲	۳۱
۲۸۱	۲۷	۲۲	۲	۲	۲	۲	۲	۲	۳۲
۲۴۳	۳۰	۲۳	۲	۲	۲	۲	۲	۲	۴۷
۲۱۰	۲۶	۲۷	۱	۲	۱	۲	۲	۲	۳۶
۲۸۰	۳۸	۱۵	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۳۴
۴۴۳	۵۱	۴۸	۱	۴	۴	۴	۴	۴	۶۳
۵۶۹	۳۵	۴۶	۷	۳	۱۹	۱۱	۷۰	۱۰۶	۸۲

۴۳۰۰ متری مرتفع‌ترین قله علم‌کوه را درخود گرفتند. این هوای متلاطم، علیرغم خشکی خود گاهی در اواخر روز و شب هنگام سبب ریزش رگبارهایی میگردد ولی بسیار محتمل است که از ارتفاع ۲۸۰۰ تا ۳۰۰۰ متر بی‌الا بتدریج از میزان بارندگی کاسته شود.

بعلاوه وسعت منطقه مرطوب در این ناحیه بسیار محدودتر از شبکه آبهای روان واقع در دامنه مشرف بدریای مازندران است. مطالعه جریان رودخانه‌ای در حوضه سفیدرود میتواند نشان دهد که فقط در یکدهم وسعت این حوضه میزان ریزش باران سالیانه از ۵۰۰ میلیمتر متجاوز است. در لار (پلور)، در ارتفاع ۲۱۰۰ متری، رودخانه پلور بیش از ۵۶۹ میلیمتر باران سالیانه دریافت نمی‌نماید. در مقایسه پراکندگی باران سالیانه و پراکندگی درجه گرمای متوسط سالیانه باین حقیقت شگفت‌آور برمیخوریم که تأثیر دوری از دریا در این دو سلسله عوامل نابرابر است. باین ترتیب که منطقه پر باران فقط محدود بسواحل است (با احتیاط باید اضافه کرد که آثار نوعی خشکی نسبی در شرق چالوس قابل رویت است) در صورتیکه درجه حرارت کم مناطق هم‌سطح دریا در سرتاسر پهنای سلسله البرز تقریباً یکنواخت باقی میماند و بی‌نظمی درجه حرارت جز در منتهی‌الیه جنوبی حاشیه البرز محسوس نیست. تضاد بین یک دامنه بسیار پر باران و یک دامنه خشک و همچنین اهمیت میزان گرمادر دامنه‌های خشک - منحنی تغییرات حرارتی بین لار و تهران عملاً برابر است با منحنی آدیاباتیک^{۳۷} نظری هوای خشک - سبب وزش بادی با جهتی شمالی جنوبی میگردد که شباهتهائی با «فون»^{۳۸} دارد. بدیهی است که این ابراز نظر صرفاً جنبه فرضیه دارد و ضروری است که با تحلیلی از نمونه‌های مختلف آب و هوایی مقابله داده شود. ولی چنانچه این جریان از مکانیسم «فون» تبعیت نماید باید گفت که نحوه عمل کلاسیک این باد در این

ناحیه بدو طریق است: نخست هوا در ۴۰ کیلومتری سواحل رطوبت خود را از دست میدهد و سپس ۵۰ کیلومتر دورتر، یعنی زمانی که کاملاً وارد منطقه پابکوهها گردید، بطریق آدیاباتیک بر میزان گرمای آن افزوده میشود (شکل ۲). احتمال وجود چنین مکانیسمی بهیچوجه امکان صحت نظر بوبک و رول^{۲۹} را که معتقدند جریانی از هوای خشک از سمت جنوب و یا جنوب غربی منطقه را سیر نموده و در نهایت از خطالراس کوههای البرز عبور میکند، نفی نمی نماید. معذالک نظریه نخست شاید بهتر این امر را که سرتاسر منطقه محوری این ناحیه کوهستانی دستخوش هوایی سرد و خشک است توجیه نماید. مطالعه پوشش نباتی منطقه در این زمینه اطلاعات کاملتری بدست میدهد.

حتی اگر به تحلیل اطلاعات آب و هوایی موجود نیز اکتفا شود می توان تضاد موجود بین دو دامنه البرز را متذکر شد. در مناطق مجاور دریای مازندران حد متوسط باران هیچیک از ماههای سال از ۲۵ میلیمتر کمتر نیست. تنه استثنائی که میتوان برشرد وضعیت شهر شاهی است که با موقعیت شرقی خود در ناحیه ای نامساعد قرار دارد بطوریکه جمع باران سالیانه آن از ۷۰۰ میلیمتر بیشتر نیست. با وجودیکه همه ماهها بارانی هستند معذاً عدم تعادل آشکاری از نظر میزان باران بین ماههای مختلف سال میتوان مشاهده کرد. ماههای مه، ژوئن، ژوئیه و حتی اوت بارانی متوسط دارند. در حالیکه در ماههای پائیز میزان ریزش باران فوق العاده است. جمع میزان متوسط باران ماهیانه در بندر پهلوی و شهسوار در ماه اکتبر از ۳۰۰ میلیمتر در میگذرد. رامسر در ماه نوامبر تقریباً بهمین اندازه باران دارد. در شهسوار جمع باران دو ماه اکتبر و نوامبر به ۶۵۸ میلیمتر میرسد! باید توجه داشت که ارقام جدول شماره ۳ تنها مربوط به حد متوسطها است و در بعضی از ماهها، میزان ریزش

باران فوق العاده بیش از این مقدار است. مثلاً در ۱۹۵۳ شهسوار فقط در ماه سپتامبر ۶۰۴ میلیمتر باران داشته است و این رقم برای سه ماه سپتامبر تا نوامبر در حدود ۱۱۳۱ میلیمتر بوده است. مجدداً در ۱۹۵۷ - پائیز قبل از ورود ما بناحیه شهسوار در طی يك ماه بیش از ۵۰۰ میلیمتر باران دریافت داشته بود زیرا که باران سنج ایستگاه مزبور در ماه اکتبر ۵۱۲ میلیمتر باران به ثبت رسانیده بود. حداکثر دومی که از نظر میزان بارندگی در این منطقه مرطوب مشاهده میشود در ماههای بهار اتفاق میافتد؛ معذالك جمع باران متوسط این فصل به ندرت از ۲۰۰ میلیمتر بیشتر است.

برعکس در بخش خشک بطور محرز يك فصل طولانی بدون باران در تابستان وجود دارد. چنانچه همه ماههایی را که میزان باران متوسط آنها از ۲۵ میلیمتر کمتر است «خشک» بنامیم، همه جا به ۵ ماه خشک - از ژوئن تا اکتبر - برمیخوریم. در تهران خشکی هوا از ماه مه شروع میشود و در ورامین حتی تا ماه نوامبر هم ادامه می یابد. متحمل است که این امر ظاهری و مولود عدم کفایت اطلاعاتی باشد که در اختیار ما قرار داده شده است. باید متذکر شد که وجود يك فصل خشک کاملاً مشخص منحصر بدامنه های مجاور کویر نیست بلکه این خشکی حتی به آبگیرهای فوقانی رودهایی که متوجه دریای خزر هستند نیز گشانده شده است. در لار «پلور» در ۵ ماه ژوئن تا اکتبر باران سنج فقط ۶۱ میلیمتر باران ثبت کرده است. قسمت عمده بارندگی در این بخش بین ماههای نوامبر تا آوریل اتفاق افتاده و بارانی ترین ماه سال معمولاً ماه مارس بوده است. بخلاف مناطق ساحلی دریای خزر که قسمت اعظم باران آن در فصل پائیز می بارد در بخش خشک حداکثر بارندگی در بهار اتفاق میافتد. بدیهی است که کمبود عمومی میزان باران در این منطقه سبب میشود که این حداکثر در مقایسه با سواحل بحر خزر در سطح پائین تری قرار بگیرد بطوریکه معمولاً کمتر ماهی را میتوان نام برد که جمع باران

آن از ۱۰۰ میلیمتر تجاوز کند. در نتیجه مرطوب‌ترین ماههای سال در مرکز و جنوب البرز وضعیتی مشابه خشک‌ترین ماههای مناطق مجاور دریای خزر دارد. معذالك جهت درك عمیق واقعیت در این مورد نیز می‌باید متوجه تغییرات سالهای مختلف بود. مثلاً ماههای اکتبر و نوامبر، که در مطالعه کلی آب و هوای بخش خشک می‌تواند جزء ماههای بدون باران محسوب شوند، در بعضی مواقع نظیر سال ۱۹۵۷ تا ۱۳۷ میلیمتر باران داشته اند.

الف - ترازنامه آب :

ما در این مقال کوشیده‌ایم بر حسب روش ترنوایت^۴ اطلاعات مربوط به

۴۰ - بمنظور توضیح بیشتر مسائلی که در این مقال مطرح گردیده است در زیر بطور خلاصه به بیان اصولی که در روش Thornthwaite مورد استفاده قرار می‌گیرد می‌پردازیم. خوانندگان متخصص که به توضیحات مفصلتری نیازمند باشند رجوع کنند به :
Ch. P. Peguy , Précis de Climatologie , Paris , Masson et Cie, 1961, P. 154-157 et 247-249.

ترنوایت Thornthwaite هواشناس آمریکائی، که نظیر اغلب هواشناسان کار خود را با مطالعاتی در زمینه گیاه‌شناسی شروع کرده است. در سال ۱۹۴۸ راه‌حلی عمومی برای تنظیم «ترازنامه آب Bilan de l'eau» پیشنهاد می‌کند. بدین منظور وی پیش از همه به تعریف «تبخیر و تعرق بالقوه Evapotranspiration potentielle» می‌پردازد که عبارت باشد از حداکثر تبخیری که در یک اندام گیاهی ممکن است صورت پذیرد چنانچه مداوماً آب لازم بدان اندام رسانیده شود. برای اندازه‌گیری این «تبخیر و تعرق بالقوه» ترنوایت به دو عامل توجه می‌نماید: اول، ۱۲ درجه حرارت متوسط ماهیانه بنحوی متوالی دوم عرض جغرافیائی منطقه مورد مطالعه. این دو عامل اساس فرمول ترنوایت را در این زمینه تشکیل می‌دهد و او با استفاده از این فرمول موفق به تنظیم جدولی گردیده است که حتی مبتدیان می‌توانند بکمک آن به اندازه‌گیری تبخیر یک ناحیه بپردازند.

ترنوایت پس از احتساب «تبخیر و تعرق بالقوه» هر ماه آنرا با میزان بارانی که در آن ماه باریده است مقابله می‌دهد. اختلاف جبری بین این دو رقم، میزان «باران مقتضی» هر ناحیه را نشان می‌دهد. این میزان مثبت است زمانی که مقدار باران از مقدار «تبخیر و تعرق بالقوه» بیشتر باشد، منفی است هر آینه میزان تبخیر بر میزان باران برتری بیابد. در حالت منفی

ترازنامه آب را از طرفی برای مناطق مجاور دریای خزر و از طرف دیگر برای پایکوههای تهران تنظیم نمائیم. محاسبات و منحنی نمایشهای مربوط به رامسر و بابل (جدول شماره ۳، شکل ۳) وضعیت سواحل دریای خزر را از این نظر نشان میدهد. با این تفاوت که میزان رطوبت در رامسر بیش از بابل بوده است و این تفاوت از آنجا ناشی میشود که میزان کل ریزش باران سالیانه در ایستگاه اول ۱۳۰۴ میلیمتر و در ایستگاه دوم فقط ۷۴۱ میلیمتر بوده است. منحنیهای دوگانه

«تبخیر و تعرق بالقوه» می تواند نه تنها از باران ماههای مربوط بلکه از «ذخیره آب Stock d'eau» ماههایی که میزان بارانشان بر تبخیرشان فزونی داشته است نیز استفاده نماید. ترنویت میزان نهائی این ذخیره آب را ۱۰۰ میلیمتر میدانند.

باتکاء این اصول اولیه است که میتوان ماه «ترازنامه آب» هر ناحیه را تنظیم نمود. از طرفی پس از اینکه بر اثر بارندگی «ذخیره آب» زمین بنحوی کامل تجدید گردد به مقداری «اضافه آب Excédent d'eau» بر میخوریم (در رامسر دوره اضافه آب از اواسط اکتبر تا مه و در بابل از اواخر نوامبر تا آوریل است. در تهران این دوره از اواسط فوریه شروع شده و تا اواخر مارس ادامه می یابد. شکل ۳). برعکس، زمانی که ذخیره آب زمین بر اثر عمل تبخیر و تعرق دوباره به جو باز میگردد «تبخیر و تعرق بالقوه» بنحو کامل انجام نمی پذیرد و در نتیجه تبخیر و تعرق در «کسری Dérivance» میشود (در رامسر دوره کسری تبخیر از نیمه ژوئن تا نیمه سپتامبر، و در بابل از اول ژوئن تا اول اکتبر و در تهران تقریباً از دهه آخر مه تا اواسط نوامبر است شکل ۳).

آخرین مساله ای که ترنویت در محاسبه خود بدان اشاره می نماید «تبخیر حقیقی

Evaporation réelle» است. تبخیر حقیقی در ماههایی که دوچار «کسری تبخیر»

نگردند عبارتست از تبخیر و تعرق بالقوه. ولی در ماههایی که «کسری تبخیر» وجود دارد تبخیر حقیقی مساویست با تبخیر و تعرق بالقوه منهای کسری تبخیر - ارقام دوازده گانه تبخیر حقیقی ماهیانه که بدین ترتیب محاسبه شوند تشکیل رژیم میدهند که تفسیر آن خالی از فایده نیست. مثلاً در دو ایستگاه رامسر و بابل (جدول شماره ۳)، که در قسمت اعظم سال از باران فراوان برخوردارند، رقم «تبخیر حقیقی» از نوسانات درجه حرارت ماهیانه تبعیت می نماید. تنها بی نظمی که در این مورد مشاهده میشود مربوط به ماههای ژوئن تا

مربوط به ریزش باران و «تبخیر و تعرق بالقوه»^{۲۹} در دو نقطه بنحو بارزی باهم تلاقی حاصل کرده اند بطوریکه سال را بدو فصل مشخص تقسیم می نمایند. در طی یکی از این دو فصل (که در رامسر از اواخر سپتامبر تا آوریل و در بابلس از اکتبر تا اواخر مارس ادامه دارد) میزان ریزش باران بیش از «تبخیر و تعرق بالقوه» بوده است و در فصل دیگر (یعنی از آوریل و یا مه تا سپتامبر) پدیده فوق بنحو معکوس عمل میکند. چنانچه «ذخیره قراردادی میزان آب»^{۳۰}، یعنی ۱۰۰ میلیمتری را که هواشناس آمریکائی، ترنوایت پیشنهاد کرده است وارد محاسبه کنیم می توانیم سال را بطور معمول به چهار دوره تقسیم نمائیم. ملاحظه می گردد که دوره «اشباع» خاک که در فاصله تشکیل مجدد ذخیره آب زمین و آغاز تبخیر در این ذخیره آب قرار گرفته است در رامسر هفت ماه و در بابلس چهار ماه و نیم از سال طول میکشد (شکل ۳). از طرفی بنظر میرسد که اهمیت طول مدتی که رطوبت هوا فوق العاده و خاک در مرحله اشباع است بیش از اطلاعات عددی مربوط به ترازنامه آب باشد که ما آنرا در آخرین ستون جدول خود ذکر کرده ایم. بدیهیست که وضع ترازنامه آب در تهران با سواحل دریای خزر بکلی تفاوت دارد. وضع منحنی مربوط به ریزش باران سالیانه تهران ناچیز بودن نزولات آسمانی را در طی سال نشان میدهد در حالیکه منحنی مربوط به «تبخیر و تعرق بالقوه» مبین اختلاف درجه فوق العاده حرارت هوا می باشد (تبخیر و تعرق بالقوه که در طی ماههای زمستان عملاً صفر است در ماه ژوئیه به ۲۰۰ میلیمتر هم میرسد). در تهران بخصوص بیشتر بعلت ضعف قدرت تبخیر زمستانی است که از نیمه نوامبر تا آخر فوریه میزان باران از تبخیر

اوت است که کمی تبخیر حقیقی در حقیقت مولود نقصان ریزش باران در این ماههاست. برعکس در مطالعه ارقام مربوط به تبخیر حقیقی تهران به دو دوره برمیخوریم که تبخیر حقیقی شان ناچیز بوده است. در دوره اول (سامبر تا مارس) این کمبود مولود کمی درجه حرارت ماهیانه و در دوره دوم (ژوئن تا نوامبر) ناشی از ضعف ریزش باران بوده است.

این ترازنامه برای هر ایستگاه از ماهی شروع میشود که پس از فصل خشک بار دیگر باران متوسط ماهیانه بر تبخیر و تفرق بالقوه فروزی بکیرد.
 جدول شماره ۳ - ترازنامه آب:

بستانبر	آبگرم	نوامبر	دسامبر	ژانویه	فوریه	مارس	آوریل	م	ژوئن	جولای	اوت	سپتامبر	اکتبر	سایانه
۲۲,۷	۱۷,۹	۱۲,۳	۹,۵	۸,۵	۸,۱	۹,۲	۱۲,۵	۱۸,۵	۲۱,۹	۲۴,۳	۲۵	۲۴,۳	۲۵	۲۴,۳
۱۱۱	۶۹	۳۱	۲۱	۱۷	۱۶	۲۴	۴۴	۹۱	۱۱۴	۱۵۱	۱۴۷	۱۵۱	۱۴۷	۱۴۷
۱۷۲	۲۱۶	۳۰۴	۸۳	۶۶	۵۸	۸۳	۶۳	۴۶	۳۱	۴۴	۳۸	۴۴	۴۴	۳۸
۶۱	۱۴۷	۲۷۳	۶۲	۴۹	۴۲	۵۹	۱۹	-۵۵	-۸۳	-۱۰۷	-۱۰۹	-۱۰۷	-۱۰۹	-۱۰۹
۶۱	۱۰۰	۱۰۰	۱۰۰	۱۰۰	۱۰۰	۱۰۰	۱۰۰	۵۵
.	۱۰۸	۲۷۳	۶۲	۴۹	۴۲	۵۹	۱۹
.
۱۱۱	۶۹	۳۱	۲۱	۱۷	۱۶	۲۴	۴۴	۹۱	۱۱۴	۱۵۱	۱۴۷	۱۵۱	۱۴۷	۱۴۷
۱۸	۱۱,۷	۹	۷,۸	۸	۸	۱۰	۱۳,۸	۱۹,۳	۲۲,۸	۲۵	۲۳,۵	۲۵,۹	۲۵,۹	۲۳,۵
۶۹	۲۸	۱۸	۱۵	۱۵	۱۵	۲۷	۵۱	۱۰۰	۱۲۹	۱۵۶	۱۱۷	۱۵۶	۱۵۶	۱۱۷
۹۹	۱۱۹	۹۴	۷۳	۶۲	۵۳	۵۳	۳۲	۲۲	۳۱	۳۴	۸۲	۴۰	۳۴	۸۲
۳۰	۹۱	۷۶	۵۸	۴۷	۳۶	۳۶	۱۹	-۷۸	-۹۸	-۱۲۲	-۴۵	-۱۱۶	-۱۱۶	-۴۵
۳۰	۱۰۰	۱۰۰	۱۰۰	۱۰۰	۱۰۰	۱۰۰	۸۱	۳
.	۲۱	۷۶	۵۸	۴۷	۳۶	۳۶
.
۶۹	۲۸	۱۸	۱۵	۱۵	۱۵	۲۷	۵۱	۱۰۰	۱۲۹	۱۵۶	۱۱۷	۱۵۶	۱۵۶	۱۱۷
۱۰,۶	۵,۶	۱,۱	۵,۶	۱,۱	۵,۶	۸,۹	۱۶,۱	۲۱,۶	۲۶,۷	۲۸,۳	۲۵	۲۸,۳	۲۸,۳	۲۵
۲۲	۷	۱	۶	۱	۶	۲۰	۶۲	۱۱۵	۱۶۷	۱۷۴	۹۶۷	۱۳۲	۱۳۲	۷۳
۲۳	۳۰	۲۷	۲۹	۲۹	۲۹	۲۹	۳۲	۴	۳	۲	۲	۲	۲	۲
۱	۲۳	۴۶	۳۳	۳۳	۳۳	۳۳	۳۰	-۱۰۳	-۱۶۳	-۱۹۵	-۷۵۳	-۱۳۰	-۱۷۲	-۶۴
۱	۲۴	۷۰	۷۰	۷۰	۷۰	۷۰	۷۰
.
.
۲۲	۷	۱	۶	۱	۶	۲۰	۶۲	۱۱۵	۱۶۷	۱۷۴	۷۵۷	۱۳۰	۱۷۲	۶۴



رأسر
 درجه حرارت متوسط ماهیانه
 تبخیر و تفرق بالقوه ماهیانه
 باران متوسط ماهیانه
 باران - تبخیر و تفرق بالقوه
 ذخیره آب زمین
 اضافه آب
 کسری آب
 تبخیر حقیقی
 بابلر
 درجه حرارت متوسط ماهیانه
 تبخیر و تفرق بالقوه ماهیانه
 باران متوسط ماهیانه
 باران - تبخیر و تفرق بالقوه
 ذخیره آب زمین
 اضافه آب
 کسری آب
 تبخیر حقیقی
 تهران
 درجه حرارت متوسط ماهیانه
 تبخیر و تفرق بالقوه ماهیانه
 باران متوسط ماهیانه
 باران - تبخیر و تفرق بالقوه
 ذخیره آب زمین
 اضافه آب
 کسری آب
 تبخیر حقیقی

بیشتر است در حالیکه در بقیه ایام سال، یعنی بدلت هشت ماهه ونیم، وضع درست بعکس میشود.

از طرفی باتوجه به میزان ذخیره آب در زمین باین حقیقت پی میریم که شرایط لازم برای «اشباع» خاک فقط در یک ماه از سال، یعنی ماه مارس فراهم میآید در صورتیکه دوره «کسری آب»^{۴۱} یعنی مدتی که بعلت عدم وجود آب لازم تبخیر باندازه کافی انجام نمی شود به ۶ ماه از سال میرسد.

ب - شاخص پاترسون^{۴۱}

وجود جنگلهای انبوهی که سرسبزی افسانه ای قسمت تحتانی دامنه های مشرف به دریای مازندران را سبب میشود ما را برآن داشت تا کیفیت این پدیده را باتوسل به شاخصی که اخیراً س. پاترسون کارشناس سوئدی امور جنگلهای برای تعیین تأثیر شرایط اقلیمی در ظرفیت تولیدی یک منطقه جنگلی عنوان نموده است توضیح دهیم. بر حسب محاسبات پیشنهادی پاترسون در وهله اول می باید ادواری از سال را که در آن باروری جنگلی^{۴۲} انجام می پذیرد مشخص ساخت. برای تعیین این ادوار لازمست از مجموع ایام سال ماههای فوق العاده سرد و همچنین ماههایی که میزان باران آنها کافی نیست تفریق گردند. ماههای کم باران معمولاً ماههایی هستند که «شاخص خشکی»^{۴۳} ماهیانه آنها از ۲۰ کمتر باشد

Sture Paterson — ۴۱

$$A = \frac{P}{T + 10} \text{ — ۴۲}$$

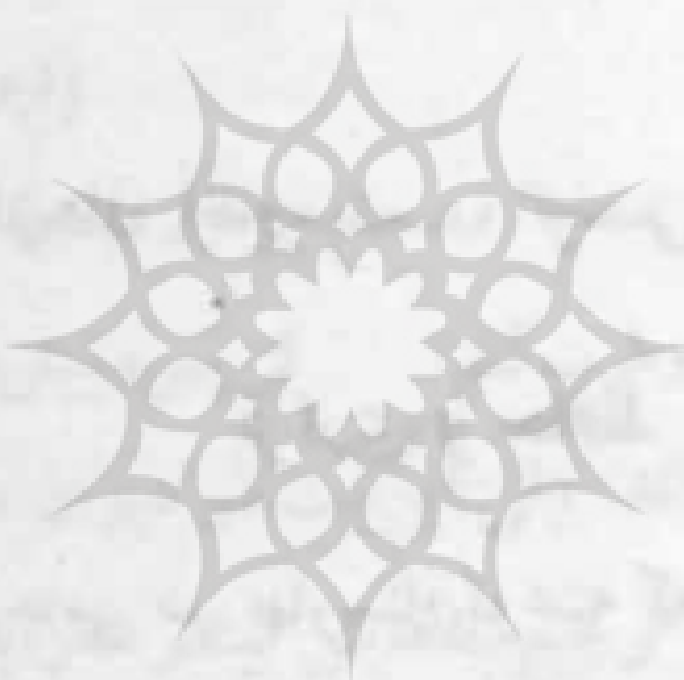
Indice d'aridité که فرمول آن عبارتست از

T, P به ترتیب عبارتند از حد متوسط باران و درجه حرارت ماهیانه و یا سالیانه بر حسب اینکه بخواهیم «شاخص خشکی» ماهیانه و یا سالیانه را حساب کنیم. این فرمول را امانوئل دومارتون E. De Martonne در سال ۱۹۲۳ عنوان نموده است مترجم.

و ماههای فوق العاده سرد بساههایی گفته میشود که حد متوسط سالیانه درجه حرارتشان از ۳ درجه سانتیگراد کمتر باشد. باتوجه باین شاخصهای قراردادی باید گفت که دوره باروری نباتی در سواحل دریای خزر به ۸ ماه از سال میرسد، درحالیکه میزان باران درچهارماه مه تا اوت ناکافیست. درنخستین قسمت از دامنه‌های البرز که از آن اطلاعاتی در دست داریم (ایستگاه قران طالار) طول دوره‌ایکه دوچار کمبود بارندگی است بدوماه زوئن و ژوئیه کاهش می‌یابد و در نتیجه دوره باروری نباتی به ۱۰ ماه از سال میرسد. در حوضه رودخانه لار، در ارتفاع بیش از ۲۰۰۰ متر، رشد جنگلهایش از بیش باشکال برمیخورد. بطوریکه ۵ ماه کم باران و ۵ ماه فوق العاده سرد بدنبال هم قرار گرفته‌اند و در نتیجه جنگلها فقط می‌توانند در بهار کوتاه و دو ماهه‌ایکه از آوریل شروع شده و به مه ختم میگردد رشد و توسعه بیابند. در تهران «شاخص خشکی» هوادر ۸ ماه سال از ۲۰ کمتر است و یک ماه هم درجه حرارت متوسطی کمتر از ۳ درجه سانتیگراد دارد. بنابراین دوره‌ایکه جنگلها در توسعه هستند به سه ماه از سال تقلیل می‌یابد. از این مدت یک ماه در ابتدای فصل سرد (یعنی دیسامبر) و دو ماه دیگر در اواخر این فصل (یعنی فوریه و مارس) قرار گرفته است.

بکمک این محاسبات بالاخره میتوان رشد سالیانه جنگلها را در شمال ایران ارزیابی نمود. در جلگه‌های ساحلی دریای مازندران واقع در غرب چالوس، رقم رشد سالیانه جنگلها بیش از ۷ متر مکعب در هکتار است. در جلگه‌هاییکه در مشرق این شهر قرار گرفته‌اند این رقم به ۵ تا ۶ متر مکعب در هکتار کاهش می‌یابد. در صورتیکه در نخستین دامنه‌های کوهستانی (حوالی قران طالار) رشد سالیانه جنگلها بیش از ۷ متر مکعب در هکتار است. این رشد جنگلی از بسیاری جهات با ارقام مربوط به انبوه‌ترین مناطق جنگلی فرانسه (واقع در پیرنه غربی) و

جنوب‌لاندها)؛ قابل مقایسه است. برعکس در منطقه هراز بالا و لار رشد جنگلی ناچیز بوده و با ازدیاد ارتفاع دوچار تنزل سریع میگردد بطوریکه در ارتفاعات بیش از ۲۰۰۰ متر رقم سالیانه رشد جنگلی کمتر از ۵۰ متر مکعب در هر هکتار است. این رقم در سرتاسر پایکوههای تهران صفر است.



پژوهشگاه علوم انسانی و مطالعات فرهنگی
پرتال جامع علوم انسانی

ادامه دارد.