دکتر حسنعلی غیور
سید ابوالفضل مسعودیان، دانشجوی دورهٔ دکتری جغرافیا
دانشگاه اصفهان
شماره مقاله: ۳۶۳

بررسی مکانی رابطهٔ بارش با ارتفاع در ایران زمین

Dr. Hassan Ali Ghayur

Seyyed Abolfazl Masoudiyan, Doctoral candidate

University of Isfahan

An Spatial Analysis of Elevation - Precipitation Models (Case Study; Iran)

Generally speaking there is not an unique statistical relationship between elevation and precipitation throughout Iran.Elevation - precipitation models are statistically significant only in given geographical locations.

In this paper an evaluation of EPM (Elevation - Precipitation Model) and 2DSDM (two Dimentional Spatial Distribution Model) results and limitations is provided. Finally a Computer program for estimating the parameters of the EPM and 2DSDM is prepared.

مقدّمه

با افزایش ارتفاع، به دلیل کاهش دما و رسیدن دما به نقطهٔ شبنم، میزان بارش افزایش می‌یابد. اثر ارتفاع بر بارش در همه جا یکسان نیست. در برخی نواحی بارش تنها تا ارتفاع معینی که «مرز فوقانی حداکثر بارش» نامیده می‌شود افزایش می‌یابد و از آن پس با افزایش ارتفاع مقدار بارش رو به کاهش

می‌گذارد (جعفرپور، ۱۳۷۱).

در مناطق حارّه که لایهٔ پایینی جو سرشار از رطوبت است ولی لایه‌های میانی از نظر رطوبتی بسیار فقیر هستند حرکات همرفتی به لایه‌های پایینی جو محدود می‌شود؛ از همین رو در نواحی حاره بارش تا ارتفاع ۱۰۰۰ تا ۱۹۰۰ متری افزایش و از آن پس رو به کاهش می‌گذارد. امّا در مناطق برون حارّه مقدار بارش تا ارتفاع ۵۰۰۰ تا ۵۵۰۰ متری افزایش می‌یابد (Barry and Chorley, 1982). به همین قیاس اثر ارتفاع بر بارش در تابستان‌ها شدیدتر از زمستان (Linacre, 1992) و در دامنه‌های بادگیر قویتر از دامنه‌های باد پناه است (علیجانی و کاویانی، ۱۳۷۱).

از این گذشته در نواحی کوهستانی فاصلهٔ پایهٔ ابر تا زمین کوتاه است و حتی قطرات ریز نیز فرصت می‌یابند تا پیش از آن که در جو تبخیر شوند خود را به زمین برسانند و به همین سبب مقدار بارش نواحی کوهستانی نسبت به دشتهای همسایهٔ آنها زیادتر است (علیجانی و کاویانی، ۱۳۷۱).

با این حال هیچ یک از این حالات به صورت قاعدهٔ عمومی پذیرفتنی نیست. به گفتهٔ Linacre (1992) ممکن است بارش دامنهٔ بادپناه بیشتر از دامنهٔ بادگیر باشد زیرا اوّلاً در دامنهٔ بادپناه حرکات چرخشی هوا ریزش را تشدید می‌کند و ثانیاً چون جریان هوا در دامنهٔ بادپناه آرامتر از دامنهٔ بادگیر است بارش به بارانسنجها می‌رسد، در صورتی که در دامنهٔ بادگیر به سبب سرعت وزش باد بارانسنجها مقدار واقعی بارش را نشان نمی‌دهند.

اساساً ساده انگارانه خواهد بود که از میان تمامی اجزای تشکیل دهندهٔ چهرهٔ زمین تنها ارتفاع را بر مقدار بارش موثّر بدانیم. برای بسط مفهوم رابطهٔ بارش ـ ارتفاع، در گام اول بهتر است رابطهٔ بارش ـ ناهمواری را مطرح سازیم. در این صورت بارشهایی که به سبب انتقال وزش از آب به روی خشکی ایجاد می‌شوند نیز در همین مقوله قابل بحث خواهد بود. علیجانی و کاویانی (۱۳۷۱) نقل کرده‌اند که به سبب تفاوت ناهمواری (ضریب درشتناکی)[1] آب و خشکی انتقال هوای وزنده از روی آب به روی خشکی سبب کاهش سرعت جریان گردیده و این هوای کند همچون سدی در برابر هوای سریع پشت خود عمل کرده و سبب صعود و ریزش می‌شود. بنابراین الگوی مکانی بارش تا حدودی تحت تأثیر «شکل زمین» است. برای نمونه Linacre (۱۹۹۲) ۸۸٪ تغییرات مکانی بارشهای غرب کلرادو را از لحاظ آماری به شکل زمین نسبت داده‌است. مقصود از شکل زمین ارتفاع مکان از سطح دریا، اختلاف ارتفاع گودترین و بلندترین نقاطی که در شعاع r کیلومتری مکان واقعند، جهت جغرافیایی بیشینهٔ گشودگی محل به

1- Coefficient of roughness

آسمان، زاویهٔ سمت محل نسبت به نقاطی که ارتفاع آنها h متر از مکان مورد نظر بیشتر است و متغیرهایی شبیه به اینهاست. نمونهٔ دیگری که نقش‌شکل زمین را در مقدار بارش نشان می‌دهد بررسی Kirkby و همکاران (۱۹۸۷) در انگلستان است. براساس مطالعات ایشان رابطهٔ بارش ـ ارتفاع در جنوب بلندیهای پنین در بریتانیا قوی است (r = ۰/۸۶) و خیز بارش در این ناحیه حدود ۱۸۹ میلی‌متر بازای هر صد متر است. در عین حال اگر به جای ارتفاع ایستگاهها، ارتفاع بلندترین نقطه‌ای که در شعاع دو کیلومتری بارانسنج قرار دارد را برای توضیح تغییرات مکانی بارش به‌کارگیریم ضریب همبستگی (r) به ۰/۹۴ خواهد رسید. به بیان دیگر شکل زمین در پیرامون بارانسنج نقش مهمتری در مقدار بارش دریافتی بر عهده دارد تا ارتفاع مطلق محل بارانسنج.

بنابراین هرگونه تلاش برای ایجاد روابط آماری بین میانگین بارش یک محل از یک سو و ویژگیهای فیزیوگرافی آن محل مانند ارتفاع از سطح دریا، جهت دامنه‌ها و دوری از دریا از سوی دیگر نادرست و بی‌فایده است؛ زیرا بارندگیهای یک محل از لحاظ هواشناسی دارای منشأهای مختلفی است (بارش‌های اقیانوسی، تندری و ...) که از یک قانون فیزیکی واحد پیروی نمی‌کنند. بنابراین انجام محاسبات مزبور زمانی منطقیتر خواهد بود که مطالعات بر روی یک مجموعه بارندگی مشخص که از نظر جهت و نوع اغتشاشات پدیدآورندهٔ آنها کاملاً یکسان باشند انجام گرفته باشد (رمنیراس، ۱۳۵۷).

محدودیتهای مدلهای بارش ـ ارتفاع

عوامل گوناگونی سبب می‌شوند تا از اعتبار روابط بارش ـ ارتفاع کاسته شود. برخی از این عوامل از دقّت آماری این روابط می‌کاهند و برخی دیگر سبب می‌شوند که روابط به دست آمده به نواحی جغرافیایی کوچکی محدود شوند.این عوامل را می‌توان به قرار زیر خلاصه کرد.

۱ـ تراکم بارانسنجها در کوهستانها کم است.

۲ـ در ارتفاعات زیاد بارانسنج وجود ندارد.

۳ـ وقوع بارشهایی با منشأهای مختلف رابطهٔ بارش ـ ارتفاع را پیچیده می‌سازد.

۴- تغییرات مکانی بارش در کوهستانها شدید است.

۵ـ دقّت اندازه‌گیری بارش در کوهستانها کم است.

۶ـ شکل زمین در نواحی کوهستانی پیچیده است و رابطهٔ بارش ـ ارتفاع تحت تأثیر عوامل موضعی مانند جهت درّه‌ها قرار می‌گیرد.

۷ـ روابط بارش ـ ارتفاع بشدّت موضعی است و بویژه به جهت جریان توده‌های هوا بستگی دارد.

۸ـ در کوههای کم‌ارتفاع و گسسته رابطهٔ بارش ـ ارتفاع ضعیفتر است تا در رشته کوههای پیوسته

و بلند.

به همین دلایل تغییرات مکانی رابطهٔ بارش ـ ارتفاع بسیار زیاد و نتایج این مدلها تقریبی است. مثلاً مطالعاتی که در بریتانیا انجام گرفته بیانگر آن است که در نواحی کوهستانی اثر ارتفاع بر بارش در نواحی جغرافیایی مختلف بسیار با هم تفاوت دارد (Barry, 1992). مطالعاتی که در ایران زمین بر روی رابطهٔ بارش – ارتفاع انجام شده است نیز نشان می‌دهد که خیز بارش و حتی نوع رابطهٔ بارش ـ ارتفاع در نواحی جغرافیایی مختلف بسیار متنوع است (به جدول شمارهٔ ۱ نگاه کنید). از این گذشته علیجانی (۱۳۷۴) نشان داده‌است که در کرانه‌های خزر فاصله از دریا بهتر از ارتفاع، نقاط تغییرات مکانی بارش را توضیح می‌دهد.

پیشینهٔ بررسی رابطهٔ بارش ـ ارتفاع در ایران زمین

تاکنون پژوهشگران بسیاری کوشیده‌اند تا بر پایهٔ مدل بارش ـ ارتفاع توزیع مکانی بارش در حوضه‌ها را توضیح دهند. این تحقیقات از لحاظ تعداد سالهای آماری، تعداد ایستگاههای مورد بررسی، پراکندگی جغرافیایی ایستگاهها و دقّت آماری محاسبات بسیار متفاوتند. در جدول شمارهٔ ۱ حاصل این تحقیقات تلخیص شده‌است. از بررسی این جدول چنین برمی‌آید که اوّلاً ضریب همبستگی بارش و ارتفاع در همه جا مثبت اما مقدار آن همراه با شدّت و ضعف است. ثانیاً خیز بارش بسیار متغیر است و بین ۱/۲۱ در آبریز زهره تا ۰/۰۴ در ارتفاعات مرکزی کرمان تغییر می‌کند. ثالثاً نوع رابطهٔ بارش ـ ارتفاع غالباً خطی است.

به علّت محدودیتهایی که بر سر راه محاسبهٔ این روابط وجود داشته است و همچنین محدودیّت جغرافیایی مناطق بررسی شده، جدول شمارهٔ ۱ تصویری روشن از چگونگی رابطهٔ بارش و ارتفاع در ایران زمین در اختیار ما نمی‌گذارد. از این گذشته موحّد دانش (۱۳۷۳) نشان می‌دهد که اگر به جای ارتفاع مطلق، برای ساختن مدلهای بارش ـ ارتفاع، میانگین وزنی ارتفاع به کار گرفته شود نتیجهٔ بسیار بهتری به دست می‌آید. بنابراین به نظر می‌رسد از راه بازبینی در شکل روابط ریاضی بارش ـ ارتفاع بتوان الگوی توزیع مکانی بارش را بهتر توضیح داد.

جدول شمارهٔ ۱: رابطهٔ بارش ـ ارتفاع در بخش‌های مختلف ایران زمین

منبع	محل جغرافیایی	ضریب همبستگی	رابطهٔ بارش ـ ارتفاع
مهندسین مشاور هامونپاد (۱۳۷۴)	ارتفاعات جنوب کرمان	۰/۸۹	P = ۸۵/۷۹ + ۰/۹۵ H ± ۱۶/۹
همان	ارتفاعات جنوب غربی کرمان	۰/۷۶	P = ۱۵۷/۷۵+۰/۴۴ H ± ۳۵/۴
همان	ارتفاعات مرکزی کرمان	۰/۵۹	P = ۶۷/۶ + ۰/۰۴۱H ± ۳۴
همان	ارتفاعات شمال شرق کرمان	۰/۸۶	P = ۱/۷ + ۰/۰۶H ± ۲۴/۴
حبیبی(۱۳۷۳)با تصرف	ارتفاعات آبریز کارون و مارون در کهگیلویه	۰/۸۸	P = ۶۳۷/۹۰ + ۰/۷۱۷ H
همان	ارتفاعات آبریزژهره در کهگیلویه	۰/۹۷	P = -۸۵/۳۹ + ۱/۲۰۷ H
مسیّبی (۱۳۷۱)	ارتفاعات آبریز گلپایگان	۰/۸۹	P = -۱۳۲/۳۸ + ۰/۲۰۲۸ H
نقیان (۱۳۷۱)	ارتفاعات آبریز سولگان	۰/۸۳	P = -۵۶۸ + ۰/۳۷۶ H
نقل‌از نیک‌اندیش(۱۳۷۰)	شمال غرب کارون (منطقه چلگرد)	۰/۹۲	P = -۱۵۸۲/۸۴ + ۱/۰۲۹۵ H
همان	غرب کارون (منطقهٔ لردگان)	۰/۷۵	P = ۱۰۶/۹۶ + ۰/۲۷۵ H
همان	شرق کارون (منطقهٔ شهرکرد)	۰/۷۳	P = -۶۲/۲۶ + ۰/۱۱۲ H
همان	جنوب و جنوب شرق کارون (منطقه یاسوج)	۰/۸۸	P = -۱۳۱۴ + ۱/۱۹ H
همان	نواحی سطح کارون	۰/۸۲	P = -۸۱/۷ + ۲۳ log H
باقری (۱۳۷۴)	کارون میانی (بین گدارلندر تاپل شالو)	۰/۵۳	P = ۴۵۲/۶ + ۰/۴۴۳ H
صالحی (۱۳۷۵)	دامنه‌های غربی زاگرس (منطقهٔ باغ ملک)	۰/۷۱	P = ۴۸۰ + ۰/۱۳H
موحد دانش (۱۳۷۳)	حوضه ارومیه	-	P = ۱۰۰ + ۰/۱۸ H

(P) میانگین بارش سالانه به میلی‌متر (H) ارتفاع از سطح دریا به متر

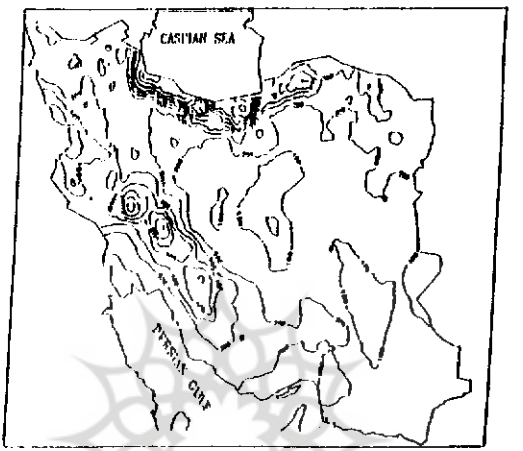
بررسی رابطهٔ بارش ـ ارتفاع در گسترهٔ ایران زمین

در این پژوهش برای پیشگیری از دشواریهایی که پیش از این یادآوری شد روابط بارش ـ ارتفاع ایران زمین را به کمک دو نقشهٔ رقومی به انجام رسانده‌ایم. یکی از این نقشه‌هانقشهٔ رقومی میانگین ۳۷ سالهٔ مجموع بارش سالانه (AVG) و دیگری نقشهٔ رقومی ارتفاع[2] DEM است (نقشه‌های شمارهٔ ۱ و ۲). میزان همبستگی این دو نقشه به کمک اصول «جبر نقشه‌ها» محاسبه گردیده و بیانگر آن است که اگر

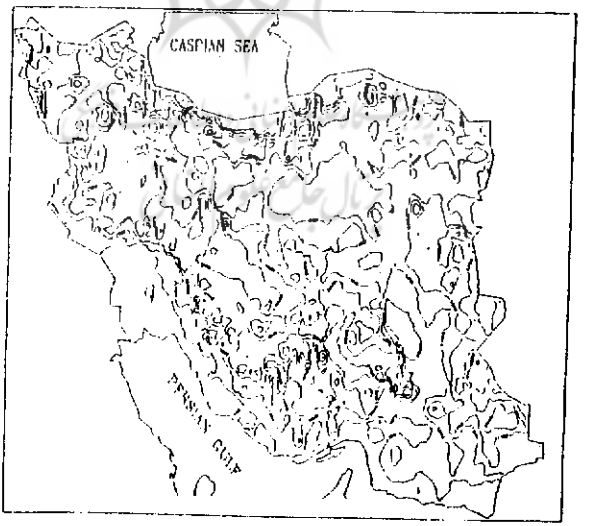
2- Digital Elevation Model

سراسر ایران زمین را به عنوان یک واحد در نظر بگیریم رابطهٔ ضعیفی میان بارش و ارتفاع وجود دارد (r = ۰/۰۶۱) و میانگین خیزبارش ۱/۶۳ میلی‌متر بازای هر صد متر است. رابطهٔ عمومی بارش ـ ارتفاع ایران زمین از روی این دو نقشه به قرار زیر به دست آمده است.

$$P = (۰/۰۱۶۳۰۵ \pm ۰/۰۰۲۹۵۵)\,H + ۲۳۵/۲۴ \pm ۴/۴۶$$



نقشهٔ شمارهٔ ۱: تغییرات مکانی میانگین مجموع بارش سالانهٔ ایران زمین (۱۹۵۷ـ۱۹۹۳)



نقشهٔ شمارهٔ ۲: خطوط تراز ارتفاعی ایران زمین

با توجّه به این که میانگین ارتفاع ایران زمین از روی DEM حدود ۱۳۶۰ متر به دست می‌آید مدل یاد شده میانگین بارش سالانه را حدود ۲۶۰ میلی‌متر برآورد می‌کند. با این که این برآورد به میانگین بارش سالانه که از روی AVG به دست می‌آید بسیار نزدیک است اما این مدل به هیچ وجه نمی‌تواند توزیع مکانی بارش را با توجه به ارتفاعات توضیح دهد (به جدول شمارهٔ ۲ نگاه کنید). ناتوانی این مدل به چند عامل باز می‌گردد. نخست این که نقشهٔ رقومی ارتفاع که در این پژوهش به کار برده‌ایم نشانگر ارتفاع یاخته‌های ۱۴ × ۱۴ کیلومتری است. هر چند یاخته‌های نقشه بارش نیز به همین اندازه و منطبق بر یاخته‌های نقشهٔ ارتفاع است اما نمی‌توان ادعا کرد که زوج داده‌های بارش و ارتفاعات به یک نقطهٔ زمینی معین اشاره می‌کنند. به همین سبب همچنان که بارشها و ارتفاعات برآوردهایی هستند که تنها در محدودهٔ یاخته‌های ۱۴ × ۱۴ کیلومتری اعتبار دارند صحت رابطهٔ بارش ـ ارتفاع که بر پایهٔ این دو نقشه به دست آمده است نیز وابسته به اندازهٔ یاخته‌های این دو نقشه است و دوم این که نوع رابطهٔ بارش ـ ارتفاع و مقدار پارامترهای مدل بارش ـ ارتفاع در همه جای ایران زمین، همچنان که خواهیم دید، یکسان نیست. مثلاً در حالی که در سواحل خزر رابطهٔ بارش ـ ارتفاع معکوس قوی است در دامنه‌های غربی زاگرس مستقیم قوی است. همین موضوع سبب می‌شود که رابطهٔ عمومی بارش ـ ارتفاع تضعیف شود.

جدول شمارهٔ ۲: آمارهای رگرسیون بارش - ارتفاع در ایران زمین

متغیر وابسته	بارش
همبستگی چندگانه	۰/۰۶۱۱۷
ضریب تعیین	۰/۰۰۳۷۴
ضریب تعیین اصلاح شده	۰/۰۰۳۶۲
خطای استاندارد مدل	۱۷۲/۹۷۵۹۷

تحلیل پراش:

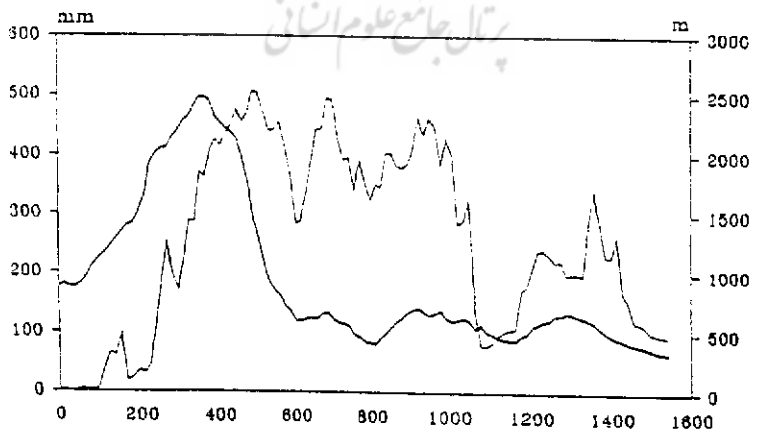
	درجهٔ آزادی	مجموع مربّعات	میانگین‌مربّعات
رگرسیون	۱	۹۱۰۷۸۵/۸۸۰۰۷	۹۱۰۷۸۵/۸۸۰۰۷
مانده‌ها	۸۱۰۶	۲۴۲۵۳۷۰۹۲/۲۲۰۷۰	۲۹۹۲۰/۶۸۷۴۲
		sig. F = ۰/۰۰۰۰	F = ۳۰/۴۴۰۰۱

متغیرهای معادله:

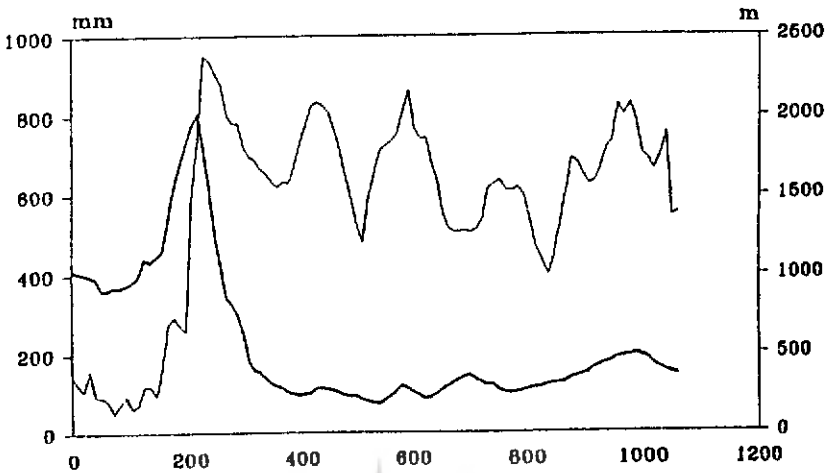
متغیر	B	خطای استانداردB	β	T	sig. T
ارتفاع	۰/۰۱۶۳۰۵	۰/۰۰۲۹۵۵	۰/۰۶۱۱۶۵	۵/۵۱۷	۰/۰۰۰۰
عرض از مبدأ	۲۳۵/۲۳۶۳۰۴	۴/۴۵۵۴۶۵		۵۲/۷۹۷	۰/۰۰۰۰

رابطهٔ بارش ـ ارتفاع در چند برش نمونه

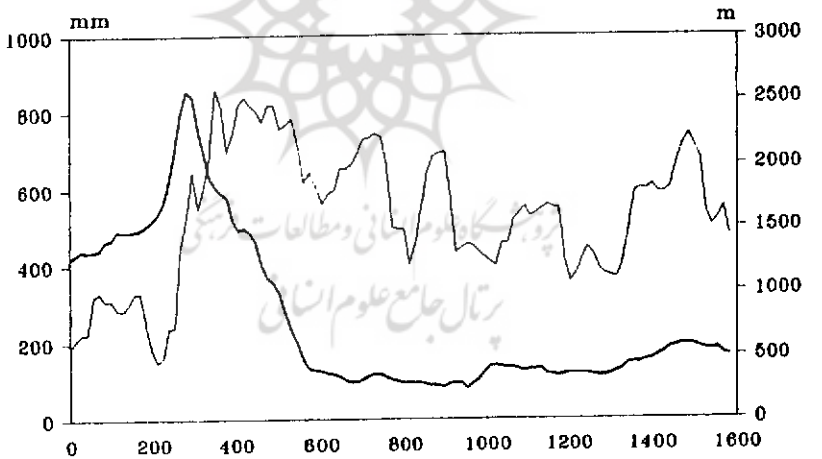
چنان که دیدیم رابطهٔ بارش ـ ارتفاع تغییرات مکانی بزرگی را نشان می‌دهد. با این حال همچنان جای این پرسش هست که آیا تغییرات مکانی رابطهٔ بارش ـ ارتفاع از الگوی معینی پیروی می‌کند یا خیر. برای پاسخ به این پرسش تهیهٔ چند برش عرضی و طولی از بارش و ارتفاع لازم است تا در بخشهای مختلف ناهمواریها، چگونگی تغییرات بارش بررسی گردد. این برشهااز روی نقشهٔ DEM و AVG استخراج و در نمودارهای یک تا چهار ترسیم شده‌اند. از بررسی این نمودارها چند نتیجهٔ عمده به دست می‌آید. نخست این که همچنان که پیش از این نیز یادآوری کردیم بطورکلی رابطهٔ مشخصی میان ارتفاع نقاط از سطح دریا و بارش دریافتی آنها وجود ندارد. برای نمونه در دامنه های بادگیر زاگرس با افزایش ارتفاع، بارش نیز افزایش می‌یابد (به نمودارهای شمارهٔ ۱ تا ۳ نگاه کنید) اما از کرانه‌های خزر تا بخش بزرگی از دامنه‌های شمالی البرز با افزایش ارتفاع، بارش کاهش می‌یابد (به نمودار شمارهٔ ۴ نگاه کنید). دوم آن که بیشینهٔ بارش در چکاد کوهستان به دست نمی‌آید بلکه در محلی پیش از آن و بر روی دامنهٔ بادگیر قرار می‌گیرد. به نظرمی‌رسد فاصلهٔ میان محل بروز بیشینهٔ بارش تا چکاد تابعی از شیب دامنهٔ بادگیر باشد. مثلاً در نمودار شمارهٔ ۱ که شیب دامنهٔ بادگیر ملایمتر است این فاصله حدود ۱۳۰ کیلومتر، در نمودار شمارهٔ ۳ که شیب اندکی تندتر است حدود ۷۰ کیلومتر و در نمودار شمارهٔ ۲ که شیب بسیار تند است حدود ۱۰ کیلومتر است. چنین به نظر می‌آید که محدودیت رطوبتی توده‌های هوایی که به دامنهٔ بادگیر می‌رسند سبب پیدایش پدیدهٔ «عدم انطباق بیشینهٔ بارش بر چکاد» باشد. با این وجود چون این فواصل بویژه در مورد نمودارهای شمارهٔ ۲ و ۳ نسبت به اندازهٔ یاخته‌ها کوچکند نمی‌توان داوری دقیقی در این باره کرد. سوم آن که کمربندهای کوهستانی را از نظر چگونگی تغییرات مکانی بارش می‌توان به سه بخش تقسیم کرد:



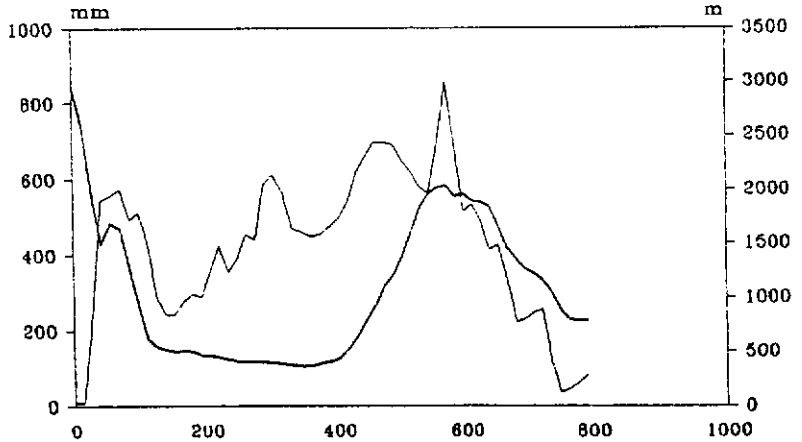
نمودار شمارهٔ ۱: برش عرضی بارش و ارتفاع در راستای مدار ۳۱ درجهٔ شمالی



نمودار شمارهٔ ۲: برش عرضی بارش و ارتفاع در راستای مدار ۳۲/۴ درجهٔ شمالی



نمودار شمارهٔ ۳: برش عرضی بارش و ارتفاع در راستای مدار ۳۴ درجهٔ شمالی

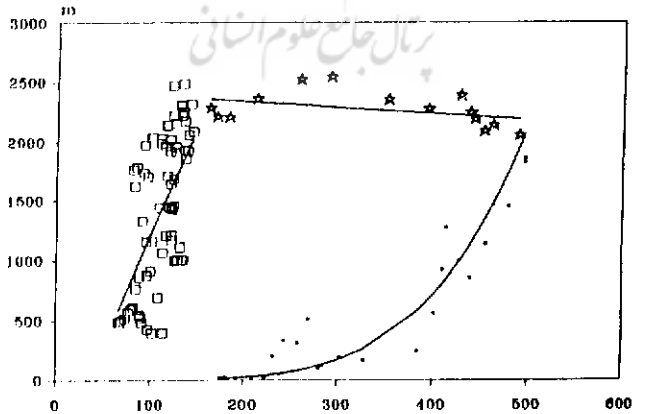


نمودار شمارهٔ ۴: برش عرضی بارش و ارتفاع در راستای نصف‌النهار ۵۲ درجه شرقی

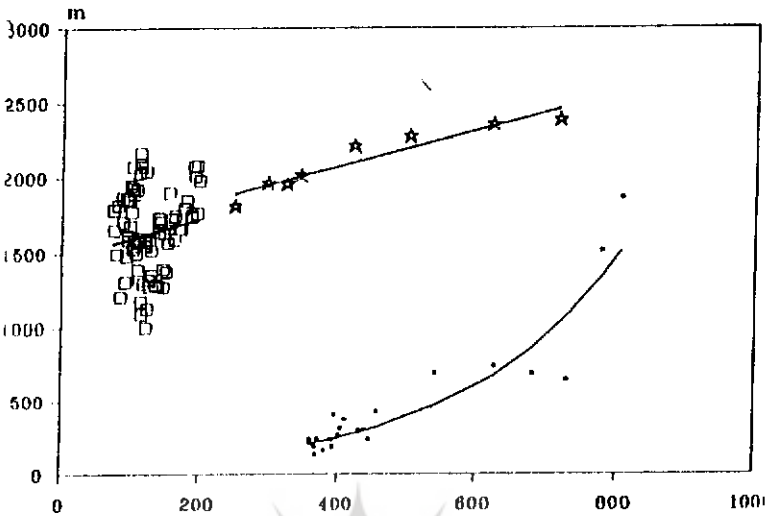
۱) پیش باد: در این بخش رابطهٔ بارش ـ ارتفاع قوی و بیشتر از نوع نمایی و مستقیم است (به نمودارهای شمارهٔ ۵ تا ۷ نگاه کنید). به بیان دیگر مقدار بارش سالانه به نسبت لگاریتم ارتفاع افزایش می‌یابد.

۲) پس چکاد: در این بخش صرف نظر از این که ارتفاع کاهش یابد یا خیر بارندگی به شدت کاهش می‌یابد. بنابراین اگر فاصلهٔ بیشینهٔ بارش تا چکاد زیاد باشد خیز بارش منفی (به نمودار شمارهٔ ۵ نگاه کنید) و اگر این فاصله کوتاه باشد خیز بارش مثبت خواهد بود (به نمودار شمارهٔ ۶ نگاه کنید).

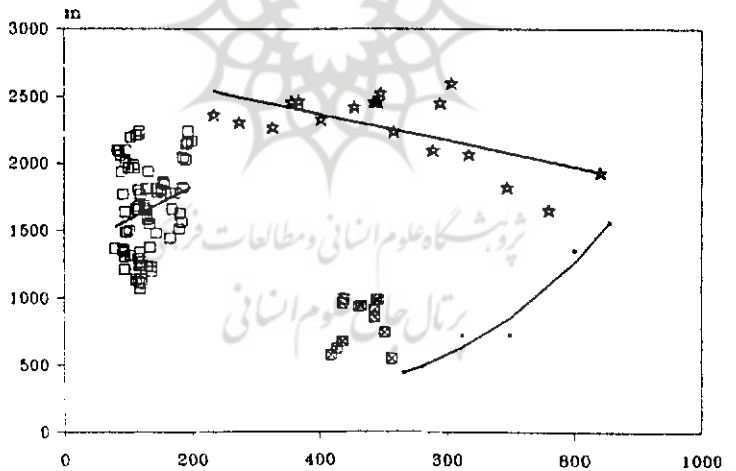
۳) پشت باد: در این بخش رابطهٔ مشخصی بین بارش و ارتفاع دیده نمی‌شود و کوههای بلند تنها اثری اندک بر افزایش بارش دارند و تغییرات مکانی بارش ناچیز است (به نمودارهای شمارهٔ ۱ تا ۳ نگاه کنید).



نمودار شمارهٔ ۵: منحنیهای خیز بارش در راستای مدار ۳۱ درجهٔ شمالی



نمودار شمارهٔ ۶: منحنیهای خیز بارش در راستای مدار ۳۲/۴ درجهٔ شمالی



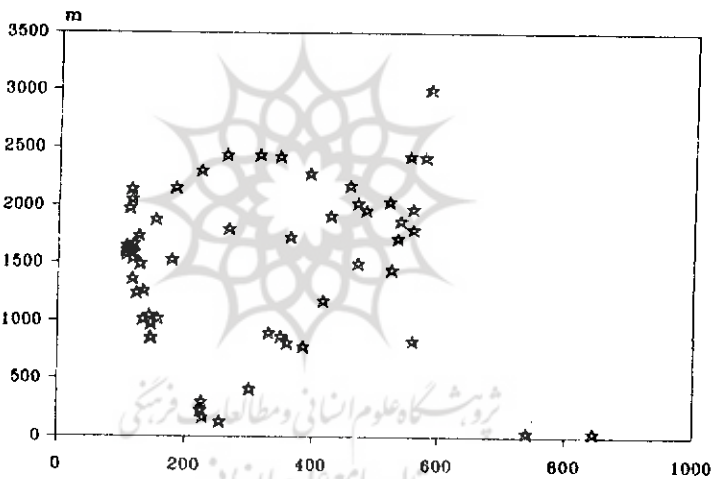
پژوهشگاه علوم انسانی و مطالعات فرهنگی
پرتال جامع علوم انسانی

نمودار شمارهٔ ۷: منحنیهای خیز بارش در راستای مدار ۳۴ درجهٔ شمالی

بطورکلی چنین فهمیده می‌شود که در زاگرس اثر ارتفاع بر بارش در دامنه‌های بادگیر کاملاً مشهود است اما با پشت سر گذاشتن پیشانی رشته کوه، رابطهٔ بارش ـ ارتفاع بشدّت تضعیف می‌شود.

در رشته کوه البرز رابطهٔ بارش ـ ارتفاع از این پیچیده‌تر است. با دور شدن از دریا و نزدیک شدن به

البرز مقدار بارش بشدت کاهش می‌یابد اما در ارتفاعات بیش از ۱۵۰۰ متر با افزایش ارتفاع بارش نیز افزایش می‌یابد و با گذشتن از چکاد البرز و قرار گرفتن بر روی دامنه‌های جنوبی با کاهش ارتفاع بارش کاهش می‌یابد. در نواحی داخلهٔ ایران تا زمانی که به رشته کوه زاگرس برسیم ارتفاع نقش چندانی در بارش ندارد (به نمودار شمارهٔ ۴ نگاه کنید). در نمودار شمارهٔ ۴ که برش شمالی ـ جنوبیِ بارش ـ ارتفاع را نشان می‌دهد هر سه حالت رابطهٔ بارش ـ ارتفاع در ایران زمین دیده می‌شود: رابطهٔ معکوس قوی در کرانه‌های خزر، رابطهٔ بسیار ضعیف در ایران مرکزی و رابطهٔ مستقیم قوی در زاگرس. به همین سبب است که در نمودار شمارهٔ ۸ که ترکیب این سه حالت را به نمایش می‌گذارد در مجموع نمی‌توان رابطه‌ای آماری میان بارش و ارتفاع تشخیص داد.



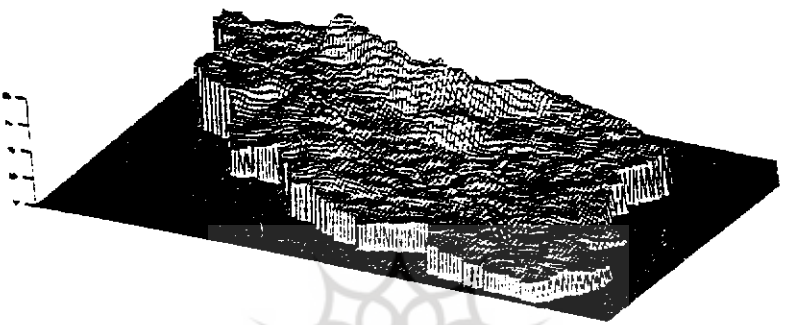
نمودار شمارهٔ ۸: تغییرات بارش ـ ارتفاع در راستای نصف‌النهار ۵۲ درجهٔ شرقی

یک مدل مکانی برای توضیح تغییرات مکانی بارش سالانهٔ ایران زمین

چنان که دیدیم به سببهای گوناگون ارتفاع نمی‌تواند در همه جای ایران زمین تغییرات مکانی بارش را توضیح دهد. اینک این پرسش پیش می‌آید که چگونه می‌توان مدلی فراهم آورد که دست کم بتواند بخشی از این تغییرات مکانی را توجیه کند. در نگاه نخست چنین به نظر می‌رسد که چون اثر ارتفاع بر بارش موضعی است بنابراین مدلی که علاوه بر ارتفاع طول و عرض جغرافیایی را نیز دربرداشته باشد بتواند به صورت شایسته‌تری تغییرات مکانی بارش را توضیح دهد.

از بررسی نقشهٔ لگاریتمی سه بعدی همبارش ایران زمین (نقشه شمارهٔ ۳) و آزمودن مدلهای مختلف آشکار گردید که اگر بخواهیم مقدار بارش سالانه را به کمک مختصات فضایی نقاط (طول، عرض، ارتفاع) برآورد کنیم مدل زیر از توانایی بیشتری برخوردار خواهد بود:

$$P(x,y,h) = EXP[a + bx + cy^2 + dh]$$



نقشه شمارهٔ ۳: تغییرات مکانی لگاریتم میانگین مجموع بارش سالانهٔ ایران زمین (۱۹۵۷-۱۹۹۳)

در این فرمول d, c, b, a پارامترهای مدل، h ارتفاع از سطح دریا به متر و x و y توابعی از طول و عرض جغرافیایی هستند که از معادلات زیر به دست می‌آیند:

$$f(\lambda) = x = ۱۱/۱۱۳۶۴۵۸۱ (\lambda + ۱۸۰) - ۲۴۸۹/۴۵۶۶۶۲$$

$$g(\varphi) = y = ۶۳۶/۷۶۵ \sin \varphi - ۲۶۹/۱۰۸۵۱۷۴$$

در این معادلات λ طول جغرافیایی و φ عرض جغرافیایی می باشد.

مقدار پارامترهای این مدل با توجّه به اطلاعات نقشهٔ DEM و AVG محاسبه و در جدول شمارهٔ ۳ ثبت شده است. مقدار ضریب تعیین نشان می‌دهد که حدود ۴۷/۶ درصد از تغییرات مکانی بارش در ایران زمین را می‌توان با تکیه بر مختصات فضایی هر نقطه توضیح داد. با این حال هنوز جای این پرسش هست که با توجه به خطای معیار پارامترها تا چه اندازه می‌توان اطمینان داشت که مقدار پارامترهای d, c, b, a برابر صفر نباشد. مقدار آمارهٔ t که برای پارامتر d (ضریب ارتفاع) محاسبه شده‌است بیانگر آن است که مقدار این پارامتر مخالف صفر است اما سهم ارتفاع در افزایش ضریب تعیین ناچیز است. بنابراین به نظر می‌رسد حتی با کنار گذاشتن ارتفاع از مدل یاد شده بتوان باز به همان مقدار از ضریب

تعیین که با حضور ارتفاع در مدل به دست آورده بودیم برسیم و مدلی ساده‌تر به قرار زیر بسازیم.

$$P(x, y) = EXP[a + bx + cy^2]$$

جدول شمارهٔ ۳: آمارهای رگرسیون چندگانهٔ بارش و مختصات فضایی

متغیر وابسته	لگاریتم بارش
همبستگی چندگانه	۰/۶۹۰۲۳
ضریب تعیین	۰/۴۷۶۴۲
ضریب تعیین اصلاح شده	۰/۴۷۶۲۳
خطای استاندارد مدل	۰/۴۲۵۲۶

تحلیل پراش:

	درجهٔ آزادی	مجموع مربّعات	میانگین مربّعات
رگرسیون	۳	۱۳۳۳/۵۹۶۰۰	۴۴۴/۵۳۲۰۰
مانده‌ها	۸۱۰۴	۱۴۶۵/۵۸۱۴۵	۰/۱۸۰۸۵

F = ۲۴۵۸/۰۶۰۱۴ sig. F = ۰/۰۰۰۰

متغیرهای معادله:

متغیر	B	خطای استانداردB	β	T	sig. T
طول	-۰/۰۰۶۳۵۶	۱/۰۵۱۸E-۴	-۰/۵۴۷۰۱۲	-۶۰/۴۲۹	۰/۰۰۰۰
مربع عرض	۳/۰۳۴۰۵E - ۵	۱/۱۷۵۹E-۶	۰/۲۳۵۸۳۳	۲۵/۸۰۱	۰/۰۰۰۰
ارتفاع	۱/۲۸۶۷۶E - ۵	۷/۳۹۶۳E - ۶	۰/۰۱۴۲۳۵	۱/۷۴۰	۰/۰۸۱۹
عرض از مبدأ	۵/۸۹۳۱۰۸	۰/۰۱۹۷۶۹		۲۹۸/۱۰۶	۰/۰۰۰۰

مقدار پارامترهای مدل اخیر محاسبه و در جدول شمارهٔ ۴ ثبت شده‌است. این محاسبات حاکی از آنند که بدون حضور ارتفاع نیز تغییرات مکانی بارش به همان خوبی مدل پیش توضیح داده می‌شود. این مدل نیز تنها حدود ۴۷/۶ درصد از تغییرات مکانی بارش را توضیح می‌دهد اما می‌توان امیدوار بود که در آینده مدلهای شایسته‌تری طراحی و پیشنهاد شود.

جدول شمارهٔ ۴: آماره‌های رگرسیون چندگانهٔ بارش و مختصات طولی و عرضی

متغیر وابسته	لگاریتم بارش
همبستگی چندگانه	۰/۶۹۰۰۹
ضریب تعیین	۰/۴۷۶۲۳
ضریب تعیین اصلاح شده	۰/۴۷۶۱۰
خطای استاندارد مدل	۰/۴۲۵۳۱

تحلیل پراش:

	درجهٔ آزادی	مجموع مربّعات	میانگین مربّعات
رگرسیون	۲	۱۳۳۳/۰۴۸۶۳	۶۶۶/۵۲۴۳۲
مانده‌ها	۸۱۰۵	۱۴۶۶/۱۲۸۸۲	۰/۱۸۰۸۹
F = ۳۶۸۴/۶۵۵۴۸		sig. F = ۰/۰۰۰۰	

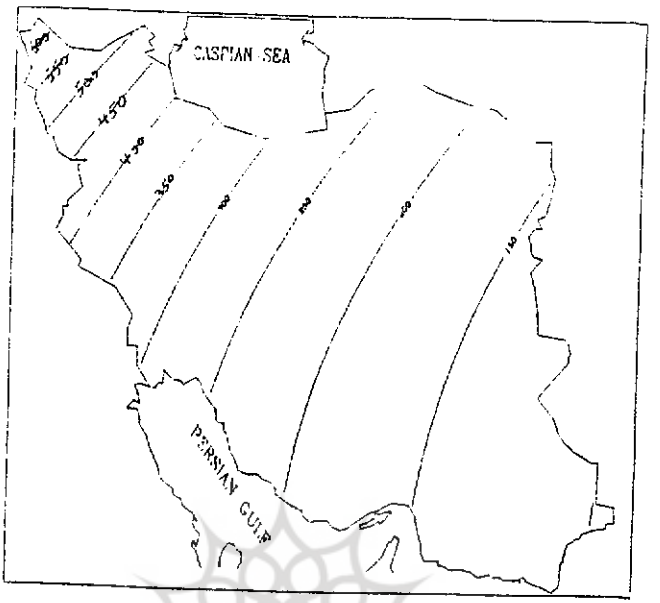
متغیرهای معادله:

متغیر	B	خطای استانداردB	β	T	sig. T
طول	-۰/۰۰۶۳۶۳	۱/۰۵۱۰E-۴	-۰/۵۴۷۶۶۹	-۶۰/۵۴۶	۰/۰۰۰۰
مربع عرض	۳/۰۶۳۶۲E-۵	۱/۱۶۳۷E-۶	۰/۲۳۸۱۳۲	۲۶/۳۲۶	۰/۰۰۰۰
عرض از مبدأ	۵/۹۰۹۶۴۵	۰/۰۱۷۳۳۵		۳۴۰/۹۰۳	۰/۰۰۰۰

بررسی شایستگی مکانی مدل‌مکانی بارش

هدف فرجامین یک مدل ریاضی برای تبیین تغییرات مکانی بارش آن است که یک رابطهٔ ریاضی، تقریب خیلی خوبی از یک نقشهٔ همبارش باشد. بنابراین پس از ساخت هر مدل مکانی بارش بسیار مهم است که پیش بینیهای مدل برای هر نقطه با مقادیر مشاهده شده در همان نقطه مقایسه شود تا روشن شود که مدل در چه مکانهایی تواناتر و در چه مکانهایی ناتوانتر است. به این منظور به کمک مدل یادشده یک نقشهٔ همبارش برای ایران زمین برآورد گردیده (نقشهٔ شمارهٔ ۴) و مقدار انحراف این نقشهٔ برآوردی از نقشهٔ همبارش مادر (AVG) از فرمول زیر محاسبه شده‌است.

$$DEV = 100 * (P - AVG) / AVG$$



نقشه شمارهٔ ۴: مدل تغییرات مکانی بارش سالانهٔ ایران زمین

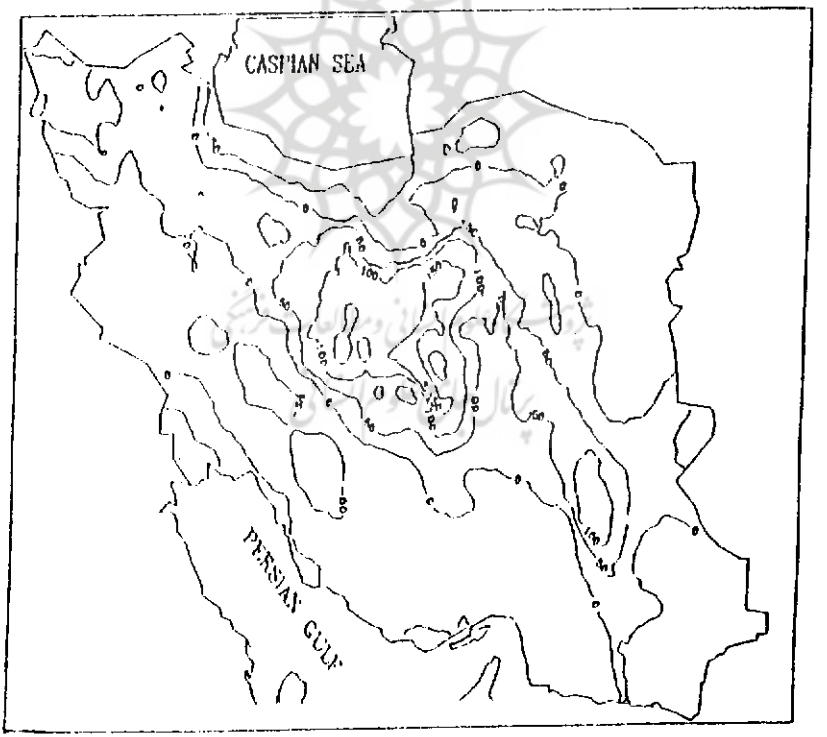
در این معادله AVG نقشهٔ همبارش مادر، P نقشهٔ همبارش برآوردی و DEV نقشهٔ انحراف می‌باشد.

بررسی نقشهٔ همبارش برآوردی نشان‌می‌دهد که مدل پیشنهادی دو خصوصیت مهم مکانی بارش در ایران زمین را بازتاب می‌دهد. نخست این که مقدار بارش از شمال غرب به جنوب شرق کاهش می‌یابد. به نظر می‌رسد این رفتار مدل متأثر از جهت حرکت سیستمهای بارانزا در کشور باشد. دوم آنکه با نزدیک شدن به بخشهای شرقی ایران زمین شیب کاهش بارش کمتر می‌شود. به بیان دیگر در بخشهای غربی کاهش بارش با حرکت به سوی شرق شدیدتر است.

با اینکه مدل پیشنهادی برخی از ویژگیهای مکانی بارش را آشکار می‌سازد اما چنان که دیدیم تنها توانایی تبیین کمتر از ۵۰٪ تغییرات مکانی بارش را دارد. نقشهٔ شمارهٔ ۵ که درصد انحراف برآوردهای مدل را از نقشهٔ همبارش مادر نشان می‌دهد چند نکتهٔ مهم را دربارهٔ توانایی مدل یاد شده آشکار می‌سازد. این مدل، بارش سالانهٔ بخشهای شرقی و شمال شرقی و کمربند زاگرس (مگر بخشهای بسیار فرازمند آن) را نسبتاً خوب برآورد می‌کند. بارش بخشهای مرکزی و لوت بیشتر از واقع و بارش بخشهای فرازمند زاگرس و کرانه‌های خزر کمتر از واقع برآورد می‌شود. در مجموع برآوردهای مدل حدود ۱۰٪ بزرگتر از واقع هستند و خطای برآورد برای حدود $\frac{1}{4}$ از گسترهٔ ایران زمین از ۲۰٪ کوچکتر است (به

جدول شمارهٔ ۵ نگاه کنید). چنان که نمودار شمارهٔ ۹ نشان می‌دهد برآوردهای مدل در ۵۳٪ گسترهٔ کشور کمتر از مشاهدات و در ۴۷٪ دیگر مساحت بیش از مشاهدات بوده است. از بررسی تغییرات شیب این نمودار چنین برمی‌آید که انحرافهای خیلی بزرگ یا خیلی کوچک گستره‌های بزرگی از کشور را نمی‌پوشانند (شیب منحنی اندک است) و مقدار انحراف در بخش بزرگی از کشور (نیمی از مساحت ایران زمین) بین ۱۰ تا ۴۰ـ درصد بوده‌است (شیب منحنی تند است).

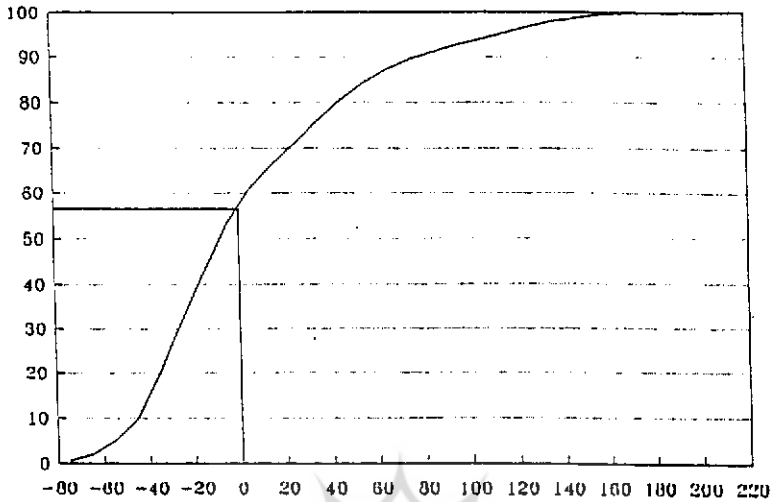
با توجّه به آنچه گذشت به نظر می‌رسد برای توضیح تغییرات مکانی بارش در ایران زمین بسیار بهتر است که به جای ارتفاع نقاط از طول و عرض جغرافیایی آنها کمک بگیریم. با این حال اگر مدل مکانی بارش را به جای سراسر ایران زمین برای محدوده‌های کوچکتری تهیه کنیم نتیجهٔ بهتری به دست خواهیم آورد. این مدلهای موضعی بخش بسیار بزرگتری از تغییرات مکانی بارش در ایران زمین را توضیح می‌دهند و امکان می‌دهند تا برآوردهایی نسبتاً دقیق از بارش محدوده‌های نسبتاً کوچک به دست آوریم.



نقشه شمارهٔ ۵: درصد انحراف مقادیر برآوردی از مقادیر مشاهده شده

جدول شمارهٔ ۵: توزیع مکانی درصد انحراف برآوردهای مدل از مشاهدات

دسته‌ها	درصد تجمعی مساحت	میانگین وزنی
-۸۰ ~ -۷۰	۰/۶۳	-۷۵/۰
-۷۰ ~ -۶۰	۲/۱۲	-۶۸/۰
-۶۰ ~ -۵۰	۵/۲۹	-۶۰/۲
-۵۰ ~ -۴۰	۱۰/۰۶	-۵۳/۰
-۴۰ ~ -۳۰	۲۰/۰۱	-۴۴/۰
-۳۰ ~ -۲۰	۳۲/۱۴	-۳۶/۹
-۲۰ ~ -۱۰	۴۳/۲۲	-۳۱/۳
-۱۰ ~ ۰	۵۳/۳۵	-۲۶/۳
۰ ~ ۱۰	۶۰/۸۷	-۲۲/۴
۱۰ ~ ۲۰	۶۶/۴۹	-۱۹/۲
۲۰ ~ ۳۰	۷۱/۱۳	-۱۶/۴
۳۰ ~ ۴۰	۷۶/۰۹	-۱۳/۰
۴۰ ~ ۵۰	۸۰/۵۰	-۹/۸
۵۰ ~ ۶۰	۸۴/۲۶	-۶/۹
۶۰ ~ ۷۰	۸۷/۲۷	-۴/۵
۷۰ ~ ۸۰	۸۹/۵۱	-۲/۵
۸۰ ~ ۹۰	۹۱/۰۷	-۱/۰
۹۰ ~ ۱۰۰	۹۲/۵۶	۰/۶
۱۰۰ ~ ۱۱۰	۹۳/۷۷	۱/۹
۱۱۰ ~ ۱۲۰	۹۵/۱۳	۳/۵
۱۲۰ ~ ۱۳۰	۹۶/۵	۵/۳
۱۳۰ ~ ۱۴۰	۹۷/۷۹	۷/۰
۱۴۰ ~ ۱۵۰	۹۸/۵۷	۸/۱
۱۵۰ ~ ۱۶۰	۹۹/۴۱	۹/۳
۱۶۰ ~ ۱۷۰	۹۹/۷۴	۹/۸
۱۷۰ ~ ۱۸۰	۹۹/۹۰	۱۰/۱
۱۸۰ ~ ۱۹۰	۹۹/۹۰	۱۰/۲
۲۱۰ ~ ۲۲۰	۱۰۰/۰۰	۱۰/۳



نمودار شمارهٔ ۹: توزیع مکانی درصد انحراف برآوردها از مشاهدات

بر پایهٔ آگاهیهایی که از رفتار مکانی بارش در ایران زمین به دست آمده و بخشی از آن در این نوشتار آمد نرم‌افزاری طراحی شده‌است که در هر محدودهٔ دلخواه به شرطی که در قلمرو ایران زمین باشد پارامترهای مدل ارتفاعی و مدل مکانی را محاسبه می‌کند. امید می‌رود که پس از این پژوهشهای مقدماتی در آینده‌ای نزدیک به آگاهیهای بسیار کاملتری دربارهٔ رفتار مکانی بارش در ایران زمین دست یابیم.

پژوهشگاه علوم انسانی و مطالعات فرهنگی
پرتال جامع علوم انسانی

منابع و مآخذ

۱ـ باقری، خسرو، بررسی پتانسیلهای هیدروکلیمایی حوضهٔ آبریز رودخانه کارون از پل شالوتاگدارلندر، (پایان‌نامهٔ کارشناسی ارشد)، دانشکدهٔ ادبیات و علوم انسانیِ دانشگاه اصفهان، ۱۳۷۴.

۲ـ تقیان، علیرضا، هیدرولوژی و ژئومورفولوژی حوضهٔ رودخانه سولگان، (پایان‌نامهٔ کارشناسی ارشد)، دانشکدهٔ ادبیات و علوم‌انسانیِ، دانشگاه اصفهان، ۱۳۷۱.

۳ـ جعفرپور، ابراهیم، اقلیم‌شناسی، انتشارات دانشگاه تهران، ۱۳۷۱.

۴ـ حبیبی، حسین؛ فقیری، علی، **مطالعات توسعه اقتصادی و اجتماعی استان کهگیلویه و بویر احمد**، گزارش هوا و اقلیم، مرکز انفورماتیک و مطالعات توسعه، ۱۳۷۱.

۵ـ رمنیراس، ژ، **اصول هیدرولوژی مهندسی**، جلد اوّل، انتشارات دانشگاه جندی شاپور، ترجمهٔ حسین صدقی، ۱۳۵۷.

۶ـ صالحی، اصغر، **پتانسیل اقلیم کشاورزی حوضهٔ آبخیز بازفت**، (پایان نامهٔ کارشناسی ارشد)، دانشگاه آزاد نجف‌آباد، گروه جغرافیا، ۱۳۵۷.

۷ـ علیجانی، بهلول؛ کاویانی، محمدرضا، **مبانی آب و هواشناسی**، انتشارات سمت، ۱۳۷۱.

۸ـ علیجانی، بهلول، «نقش کوههای البرز در توزیع ارتفاعی بارش»، **فصلنامهٔ تحقیقات جغرافیایی**، شمارهٔ ۳۸، پاییز ۱۳۷۴، ص ۳۷ـ۵۳.

۹ـ مسیبی، محمد، **بررسی اوضاع طبیعی حوضهٔ آبی رودخانه گلپایگان با تاکید بر هیدروکلیما**، (پایان نامهٔ کارشناسی ارشد)، دانشکده ادبیات و علوم انسانیِ دانشگاه اصفهان، ۱۳۷۱.

۱۰ـ موحّد دانش، علی‌اصغر، **هیدرولوژی آبهای سطحی ایران**، انتشارات سمت، ۱۳۷۳.

۱۱ـ مهندسین مشاور هامونیاد، **مطالعات جامع اجتماعی و اقتصادی استان کرمان**، سازمان برنامه و بودجهٔ استان کرمان، ۱۳۷۴.

۱۲ـ نیک‌اندیش، نسرین، **شناخت و بررسی وضعیت رسوبگذاری در سد شهید عباسپور**، (پایان نامهٔ کارشناسی ارشد)، دانشکده ادبیات و علوم انسانیِ دانشگاه اصفهان، ۱۳۷۰.

13- Barry, Roger G., ***Mountain weather and climate***. 2nd edition, Routledge, 1992.

14- Barry, R. G. and R. J. chorley, ***Atmosphere, weather and climate***, methuen and co. New York, 1982.

15- Kirkby, M. J. et al., ***Computer simulation in physical geography***, John wiley and sons, 1987.

16- Linacre, Edward, ***Climate data and resources. A reference and guide***, Routledge, 1992.